

Földtani Közlöny

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 130. No. 1



A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Budapest, 2000

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat
folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological
Society

Vol. 130. No. 1

Budapest
ISSN 0015-542X

Felelős kiadó

BÉRCZI István
A Magyarhoni Földtani Társulat
elnöke

Editor-in-charge

István BÉRCZI
President of the Hungarian
Geological Society

Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

Editor-in chief

Géza CSÁSZÁR

Technikai szerkesztők

PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

Technical editors

Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH

Szerkesztőbizottság

ÁRKAI Péter, DUDICH Endre, FODOR László,
GRESCHIK Gyula, KECSKEMÉTI Tibor,
MINDSZENTY Andrea, NÉMEDI VARGA Zoltán,
RADÓCZ Gyula, VÖRÖS Attila

Editorial board

Péter ÁRKAI, Endre DUDICH, László FODOR,
Gyula GRESCHIK, Tibor KECSKEMÉTI,
Andrea MINDSZENTY, Zoltán NÉMEDI VARGA
Gyula RADÓCZ, Attila VÖRÖS

E szám lektorai

BÉRCZINÉ MAKK Anikó, CSILLAG Gábor,
CSONTOS László, KISS János, LESS György,
VELLEDITS Felicitász, ZELENKA Tibor

Reviewers of this issue

Anikó BÉRCZI-MAKK, Gábor CSILLAG,
László CSONTOS, János KISS, György LESS,
Felicitász VELLEDEITS, Tibor ZELENKA

Főtámogató

MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest

Sponsors

MOL Hungarian Oil and Gas Co., Budapest

Támogatók

Magyar Földtanért Alapítvány
Műszaki és Természettudományi Egyesületek
Szövetsége
Primagáz-Hungária Rt., Budapest
Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány

Foundation for the Geology of Hungary
Federation of Technical and Scientific Societies,
Hungary
Primagáz Hungária Industrial Co. Budapest
Pro Renovanda Cultura Hungariae Foundation

A kéziratokat az alábbi
címe kérjük küldeni

Manuscripts to be sent to

PIROS Olga, 1443 Budapest, Pf. 106.

Olga PIROS, 1443 Budapest, P.O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans)
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és
Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Adulár-sericit típusú hidrotermás indikáció ásványtani és genetikai vizsgálata a sárszentmiklósi Szarvas-hegyen

Mineralogical and genetical study of an adularia-sericite type hydrothermal deposit at the Szarvas Hill, Sárszentmiklós

SZENTPÉTERI Krisztián¹ - MOLNÁR Ferenc¹

(7 ábra, 2 táblázat, 4 fényképtábla)

*Tárgyszavak: hidrotermás elváltozás, adulár, breccásodás, folyadékzárvány,
alunit–kaolinit ásványparagenezis, epitermás ércesedés*

*Key words: hydrothermal alteration, adularia, brecciation, fluid inclusions,
boiling, alunite-kaolinite overprint, epithermal system*

Abstract

The hydrothermally altered Lower Miocene rhyolite tuff of Szarvas Hill contains a hydrothermal structure which can be separated into a central breccia zone and a clay- and silica mineral bearing marginal stockwork zone. Optical, x-ray powder diffraction, quantitative optical emission spectra and fluid inclusion analytical methods have been carried out on systematically collected samples. On the basis of the analytical data the evolution of the hydrothermal activity started with intensive fracturing, characterised by the development of $\mu\text{m-cm}$ thin quartz-adularia veinlets and dissemination of pyrite in the host rock. This was associated with pervasive silicification and the replacement of plagioclase with hydrothermal K-feldspar and the occasional sericitic alteration. The paragenesis indicates slightly acidic–neutral–slightly alkaline pH and reductive chemistry of the fluids. The hydrothermal fluids underwent boiling at about 220°C temperature, indicating 270–300 m minimum palaeodepth of processes. These early fluids had minor amount of carbon dioxide indicated by the occurrence of CO₂-hydrate during the freezing of fluid inclusions. The boiling of the hydrothermal fluids introduced the next, explosive stage of the system, characterised by intensive hydrothermal brecciation in the central zones. The breccia is cemented by a variously textured siliceous matrix. The still open spaces of the hydrothermal breccia were filled with kaolinite-smectite as well as quartz-opal kaolinite-alunite haematite parageneses in the varying stages of the hydrothermal activity. The temperature of the acidic-oxidative fluids was around 160–190°C. Arsenic shows the most pronounced anomalies in these late hydrothermal products. According to the textural, paragenetical and geochemical features the hydrothermal system of the Szarvas Hill at Sárszentmiklós represents a shallow zone of an adularia-sericite (low sulphidation) type epithermal system. This evidence can be considered as an indicator of a precious metal-bearing epithermal ore deposit, analogous to other deposits of the Tertiary volcanic areas of the Carpathian region.

Manuscript received: 01 20 1999

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a

Összefoglalás

A Szarvas-hegy kőfejtőjében feltárt kora-miocén korú riolituffa hidrotermás elváltozása szerkezetileg összetett, jól elkülöníthető központi breccsazonára és agyagásványos, kvarc-stockwerkes szegélyzónákra osztható. A szisztematikusan begyűjtött és előkészített mintákon polarizációs mikroszkópi, röntgen pordiffrakciós, tájékoztató jellegű optikai emissziós szinképelemzési és folyadékzárvány vizsgálatokat végeztünk. A vizsgálatok alapján a hidrotermás rendszer ásványképződése és fejlődéstörténete az alábbiakban modellezhető:

1. A feláramló oldatok és a kőzet kezdeti kölcsönhatása során a pórusok kovás átitatódása és mikrométeres, centiméteres vastagságú, különböző szerkezetű kvarc-adulár erezések kialakulása történt. E folyamattal a kőzetben pirithintés alakult ki, és a plagioklászok hidrotermás kálföldpát általi kiszorítása, továbbá szericitesedés is végbement. Az ásványparagenézis gyengén savas-neutrális-gyengén bázisos pH-jú, redukzív közegben indikál. A felszínközeli nyomáscsökkenés hatására a hidrotermás oldat felforr. Ez a folyamat 220 °C-on min. 270–300 méter paleomélységben játszódott le. A forrás során széndioxid is jelen volt a hidrotermás oldatokban.

2. A hidrotermás oldatok felforrásának hatására explozív, expanszív rendszer alakult ki. Ezen rendszerben, több fázisban változatos szövetű breccsás fészkek, erek jöttek létre.

3. A hidrotermás breccsásodás záró fázisában hematitos, kovás mátrix jellemző, jelezvén a forróvízes oldatok oxidatív válsását. A 160–190 °C-on kialakult alacsony pH viszonyokat a szmektit-kaolinit és kvarc-opál-kaolinit-alunit-hematit ásványparagenézisek képződése jelzi. Jellemző az arzén 1000 ppm feletti feldúsulása is.

A szöveti, ásványparagenetikai és geokémiai bélyegek alapján a szárszentmiklósi hidrotermás képződmény egy adulár-szericit típusú epitermális rendszer felszínközeli zónáját képviseli. A kőzet-átalakulások és a Kárpát-medencei analógiák alapján egy nemesfém-tartalmú epitermális ércesedés indikációjaként fogható fel.

Bevezetés

A vizsgált sárszentmiklósi eruptív képződmény a Sárbogárd és Sárszentmiklós közötti Mindszentpuszta melletti Nagy Szarvas-hegyen található. Ez egy ÉÉNy-DDK-irányban enyhén kiemelkedő pleisztocén üledékekkel borított vonulat. A dombrát nyugati oldalában egy kőfejtő található, ez tárja fel a riolitos eruptívumot.

A kőzet jellegait a korai szakirodalom eltérően és igen szűkszavúan adja meg. SCHAFARZIK (1875) domitos kvarctrachitnak, VENDL (1927) egyszerűen riolitnak tartja.

Részletes közettani vizsgálatokat KISS (1951) végzett a területen. Megállapításai szerint voltaképpen nem riolit, hanem riolituffa fordul elő a Szarvas-hegyen. Ez a képződmény először egy partszegélyi sekély medencében rakódott le majd az üledékgyűjtő feltöltődésével szárazföldön folytatódott az anyagfelhalmozás. A szerző szerint a tengeri felhalmozódás mellett szól az egyes helyeken észlelhető határozott anyagelrendeződés, a kőzet kaolinosan málló jellege, valamint a belőle kikerült ősmaradványok. A fauna tengeri és brakkvízi elemeket tartalmaz, melyek *Cerithium* cf. *Paoli*, *Cerithium* sp.- és *Trochus* sp.-nek bizonyultak. Ezek a felhalmozódás szarmata korát jelzik. Az ősmaradványok nem túl jó megtartásúak és csak a rétegződést mutató tufából kerültek elő. A kifejlődés folyamatos és a szárazföldi része nem választható el egyértelműen a tengeri környezetben lerakódott rétegektől.

A továbbiakban csak szórványos tanulmányok születtek a képződményről K/Ar módszerrel végzett kormeghatározási adatok alapján a képződmény kora a szarmatánál idősebbnek, 17 millió évnek adódott (RAVASZNÉ, szóbeli közlés). A

riolittufában zárványkény megjelenő kissé összesült homokkőzárványokból felső-oligocén flórát határoztak meg. A kioldott ősmaradványok üregeinek kiöntése során igen érdekes, felső-oligocén–alsó-otthnangi, néhány fajból álló tympanotonusz fauna került elő, amelynek legközelebbi rokonsága Pakisztánban található. Az előbbi eredmények alapján a riolittufát rétegtanilag az Alsó Riolitufa szintjébe sorolták (NAGYMAROSY A., szóbeli közlés). Paleomágneses vizsgálatok erőteljes rotációt mutattak a sárszentmiklósi kőzetekre (MÁRTON & MÁRTON 1989). SZABÓ (1985) az egész kőzetet leginkább ártufának, ignimbitnek tartja, amely kálimetaszomatikus bélyegeket mutat.

A kőfejtőben végzett terepi megfigyeléseink során hidrotermásan átalakult zónákat ismertünk fel a kőzetesten belül. Ezt a képződményt még KISS (1951) nem említi, mivel feltehetőleg ezt a zónát a bányászat akkor még nem tárta fel. A jelen dolgozat tárgya a hidrotermás zóna terepi, szöveti és ásványparagenetikai vizsgálata és a hidrotermás rendszer genetikájának és fejlődéstörténetének rekonstrukciója. A terület vizsgálati eredményei a magyarországi miocén vulkánosságot kísérő hidrotermás folyamatok ismeretéhez is adalékokkal szolgálnak, mivel a jórészt fedett dunántúli miocén vulkáni területeken eddig csupán a sárszentmiklósi kibukkanásból váltak ismertté a Tokaji-hegység, a Mátra, és a Börzsöny területén jellemző hidrotermás képződmények.

Alkalmazott vizsgálati módszerek

A terepbejárás során észlelési pontok szerint szisztematikusan begyűjtött mintákat különböző, a hidrotermás képződmények genetikájának feltárására alkalmas módszerekkel vizsgáltuk. A kőzetmintákból készült polírozott vékonycsiszolatokat optikai fénymikroszkópban áteső és ráeső fényben vizsgáltuk. A mikroszkópos vizsgálatok célja a kőzet porfíros elegyrészeinek, fenokristályainak és a hidrotermás ereszések paragenéziseinek és szukcesszióinak meghatározása volt. Az ásványfázisok röntgen-analitikai vizsgálatait pordiffrakciós módszerrel Siemens D-500 típusú berendezéssel (Cu cső, kristály-monokromátor, 41 kV gyorsító feszültség, Cr szűrő) az ELTE TTK Ásványtani Tanszékén végeztük. Egyes agyagásványos mintákból speciális, üveglemezre ülepített orientált preparátumok is készültek. A szemképtek vizsgálata során etilén glikolos kezelést illetve 10 órás 250°C-os hőkezelést is végeztünk (NEMECZ 1975). Polírozott felületű mintákon az elektronmikroszkopos vizsgálatokat EDAX PV9800 ED spektrométerrel felszerelt ARMAY 1830 J/T6 pásztázó elektronmikroszkópon készítettünk (20 keV gyorsító feszültség, 10 mA mintaáram, 100 sec. detektálási idő, szenes gőzölés; ELTE TTK Kőzattan-Geokémiai Tanszék).

A különbözőképpen átalakult kőzetek nyomelem-tartalmát tájékoztató jellegű optikai emissziós színképvizsgálatokkal körvonalaztuk. A mérések Zeiss berendezésen, Q24 kvarc spektrométer, Al elektród, 2 perces váltóáramú gerjesztés, WU-3 ORWO színképlemez felhasználásával, készültek az ELTE TTK Kőzattan-Geokémiai Tanszéken.

A vizsgálatokra alkalmas (0,1–1 mm vastag, két oldalán polírozott metszetekben átlátszó) kvarckristályok folyadékzárványaiban a hőmérséklet változása

során bekövetkező fázisátalakulási jelenségek (fázisok eltűnésének, illetve új fázisok képződésének) megfigyelése Chaixmeca-típusú (POTY et al. 1976) fűthető-hűthető mikroszkópi feltét felhasználásával készült az ELTE TTK Ásványtani Tanszékén. A vizsgálatok során a folyadékzárványok homogenizációs hőmérsékletét és a zárványfluidum fagyáspont csökkenését határoztuk meg. Ezen adatok a hidrotermás oldatok hőmérsékletének és koncentrációjának a jellemzésére használhatók fel.

A vizsgálatok eredményei és azok értelmezése

Terepi megfigyelések

A riolittufa kőfejtő által feltárt vastagsága 10–15 m. Uralkodóan fehér-sárga színű, porfíros, folyásos szövetű, ártufa jellegű, homogén, erősen összeálló kőzet.

A kőfejtő egyes részein feltárt riolit ártufának jellemző tulajdonsága a kaolinosan elbontott jellege. A hidrotermásan legintenzívebben átalakult terület a fejtő ÉK-i részére korlátozódik. Az átalakulási terület szerkezetileg összetett, határozott zonációt mutat (1. ábra). A központi zónában az anyakőzet erőteljesen kovásodott, különböző típusú mm-es, cm-es erezések stockwerkes hálózatával átjárt. További sajátosság a kőzet hidrotermás breccsásodása, amelyet a párhuzamos erekkel átszabdalt hidraulikus töredezettség és a hematitosan átitatott breccsás fészkek betelepülése jellemez (1/1, 2. kép) A hidrotermás breccsásodásnak különböző fázisait képviselő breccsatípusok különíthetők el:

1. Közel párhuzamos és rá merőleges rendszerű érhálózat melyben az erek által közrefogott kőzetrészek gyakran töredezttek, poligonális erekkel sűrűn átjártak, breccsás fészkeket alkotnak. Az erek főleg kvarcot és hematitot tartalmaznak. Ez a szerkezet a breccsásodás korai stádiumát képviselő hidraulikus fragmentációhoz köthető.

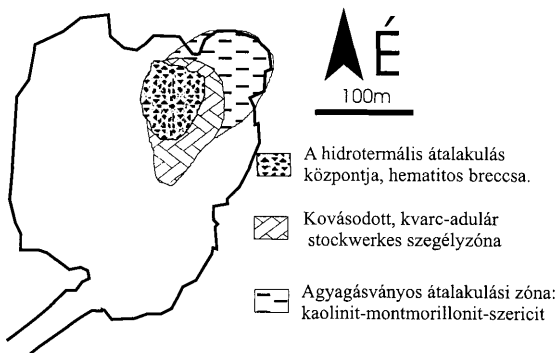
2. Mátrixvázú breccsa, ahol a mátrix tömör, kemény, finomszemcsés, hematitos anyag. A mátrix/szemcse arány 2:8 körüli. A szemcsék szilánkosak, szögletesek, mm-es – cm-es méretűek. A szemcsék kovásodott porfíros riolittufa darabok amelyekben a korábbi vékony kvarcerezések megfigyelhetők. Ez a típus önállóan cm³, m³-es fészkekben fordul elő. Gyakran kapcsolódik a közel párhuzamos vagy szétseprűződő mikrobreccsás hematitos érhálózathoz, vagy abból fejlődik ki (1/1, 2. kép).

A breccsákat és erezéseket szöveti és ásványparagenetikai alapon különböző típusokba lehet besorolni. Kiválási sorrendjük szövetségtanilag megfigyelhető és mutatja a hidrotermás rendszer fejlődése során bekövetkező változásokat. Makroszkóposan, időrendi sorrendben az alábbi értípusok észlelhetők:

Ér-1.: milliméteres vastagságú, fehér-víziszta, zsírfényű, csillogó kvarcér. Ez a legidősebb, és stockwerk-szerűen behálózza a kőzetet.

Ér-2.: tejfehér, legtöbbször tömör, porcelánszerű, de gyakran mikrobreccsás-breccsás szövetű, 1–3 cm széles ér.

Ér-3.: lilás, sötét vöröses-barna színű, mm-es – cm-es méretű, homogén tömör, kemény vagy breccsás jellegű hematitos érhálózat, feltépt fragmentumokkal.



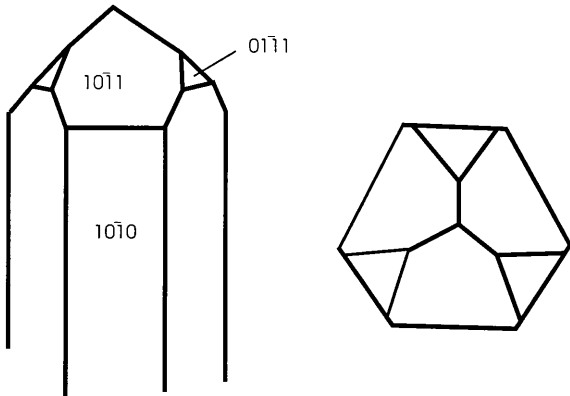
1. ábra. A kőfejtő vázlatos térképe a hidrotermás átalakulási zónák elhelyezkedésével

Fig. 1 Sketch of the Szarvas-hegy quarry with locations of the hydrothermal zones

Az előző értípusokat mindig átmetszi, tehát a legfiatalabb képződmény. Gyakran a mátrixvázú hematitos breccsa fészkekből ágazik ki. Egyes kőzetdarabokon az erek mentén, vagy éppen az ér felnyílása miatt, másodlagosan gömbös vesés kollomorf limonit jelenik meg. Néhol gyengén zöldes színezésű a szupergén nontronit miatt. Főleg a központi breccsa zónában fordul elő (1/2. kép).

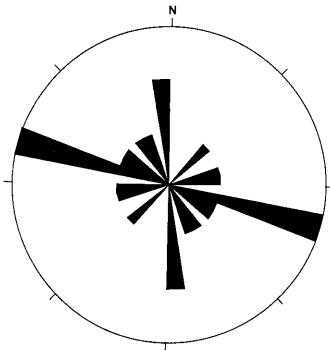
A centrális breccsás zónát D-ről erősen töredezett, kovásodott riolituffa övezi, ahol a kőzetben cm-es vastagságú egyenes lefutású kvarc-érhálózat fordul elő, helyenként mikrobreccsás jelleggel. A kőzetet sűrűn átjárt repedések dilatatívak. Az 1–3 cm-esre felnyílt repedésekben 0,5–1 cm-es nyúltprizmás, zavaros-tejfehér színű kvarckristályok nőttek fenn, fekvő helyzetben. Ezek a kvarcerek aszimmetrikusak, a kristályok helyenként töredezték. Ennek alapján a repedések menti mozgások a kvarckristályok kiválása után is működtek.

A központi breccszónától K-re emelkedő bányafal markánsan átalakult. Törésekkel erőteljesen átjárt és ezek mentén intenzíven agyagásványosodott. A törési síkok felületén az erősen agyagásványos kitöltések vetőtükör szerűen lapítottak, amelybe összetördelt kvarckristályok ágyazódnak. A kristályok nyúlt prizmásak, cm-es nagyságúak, átlátszatlanok, némelyik limonitos kéreggel vagy mm-es limonit gömböcskéekkel borított. A kristályokon az (1010) I.r. hexagonális prizma, tetőző lapokként az (1011) I.r. +romboéder és a (0111) I.r. -romboéder lapok fordulnak elő (2. ábra). Ilyen habitusú kvarckristályok gyakran keletkeznek epitermális oldatokból (MOLNÁR 1986). A tektonikai síkok vetőként működtek és rajtuk keresztül többfázisú ásványképződés játszódott le. Első fázisban a dilatációs repedésekben feláramló oldatokból kvarckristályok váltak ki. Következő lépésben a sík reaktiválódott a kristályok felmorzsolódtak és az újból feláramló fluidumok által létrehozott agyagásványos "masszába" ágyazódtak. A litoklázisok uralkodóan NyÉNy–KDK↔ÉÉNy–DDK-i csapásúak (3. ábra)



2. ábra. A litoklázisokban előforduló kvarckristályok morfológiai bélyegei

Fig. 2 Morphological features of quartz crystals from the fractures



3. ábra. A kőfejtőben mért litoklázisok és dia-
klázisok csapásirányainak rózsadiagramja

Fig. 3 Rose diagram of strike-directions of lithoclasses
and diachlasses measured in the quarry

Mint ásványtani érdekesség, a hialit is előfordult a kőfejtő talpán heverő kőzet-tömbök egyikén. Pontos származási helye nem adható meg, de egy erősen kovás tömb repedései mentén jelentkezett, 2–3 mm-es víztiszta gömböcskékből álló kéreg formájában.

Mikroszöveti jelek

A kőfejtő ÉK-i részén elhelyezkedő hidrotermásan átalakult zónákban a kőzet eredetileg vitrofirós, vitroklasztos volt. Hidrotermális hatásokra kovásodott,

felzites, mikroholokristályos porfíros szövetűvé vált. Az alapanyag/porfír arány 70/30%. Az intenzív átalakulás következtében a horzszakövek pórusaik mentén kovasavval itatódtak át. Az alapanyag sárgás-barnás színű, sávos, foltos, hullámzó lencse-, zászló-szerű képleteket tartalmaz melyeket finomrostos, anizotróp opál tölt ki. Az optikailag anizotróp viselkedés az opál-C- és opál-CT-változatokra jellemző (MOLNÁR & TAKÁCS 1993).

A kőzet idiomorf-xenomorf fenokristályainak leggyakoribb mérete 0,2–3 mm. A színes elegendő részeket kizárólag a biotit képviseli, 0,2–0,6 mm-es idiomorf táblás léces kristályaival. Pleokroizmusa intenzív; γ -fekete, α -sárga. Összetétele erősen Fe-gazdag, annitos. Zárványként ritkán apatitot, cirkont és titanitot tartalmaz. A biotit nem mindig ép, az átalakulás különböző fokozatait mutatja, mely során a biotitot fokozatosan kvarc szorítja ki. Az átalakulás mértékétől függően a kvarc apró kristályai jelennek meg a biotit szegélyen (III/2. kép). Erőteljesebb kiszorítás esetén az apró kvarckristályok fűrészfogszerű továbbnövekedése figyelhető meg. A végső stádiumban polikristályos kvarc pszeudomorfóza jön létre a biotit helyén.

Leggyakoribb fenokristályok az üde földpátok. Ezek idiomorf táblás, léces vagy hipidiomorf, xenomorf szilánkos habitusúak és ritkán kalrsbadi ikresedés is megfigyelhető rajtuk. Kioltásuk inhomogén, elmosódóan "szellemképes", mozaikos. Optikai jellegük szanidinre utal. Az agyagásványos szegélyzóna területén a földpátok teljesen szericitesedettek.

A kőzetalkotó kvarc töredezett-szilánkos vagy közel sajátalakú szemcsékben fordul elő, maximum 3–4 milliméteres nagyságban. Szegélyei gyakran rezorbeáltak, a magmás eredetű üvegzárványai hidrotermás hatásra átkristályosodtak. Erre a hidrotermás felülbélyegzésre utal a magmás kvarc repedéseibe utólagosan behatoló fluidumok által létrehozott másodlagos folyadék-gáz zárványok jelenléte is.

A kőzet alapanyagában gyakran megjelennek a pirit 0,5–2 mm-es hexaédres kristályai. A kristályok azonban már csak pszeudomorfózák mivel teljesen átalakultak hematitá, limonitá vagy agyagásványos szemcsehalmazzá.

A riolituffát kvarcerezések járják át. Egymást metsző jellegeik alapján időrendi sorrendjük eldönthető. Szöveti és ásványparagenetikai tartalmuk szerint is megkülönböztethetők, amelyek alapján a hidrotermás rendszer fejlődésének különböző fokozatait képviselik. A megfigyelések során az értípusokat a képződési sorrendjüknek megfelelően az alábbiak szerint csoportosíthatjuk:

1. 20–80 μm -es, egy sorban vagy két sorban egymás után mozaik szerűen elhelyezkedő különböző orientációju kvarc egykristályokból felépített erek.
2. kvarc-szericit ér, főleg az agyagásványos szegélyzónában, ahol az előző értípusokat elmettszi
3. 0,2 mm–cm-es szimmetrikus, vagy aszimmetrikus, polikristályos, homogén vagy breccsás, kvarc-adulár stockwerkhálózat (III/3. kép). Ritkán a peremek mentén a kvarcin szferulái jelennek meg.
4. 0,2 mm–1cm szimmetrikusan fésűs (fennöt prizmás)-kvarc \rightarrow opál \rightarrow alunit + kaolinit + hematit kiválási sorrendű érhálózat különböző felnyílási állapotokban:
 - a.) zárt polikristályos kvarcér

- b.) kissé felnyílt ér, fésűs (fennőt prizmás)-kvarc+opál kitöltéssel
 c.) felnyílt ér fésűs (fennőt prizmás)-kvarc+opál+alunit szukcesszióval (IV/2. kép)
 e.) szimmetrikus fésűs-kvarcér belsejét kitöltő kaolinit+alunit-ban úszó hematit szferulák (IV/1. kép)
 f.) fennőt fésűs (prizmás)-kvarc nélküli, koalinit+alunit mátrixban úszó hematit szferulák, ritkán az elmetszett káliföldpát fenokristályokon az érben tovább növekedett adulár kristályok (IV/3. kép)

A különböző értípusok gyakran elmetszik az alapanyagban lévő feno-kristályokat. Különösen szembetűnők a mikroerezések metszései. A metszések helyén a kőzetalkotó kristályokban a következő átalakulások figyelhetők meg:

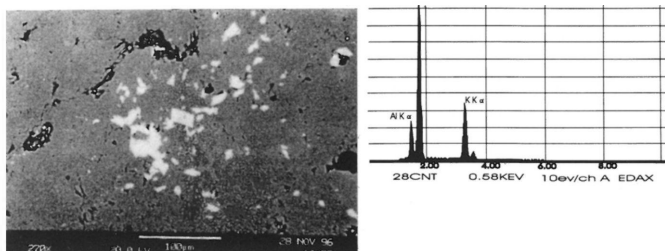
1. Polikristályos kvarc ér metsz káliföldpátot: az átmetszés szakaszán a kvarc mellett szericit jelenik meg az érben, a lemetszett kristály pedig ék alakú rendellenes kioltású másodlagos káliföldpátként (adulár) növekszik tovább. Ilyen jellegű érben való káliföldpát továbbnövekedés előfordul a Tokaji-hegységben a telkibányai ércesedés területén is (MOLNÁR 1994).

2. Polikristályos kvarcér metsz káliföldpátot: az egész kristály szericitté alakul, pszeuromorfózát alkot.

3. Polikristályos kvarcér metsz káliföldpátot: az ér lefutása a kristályban kevésbé követhető.

4. Egy sorban vagy két sorban egymás után mozaikszerűen elhelyezkedő különböző orientációjú kvarc egykristályokból felépített erek metszenek kvarc feno-kristályt: az átmetszés helyén apró fluid zárványokat tartalmazó sáv jelenik meg.

A kvarc-érhálózatot tartalmazó zónából származó kőzetmintában a legszembetűnőbb a kőzetalkotó káliföldpátok rendellenes optikai viselkedése. A káliföldpátok idiomorf, nagy 0,5–3 mm-es táblás kristályokban fordulnak elő. Mikroszkópban jellegzetesen inhomogén, elmosódóan mozaikos- "szellemképes", halmazpolarizációt mutató kioltásúak. Gyakran nagyon élénk kioltási diszperzió figyelhető meg, amikor is az ásványszemcse haragos kék, barna színekben játszik (II/3. kép). A $2V\alpha$ 10° – 30° közötti, orientált metszeten egészen kicsinek adódik: az ásvány közel egytengelyűnek tűnik, negatív optikai jelleggel. A kristályokon a karlsbadi ikrek csak ritkán jelennek meg. KUBOVICS (1993) szerint a rendellenes optikai viselkedés kálimetaszomatikus átalakulásra utal. E folyamatban a Ca és Na kiszorításával a neutrális-bázisos plagioklász kezdetben kis tengelyszögű ($2V\alpha = 0^\circ$ – 20°), de egyre növekvő K-tartalmú szanidinné alakul át. A III. tábla 1. képen látható, hogy egy táblás plagioklász kristályt káliföldpát szorít ki. A szemcse belsejében még jól látszanak a vékony sűrű poliszintetikus ikerlemezek, amelyek savanyú albitos összetételre utalnak. Ezt a mezőt foltosan szorítja ki a káliföldpát. A foltok belsejében már megfigyelhető a fentiekben taglalt jellegzetes optikai sajátság. A szemcse másik oldalát, amely élesen elkülönül az előző résztől, teljes egészében optikailag rendellenes káliföldpát mező alkotja. A szemcsét hematit- és szericit-koszorú övezi. A hematit a plagioklász kiszorítása során az abból felszabaduló Fe-tartalomtól képződött. A



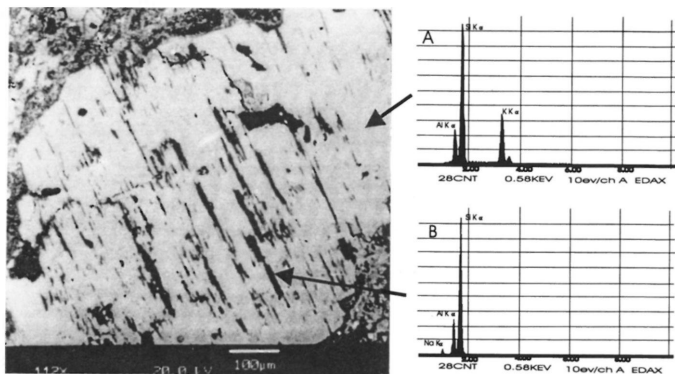
4. ábra. A kvarc-adulár érhálózatban megjelenő rombusz alakú adulár kristályok visszaszórt elektronképe és ED spektruma

Fig. 4 Backscattered electronoptical image and ED spectrum of rhomb-shaped adularia crystals in the quartz-adularia stockwork

kristály átalakult részében, rombusz átmetszetű optikailag eltérő orientációban lévő kristályszemcse jelenik meg. A rombusz fázis morfológiája alapján adulár (MOLNÁR 1994). Ezek a kristályok a kálimetaszomatikusán létrejött káliföldpátban gyakran azonosíthatók, úgy hogy a plagioklászroncs már nem látszik és a kristály jellegzetes kioltási diszperziót mutat (II/3. kép). Tehát feltételezhető, hogy a kőzetekben észlelt káliföldpátok nagy része eredetileg savanyú plagioklászából alakult át. Ez okozhatja a plagioklászok feltűnő ritkaságát is.

A rombusz átmetszetű adulár gyakran megjelenik a cm-es kvarc-érhálózatokban. Itt 10–100 μm -es önálló szemcsékben vagy csomókban, szemcse-halmazokban fordul elő az erek külső szegélyén mint korai kiválás. Az elektronmikroszkopos visszaszórt elektronképén az erekben előforduló adulár kristályai rombusz alakú, éles peremű, világos szemcsékként jelentkeztek. Az összetételük teljesen tiszta káliföldpát (4. ábra). Ezzel szemben a kőzet alapanyagába ágyazott káliföldpát fenokristály kémiai inhomogenitást mutat. A világos szemcsékben orientáltan párhuzamos elnyúlt sávok észlelhetők, mely megjelenés hasonlít a pertites szételegedéshez (5. ábra). A sávok 10–20 μm szélesek és több száz mikrométer hosszúak. Ez meghaladja a kriptopertit méreteit ami a közepes összetételű alsószanidin-felsőalbit szételegedése során jön létre (KUBOVICS 1993). A világos alpból készült felvétel (5. ábra A spektrum) tiszta káliföldpát, míg a sötét sávokból készült felvétel (5. ábra B spektrum) tiszta albitos összetételnek felel meg. Az albitos sávok vastagsága és egymástól való távolságuk határozott. Összességében a szöveti bélyegek nem minősíthetők pertites szételegedésnek. Véleményünk szerint a plagioklász poliszintetikus ikerlemez-roncsainak felelnek meg. Ez a szöveti bélyeg egy kiszorítási folyamat eredménye, mely a plagioklász kálimetaszomatikus átalakulását mutatja.

A központi hematitos breccsaazona képződményei a legfiatalabbak. A hematitos érhálózat elmetszi, a breccsa fragmentumai pedig tartalmazzzák az összes előző fejlődési fázisokat reprezentáló értípust. A hematitos érhálózat fejlődése a különböző felnyílási állapotok alapján az alábbiakban rekonstruálható:



5. ábra. Metaszomatikus káli földpát visszashórt elektronképe és különböző részéről készített ED spektruma. A világos részek tiszta káli földpát összetételűek (A), míg a sötét elnyúlt sávok albitos összetételűek (B)

Fig. 5 Backscattered electronoptical image of potassium feldspar and ED spectra from its different parts. The bright part comprises pure potassium feldspar (A), and the dark elongated belts comprise albite (B)

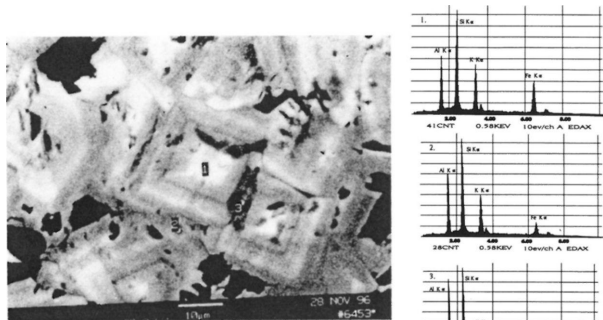
1. A polikristályos kvarcér felnyílásával a korai fázisban kivált fésús kvarc és az arra települő opál jelenik meg.

2. További felnyílás során a jókristályos, zónás alunit az opálba ágyazódva vagy arra települve jelenik meg (IV/2. kép). A kristályok közel azonos méretűek (40 μm), nagy kettőstörésű 5–10 μm -es belső magot hordoznak.

3. A következő felnyílási stádiumban jelenik meg a hematit, a fésús kvarc felszínére települve. Az ilyen jellegű erezések tengelyvonalát nagyon finomszemcsés alunit-kaolinit adja amelybe sűrű diszperz eloszlásban a hematit 10–30 μm -es szferulái ágyazódnak (IV/3. kép).

4. A legfiatalabb erezések peremén már nincsen kovaásvány. Az eret teljes egészében aprószemcsés (μm alatti) kaolinit-alunit tölti ki, amelybe változó sűrűséggel hematit szferulák ágyazódnak (IV/1. kép).

A jókristályos alunit visszashórt elektronképén jól látszik a szemcsék zónásága, ami kémiai inhomogenitásra utal (6. ábra). A zónák 2–5 μm szélesek. A szemcsék belsejében a mag mindig világos, összetételét a (6. ábra, 1. spektrum) mutatja. A külső zónákban a Fe-tartalom ingadozása figyelhető meg. A Fe-koncentráció a szemcsék magjában a legmagasabb (6. ábra, 1. spektrum) 17,68 AT%, a külső zónákban ingadozik (6. ábra, 2. spektrum) 7,14 AT%, (6. ábra, 3. spektrum) 2,78 AT%. Ez összhangban van az optikailag megfigyelt sajátosságokkal, a mag magasabb fény és kettőstörésével. Az elemzést az optikai viselkedéssel egybevetve az ásvány Fe-tartalmú alunit. Az alunit rendszerint kevés jarozitmolekulát tartalmazhat (KUBOVICS 1993). Hasonló, zónás, szektorzónás alunit található a legyesbényei Fuló-hegyen (SZAKÁLL et al. in: KOCH 1985). Az ott



6. ábra. Zónás-szektorzónás alunit visszszórt elektronképe és a különböző zónákból készített ED spektrumok

Fig. 6 Backscattered electronoptical image of zonal-sectorzonal alunite with ED spectra from its different zones

előforduló alunit növekedési zónásságát %-os mennyiségű Pb, Fe, Ba szennyező elemek beépülése okozza. A megvizsgált szemcsében azonban egyéb elemek nem jelentkeznek. A spektrumokon megfigyelhető, hogy a Fe-tartalom növekedése az Al-tartalom csökkenését idézi elő, az ásvány egyre inkább jarozitos jellegűvé válik.

Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal az ereszések hematit szferuláinak kémiai inhomogenitása is megállapítható volt. A visszszórt elektronképen a radiális rostos szerkezet mellett egy sávós koncentrikus jelleg is megfigyelhető. Ezt a Si és a Fe szferulán belüli ingadozása okozza. Ez arra is utalhat, hogy nem tiszta hematitról lehet szó, hanem gélyszerű opálgömbökben dúsuló hematit vagy goethit pikkelyekről, rostokról. Egyes májopál félek bírhatnak ilyen szerkezettel. A hematit apró μm -es pikkelyek, lemezek formájában is előfordul az érben elszórva vagy annak pereme felé csoportosulva. Néhány μm széles fonatos jellegű erecskéket teljes egészében hematit tölthet ki. A hematit szferulák és pikkelyek megjelenése alacsony hőmérsékletű oxidatív körülményeket indikál (KOCH & SZTRÓKAY1986).

Röntgen por diffrakciós vizsgálatok

A vizsgálatok elsősorban az agyagásványos zónák és az érparagenezisek ásványparagenezisein történtek. Az agyagásványos szegélyzóna mintáiban a

kvarc-kaolinit-szmektit (montmorillonit 15A) ásványtársulás jelentkezett. A szmektit azonban nagyobb mennyiségben a zúzott kataklázos kőzet repedéseiből került ki. Ebbe az anyagba ágyazódnak a fennöt kvarckristályok. A szmektit jelenléte alacsony hőmérsékletű, 160 °C alatti és neutrális pH-jú keletkezési körülményekre utal (WHITE & HEDENQUIST 1995). A külön eljárással vizsgált szmektitről megállapítható volt, hogy az trioktaéderes.

A kvarc-stockwerk erezésekben az α -kvarc mellett egyéb ásványfázis nem volt kimutatható. Az adulár annak kis mennyisége miatt a diffraktogrammon nem volt észlelhető.

A centrális breccsazóna értípusainak vizsgálata alapján megállapítható volt hogy, az Ér-1, Ér-2 erek kvarctartalmúak, míg az Ér-3-ban kvarc-alunit-kaolinit volt kimutatható. A szemmel láthatóan vörös Ér-3-ban a hematit nincs pordiffrakciós eljárással kimutatható mennyiségben. Ez a hematit finom, diszperz jellegű eloszlására utal.

A hematitos erezésekhez kötődően másodlagos ásványként a kollomorf megjelenésű goethit és a zöldessárga foltokban észlelhető nontronit voltak azonosíthatók.

Röntgen pordiffrakcióval meghatározott ásványok a különböző típusú hidrotermás kőzetátalakulásokból

Minerals from the altered hydrothermal zones determined by X-ray powder diffraction analysis

I. táblázat – Table 1

Röntgen pordiffrakcióval meghatározott ásványok	
agyagásványos szegélyzóna	KAOLINIT 1-T α KVARC MONTMORILLONIT 15 A
kvarc – adulár érhálózat	α KVARC
központi hematitos breccsazóna	KAOLINIT 1-T α KVARC ALUNIT
utólagos ásványok a központi hematitos breccsazónából	GOETHIT NONTRONIT

Folyadékzárvány vizsgálatok

Vizsgálatra a litoklázisok agyagos felületébe ágyazódott, nyúlt, prizmás kristályokból készített két oldalán polírozott 0,3–1 mm vastag preparátumokat használtunk.

A kristályokban az alábbi zárványtípusokat észleltük:

1. Egyfázisú zárványok

Ásványzárványok:

- a.) Apró, 5–15 μm -es izometrikus, közel négyzet alakú, a kvarcnál nagyobb törésmutatójú, vékony totálreflexiós peremű gyenge pszeudoabszorpciót mutató szintelen ásvány. Peremein néha jól látszik a jó lemezes hasadása. +N-val változó I.r.-III.r. interferencia színeket mutat. Az optikai jellegek alapján karbonátként azonosítható.
- b.) Idiomorf, izometrikus hatszöges- táblás, kissé szabálytalan, lekerekítet alakú vagy lécszerű alakú pikkelyek (II/2. kép). Enyhén rózsaszínes, sárgás árnyalatúak. Törésmutatójuk a kvarcénál jóval nagyobb, ezért éles peremű kiemelkedő szemcseként jelennek meg. +N-val a kettőtörésük nagy, jellegzetes szericit-polarizációt mutat. Optikai tulajdonságai alapján kálicsillámnak határozható. A lemezekben csoportokban előforduló háromszög alakú zárványok figyelhetők meg. Ezek a képletek a csillámnál kisebb fénytörésűek.

Folyadékzárványok:

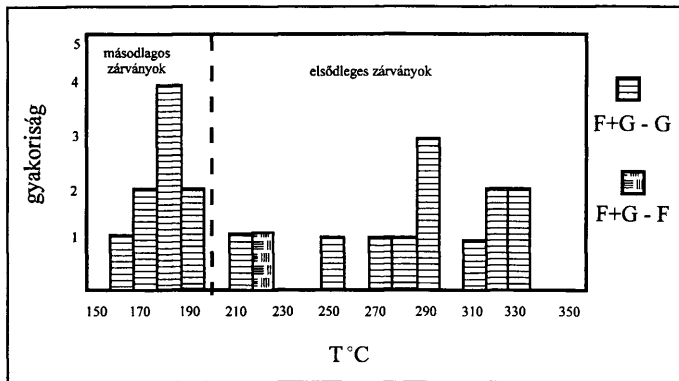
- a.) A kvarc repedései, hasadási nyomvonalai mentén gyakran előforduló, csak folyadékfázist tartalmazó szabálytalan, gyakran felhő alakú zárványok a gazdaásvány kristályosodása után képződtek (másodlagos genetikai típusú zárványok; (ROEDDER 1984).

2. Kétfázisú zárványok

- a.) Folyadék- és gázfázist tartalmazó mikroüregek, amelyekben a gázfázis térfogata kisebb mint a folyadékfázisé (II/1. kép). Ez a típus széles körben elterjedt a vizsgált mintákban. A gázfázis térfogata ezen zárványokban az össztérfogatnak 10–30%-át teszi ki annak függvényében, hogy a zárvány a hidrotermás folyamatok alacsony vagy magas hőmérsékletű szakaszában képződött. A zárványtípus leggyakrabban negatív kristály-, vagy szabálytalan pecsétalakú formában jelenik meg repedések menti másodlagos genetikai típusú sorokban, vagy repedésektől távolabb magánosan és/vagy kisebb csoportokban. Maximális méretük néhányszor 10 μm .
- b.) Folyadék- és gázfázist tartalmazó zárványok, amelyekben a gázfázis térfogata jóval meghaladja a folyadékfázisét. Ebben a zárványtípusban a folyadékfázis csak a zárvány falára tapadt vékony filmként van jelen. Méretük meghaladja a túlnyomórészt folyadékkal töltött mikroüregeket. Méretük néhányszor 10 mm. Alakjuk legtöbbször negatív kristályhoz közelít (II/1. kép). Jelenlétük arra utal, hogy az idiomorf, a repedés falára egykoron fennőtt prizmás kvarckristályok a fluidumok heterogén fázisösszetétele – felforrása (ROEDDER 1984) – mellett kristályosodtak.

A mikrotermometriai vizsgálatok eredményei

A vizsgálatokat az ásvány elsődleges és másodlagos típusú folyadékfázisban dús kétfázisú zárványain végeztük. A mérések során a folyadék+gáz összetételű zárványok 160°C és 330°C között homogenizálódtak (7. ábra). Az ábráról



7. ábra. A folyadék-gáz zárványok homogenizációs hőmérsékleteinek gyakorisági eloszlási diagramja

Fig. 7 Frequency distribution of the homogenization temperatures of liquid-gas inclusions

leolvasható, hogy a 160–190°C között homogenizáló zárványok jól elkülönülő populációt alkotnak. Ezek a másodlagos zárványok adatai. A 210–330°C között homogenizálódó elsődleges zárványok adataiban jelentős szórás észlelhető. Azonban 224°C-on egy gőzfázisú homogenizációt sikerült meghatározni, egy elsődleges, gőzfázisban dús zárványból. Így a folyadékfázisban dús kétfázisú zárványok homogenizációs hőmérsékleti értékeinek szórása valószínűleg inhomogén bezáródásként értelmezhető (BODNAR et al. 1985). A kristályok képződése során a fluidum gőznyomása meghaladta a külső hidrosztatikus nyomást, azaz forrás állapotában volt és a képződő kristályokban a jelenlévő folyadék és gőzfázis (+gáz) különböző arányban záródott be.

A kriozkópos vizsgálatok során általánosan megfigyelhető volt, hogy a zárványok folyadékfázisa rendszerint -50°C-on dermedt meg. A hőmérséklet emelkedésével a jég és gázbuborék határán egy új fázis jelent meg, ami a buborék eltorzulását idézte elő. Az irodalmi adatok alapján ez széndioxid-hidrátként ($\text{CO}_2 \times 5,75 \text{H}_2\text{O}$) azonosítható (COLLINS 1979; BODNAR et al. 1985). A széndioxid-hidrát csak a magas hőmérsékleten homogenizáló zárványokban jelent meg és minden esetben a folyadékfázis megdermedése után keletkezett. A jégfázis megolvadása után már nem volt észlelhető. A CO_2 -hidrát stabilitási viszonyai (COLLINS 1979) alapján ez úgy értelmezhető, hogy a CO_2 parciális nyomása a folyadékfázis olvadáspontja után nem haladta meg a 10,44 bart. Ez egyben azt is jelenti, hogy a fluidumok maximális CO_2 tartalma (0 NaCl ekv. súly% szalinitás esetén) 0,85 mól/kg körüli (HEDENQUIST & HENLEY 1985b). A minta zárványaiban a magas hőmérsékleten homogenizálódó elsődleges CO_2 tartalmú zárványokban a olvadáspont csökkenés értékek -2,3°C-nak adódtak.

A maximális 0,85 mol/kg CO₂ koncentráció maximum 1,5°C-os olvadáspont csökkenést idézhet elő. Az így visszamaradó maximálisan 0,8–0,9°C-os olvadáspont csökkenés az oldat sókoncentrációjából következik. Ennek alapján a forrásban lévő rendszer 1,4–1,57 NaCl ekv. súly% szalinitással rendelkezett. Az oldatsűrűsége $J=0,864 \text{ g/cm}^3$. Ezen adatok alapján számítható paleobathialis adatok 270–300 méteres felszín alatti mélységet mutatnak (HAAS 1971, 1976; POTTER 1977, POTTER et al. 1978). A CO₂ tartalom figyelembe vételével azonban nagyobb mélység is valószínűsíthető. A pontosabb meghatározáshoz a CO₂ koncentráció pontos ismerete szükséges.

Az alacsony hőmérsékleten homogenizáló zárványok fagyasztása során a széndioxid-hidrát fázis nem jelent meg. Ezen zárványok olvadáspont csökkenése -1,9°C-nak adódott, ami 2,85 NaCl ekv. súly% koncentrációnak felel meg. Ez mutatja, hogy széndioxid mentes de töményebb oldatokról van szó.

Optikai Emissziós Színképvizsgálatok

A tájékoztató jellegű vizsgálatok az egész kőfejtőből begyűjtött teljes kőzetet reprezentáló 15 darabos mintasorozaton készültek. A vizsgálat célja az elsődleges mélyégi és másodlagos felszíni geokémiai diszperziós folyamatok megállapítására irányult. A meghatározásokat Ag, As, Cu, Pb, Sb és Zn elemekre végeztük. Az Au kimutatási határ felett (10 g/t) nem volt észlelhető. Geokémiai anomália a kőfejtő ÉK-i részében a megfigyelt hidrotermás zónában adódott. Kiugró értékek főleg a breccsás centrális zónában és az agyagásványos szegélyzónákban voltak tapasztalhatók. A vizsgálatokból levonható legfontosabb megállapítás az As mennyisége, amely 400–1600 g/t értéket is elér. Ez a központi zóna breccsás képződményeiben fordul elő (II. táblázat).

Következtetések

A terepi megfigyelések során megállapításra került, hogy a riolittufa intenzív hidrotermás átalakulása lokális, és a kőfejtő ÉK-i sarkára korlátozódik. Szerkezetiileg összetett; jól elkülöníthető központi hematitos breccsazónára és agyagásványos, kvarc-érhálózatosszegélyzónákra osztható. A breccsazóna különböző irányú törések kereszteződésében helyezkedik el. Ez a breccsazóna tektonikai és hidrotermás eredetű lehet.

A központi zónát többfázisú breccsásodás jellemzi. A breccsásodás egyes fázisai mind intenzitásukban, mind szövetükben eltérő jellegűek. Ezek a breccsásodási jelenségek a hidrotermás fluidum feltöréseikhez köthetők, melyeket a törérendszerek ismétlődő aktivizálódása indukált. A központi zónában erőteljes kovásodás jelentkezik, és a breccsa tömör, szívós megjelenésű. A szegélyzónák kőzetei erősen töredezettek, kaolinites vagy kovás átalakulást mutatnak. Az agyagásvány képződése a kovásodás utáni jelenség.

A hidrotermás oldatok a tektonikailag fellazult zónákban törtek fel. Ennek a többütemű, fluktuáló folyamatnak határozott ásványparagenetikai és szöveti sajátosságai voltak. A különböző típusú mm-es kvarcercskek a folyamat kezdeti

Tájékoztató jellegű Optikai Emissziós Színképelemzés eredményei, a különböző mértékben átalakult kőzetekből

Reconnaissance Optical Emission Spectra data from the altered rock types

II. táblázat – Table II.

minta :	elemek és kimutatási határaik g/t-ban						
	Ag I	As 160	Cu 10	Pb 10	Sb 60	Zn 100	
1	kvarc-hematit-kaolinit-alunit ér, k.br.z	<	1600	10	100	250	<100
2	kvarc-hematit-kaolinit-alunit ér, k.br.z	<	1000	10	160	250	160
3	teljes kőzet, központi breccsa zóna	<	400	<	25	<	<
4	teljes kőzet, központi breccsa zóna	<	400	<	40	160	<
5	teljes kőzet, központi breccsa zóna	2.5	300	<	40	<	<
6	kovás szegélyzóna	<	400	16	160	106	<
7	kovás szegélyzóna	<	250	16	100	<	<
8	kovás szegélyzóna	<	250	10	100	160	160
9	kovás szegélyzóna		250	16	<	<	<
10	kovás szegélyzóna		250	16	25	<	<
11	agyagásványos szegélyzóna	<	<	10	40	<	<
12	agyagásványos szegélyzóna			10	60		
13	agyagásványos szegélyzóna	<	<	40	160	<	<
14	agyagásványos szegélyzóna	<	<	25	25	<	<
15	agyagásványos szegélyzóna			16	10		

szakaszát jelzik. Ezután egy cm-es vastagságú, szimmetrikus felépítésű, tiszta kvarcérhálózat alakult ki homogén, vagy breccsás szövettel. Ebben az értípusban jelennek meg a szintelen, üde, 10–100 µm-es rombusz átmetszetű adular kristályok. Az erekben és a kőzetben piritesedés jellemző, míg a kőzetalkotó plagioklászok erőteljes kálimetaszomatikus átalakulást szenvedtek. A rendszer további felnyílásával alunit jelent meg kaolinnal. Legvégül az utolsó breccsásodási esemény lokális, hematitos ércesedést okozott.

A hidrotermás oldatok feláramlását tektonikai és/vagy vulkáni aktivitás indukálta, amely utalhat egy közelben lévő eltemetett vulkáni központra. A hidrotermás aktivitás kora a kora-miocénnél fiatalabb, feltehetően valamelyik miocén vulkáni fázishoz kötődik, vagy hosszabb ideig tartó ismétlődő folyamat volt.

A mélyből feltörő hidrotermás oldat áramlása során reakcióba lépett a mellékkőzettel. A folyamat közel neutrális pH-jú, redukált körülmények között ment végbe. A neutrális pH kialakulását az adular kristályosodása, a kőzet kálimetaszomatikus átalakulása jelzi. A kőzetből Vendl (1927) által végzett teljes kémiai elemzés kiugró 7,3%-os K₂O koncentrációt mutat. Ez a magas érték magyarázható a felismert kálimetaszomatikus jelenségekkel. A redukzív állapot jelenlétét mutatják a kőzet alapanyagában gyakran található piritkockák, amelyek a későbbi folyamatok során hematittá alakultak. Ez arra utal, hogy a hidrotermás folyamatok későbbi fázisaiban oxidációs viszonyok uralkodtak. A rendszer további fejlődése során a repedések felnyílásához kapcsolódó

nyomáscsökkenés hatására a hidrotermás oldatok felforrtak. Ezt a jelenséget mutatják a kvarckristályok folyadékzárványai amelyek homogenizációs hőmérsékleti adatai szerint a felforrás 220°C–230°C-on, minimálisan 270–300 m paleomélyiségben játszódhatott le. Ebben a folyamatban a rendszer explozív jellegű volt, amit a breccsásodás és a kőzet repedezettsége mutat. A felforrás következtében szeparálódó gőzfázis magával ragadta a könnyenillókat (CO₂, H₂O), így a visszamaradó oldatok betöményedtek. Ezt mutatják a másodlagos zárványok magasabb szalinitás értékei. A forrás során elszökött gázok a felszínközeli oxidációjuk során savas pH-jú másodlagos oldatokat (pH=2–3; T~160°C) hoztak létre. Az így keletkezett ún. "gőzhevített" oldatok kaolinites, alunites átalakulásokat eredményeztek. Az oxidatív körülményt a hematit kiválása is jelzi.

A szöveti-, ásványparagenetikai és geokémiai bélyegek alapján a sárszentmiklósi hidrotermás komplexum adulár-szericit típusú epitermás rendszerként azonosítható. Ezeket a rendszereket a nemzetközi szakirodalom a fluidumok redukált, közel semleges pH-jú, alacsony összkén- és esetenként 1–2 súly% oldott CO₂-tartalma miatt újabban a "Low-Sulphidation (LS)" elnevezéssel illeti. A másik epitermás teletípus az ún. "High-Sulphidation (HS)" fluidumai oxidáltabbak, alacsony pH-júak és nagyobb összkén-tartalmúak. Az erősen savas pH-jú hidrotermás folyamatokra főleg a pirofillit, diaszpor, kaolinit és alunit előfordulása jellemző (MOLNÁR 1993, 1997; HEDENQUIST & HENLEY 1985a, b; WHITE & HEDENQUIST 1995; HEDENQUIST et al. 1996)

Az adulár-szericit típusú epitermás kőzetátalakulás a Kárpát-medencén belüli térségben az Au dúsulásával jellemezhető hidrotermás ércesedésekben figyelhető meg (SZÉKYNÉ 1970; MOLNÁR 1993). Az analógiák alapján a sárszentmiklósi előfordulás egy nemesfém-ércesedésre perspektivikus zóna indikációjaként értelmezhető. A riolitúfa hidrotermás átalakulása Sárszentmiklóson, utalhat egy vulkáni centrum közelségére a közép-magyarországi eltemetett miocén vulkáni vonulatban.

Köszönetnyilvánítás

Különös köszönettel tartozunk munkánk elvégzéséhez nyújtott segítségért dr. NAGY Bélánénak, dr. GÁLNÉ SÓLYMOS Kamillának és az ELTE TTK Ásványtani Tanszék valamennyi munkatársának. Köszönettel tartozunk dr. NAGYMAROSI Andrásnak részletes szóbeli információiért. A kézirat lektorálásáért dr. KISS Jánost és dr. ZELENKA Tibort illeti köszönet. Az adatkezelő munkafázisok támogatásáért BORSODY Jánosnak mondunk köszönetet.

Irodalom - References

- BODNAR, R. J., REYNOLDS, T. J. & KUEHN, C. A. 1985: Fluid inclusion systematics in epithermal systems. – *Reviews in Econ. Geol.* 2.: Geology and geochemistry of epithermal systems. 73–88.
- COLLINS, P. L. F. 1979: Gas hydrates in CO₂-bearing fluids inclusion and the use of freezing data for estimation of salinity. – *Econ. Geol.* 74. 1435–1444.

- HAAS, J. L. 1971: The effect of salinity on the maximum thermal gradient of hydrothermal system and hydrostatic pressure. – *Econ. Geol.* 66. 940–946.
- HAAS, J. L. 1976: Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O component in boiling NaCl solution. – *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1421-A 73.
- HEDENQUIST, J. W. & HENLEY, R. W. 1985a: The importance of CO₂ on freezing point measurements in fluid inclusion: evidence from active geothermal systems and imolication for epithermal ore deposition. – *Econ. Geol.* 80. 1379–1406.
- HEDENQUIST, J. W. & HENLY, R. W. 1985b: Hydrothermal eruption in the Waiotapu geothermal systems, their origin, associated breccias and relation to precious metal mineralization. – *Econ. Geol.* 80. 1640–1668.
- HEDENQUIST, J.W., IZAWA, E., ARRIBAS, A. & WHITE, N.C. 1996: Epithermal gold deposit: Styles, characteristics and exploration. – *Resource Geology Special Publication*, 1.
- KISS J. 1951: A sárszentmiklósi riolit-kérdés. – *Földtani Közlöny*, 81–86.
- KOCH S. & SZTRÓKAY K. I. 1986: Ásványtan I-II. Harmadik kiadás. – Tankönyvkiadó, Budapest. 560 p.
- KOCH S. 1985: Magyarország ásványai, (II. átdolg. kiadás) – Akadémiai Kiadó. 288–289.
- KUBOVICS I. 1993: Kőzetmikroszkópia I-II., Tankönyvkiadó, Budapest 77–79, 499.
- MÁRTON E. & MÁRTON P. 1989: Conflation of paleomagnetic result from Hungary. – *Geophysical Transactions.* 35/1–2, 117–133.
- MOLNÁR F. 1986: A mátrai és a tokaji-hegységi paleogén-neogén ércesedéséhez kötődő kvarckristályok morfológiai, genetikai vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, kézirat
- MOLNÁR F. 1993: Tokaji-hegységi ércesedések és indikációk genetikája folyadékszárvány vizsgálatok alapján. – PhD értekezés, 177 p, kézirat.
- MOLNÁR F. 1994: Káliföldpárok a telkibányai ércesedésben. – *Top. Min. Hung.* Vol. II., 225–232.
- MOLNÁR F. 1997: Epitermás aranyércesedések kialakulásának modellezése ásványtani genetikai vizsgálatok alapján: példák a Tokaji-hegységből. – *Földtani Kutatás*, 34/1, 8–12.
- MOLNÁR F. 1994: A telkibányai ércesedés genetikája folyadékszárvány vizsgálatok alapján. – *Top. Min. Hung.* 2. 113–131.
- MOLNÁR F. & TAKÁCS J. 1993: Az erdőbényei Mulatóhegy SiO₂ ásványai. – *Top. Min. Hung.* 1. 19–40.
- NEMECZ E. 1975: Agyagásványok. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 326–330.
- POTTER, R. V. 1977: Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures based on volumetric properties of the system NaCl–H₂O. – *U.S. Geol. Surv. J. Res.* 603–607.
- POTTER, R. V. CLYNNE, M. A. & BROWN, D. L. 1978: Freezing point depression of aqueous sodium chlorite solution. – *Econ. Geol.* 73. 284–285.
- POTY, B., LEROY, J. & JACHIMOWITZ, L. 1976: A new device for measuring temperatures under the microscope: the Chaimexa microthermometry apparatus – *Fluid Incl. Res.* 9. 173–178.
- ROEDDER, E. 1984: Fluid inclusion. – *Reviews in Mineralogy.* 12. p. 644.
- SCHAFARZIK F. 1875, 76: A sárszentmiklósi quarztrachitok – *Földtani Közlöny*, 5–6, 269.
- SZABÓ, K. 1985: A sárszentmiklósi riolit ártufa kőzettani, földtani vizsgálata. – Szakdolgozat, ELTE TTK Kőzettel Geokémiai Tanszék, kézirat.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1970: Tekibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 266 p.
- VENDL A. 1927: A magyarországi riolit típusok. – *Matematikai és Természettudományi Közlemények.*
- WHITE, N. C. & HEDENQUIST, J. W. 1995: Epithermal gold deposit: Styles, characteristic, exploration. – *SEG Newsletter*, No. 23/1, 9–13.
- A kézirat beérkezett: 1999. 01. 20.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. A hidrotermás hematitos breccsa terepi szöveti képe. A breccsás test peremi részén közel párhuzamos szétseprűző sűrű érhálózat szilánkos és kerekded klasztokat fog közre. A belső részen a klasztok mérete mennyisége csökken a mátrix javára, mikrobrecsás kifejlődésbe megy át.
Textural pattern of the haematitic hydrothermal breccia in the field. At the margin of the breccia zone a parallel sweeping vein network surrounds angular and rounded clasts. In the inner part of the brecciated body, the amount and size of clasts decrease and the breccia exhibits microbrecciated texture.
2. Párhuzamos, szétseprűződő, mikrobrecsás hematitos érhálózat, terepi szöveti képe.
Parallel and sweeping microbrecciated network of haematite veins. Textural pattern in the field.
3. Mikrobrecsás hematitos ér mikroszvöeti képe, a központi breccsazónából. (II N., 250x)
Micro-brecciated haematite vein from the central breccia zone. (plane polars, 250x)

II. tábla – Plate II

1. Különböző fázisarányú folyadék-gáz zárványok kvarcban. (II N., 400x)
Liquid-vapor inclusions with various phase ratios in quartz. (plane polars, 400x)
2. Kálicsillám hexagonális lemezeinek zárványai kvarcban. (II N., 400x)
Inclusions of hexagonal-shaped K-mica plates in quartz. (plane polars, 400x)
3. Rendellenes, inhomogén, mozaikos kioltású metasomatikus káliföldpát, rombusz alakú adularzárvánnyal. (+N., 100x)
Extraordinary, inhomogenous, mozaic extinction of potassium feldspar with inclusion of rhomb-shaped adularia. (crossed polars, 100x)

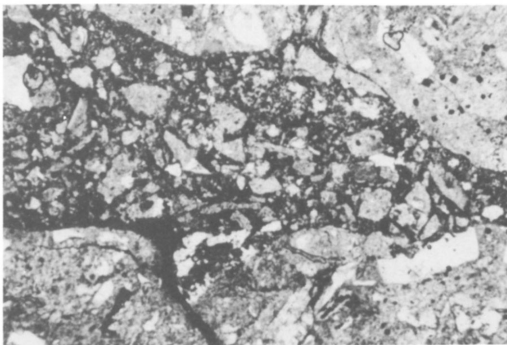
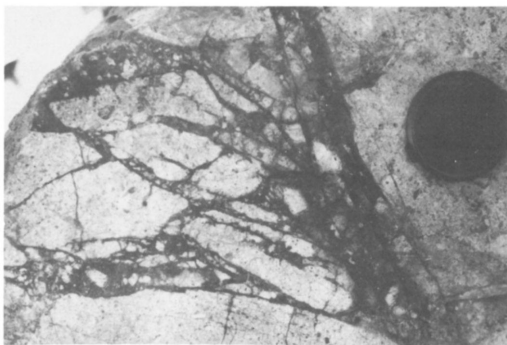
III. tábla – Plate III

1. Plagioklász káliföldpát általi metasomatikus kiszorítása. A teljesen átalakult részben rombusz alakú adular kristályok figyelhetők meg. (+N., 100x)
Metasomatic replacement of plagioclase by potassium feldspar. Rhomb-shaped adularia appears in the completely replaced part of the crystal. (crossed polars, 100x)
2. Biotitot kiszorító polikristályos kvarc. (+N., 100x)
Polycrystalline quartz replaces biotite. (crossed polars, 100x)
3. Aszimmetrikus polikristályos mozaikos kvarc-adular ér. (+N., 25x)
Asymmetric polycrystalline, mozaic-textured quartz-adularia vein. (crossed polars, 25x)

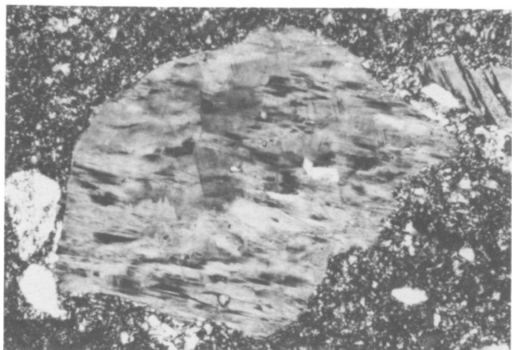
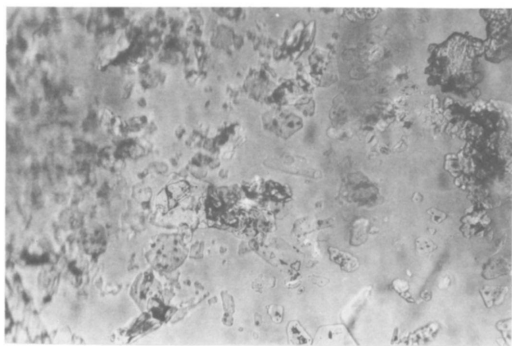
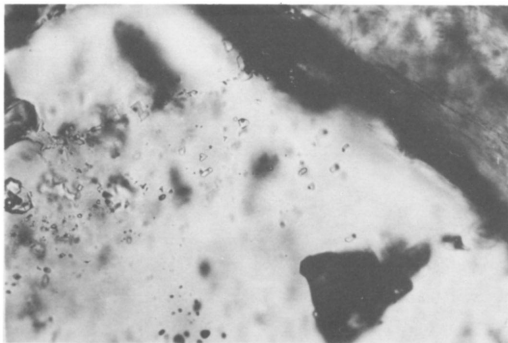
IV. tábla – Plate IV

1. Hematitos ér mikroszvöeti képe: kaolinit-alunit mátrixban úszó hematitszferulák (II N., 25x)
Microtexture of a haematite veinlet: spherulæ of haematite are emplaced in kaolinite-alunite matrix (plane polars, 25x)
2. Kvarc-opál-alunit ér központi részét kitöltő zónás alunit kristályhalmoz. (+N, 200x)
Aggregate of zoned alunite crystals filling up the central zone of a quartz-opal-alunite veinlet (crossed polars, 200x)
3. Szimmetrikus kvarcér fennöt prizmás kvarkristályokkal és kaolinit-alunit mátrixban úszó hematit kitöltéssel. (II N., 25x)
Symmetric quartz veinlet of overgrown prismatic crystals with central infilling of kaolinite-alunite matrix containing haematite (plane polars, 25x)

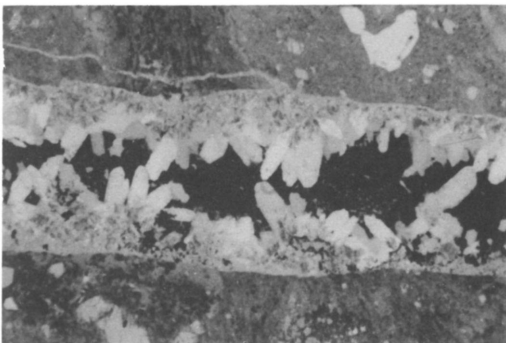
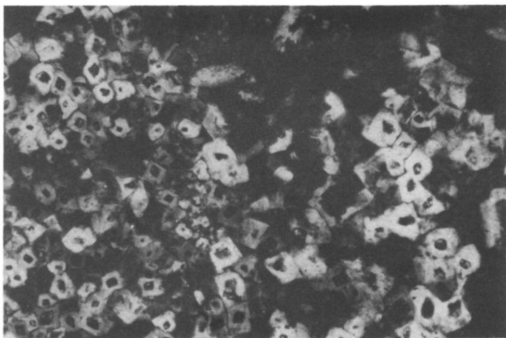
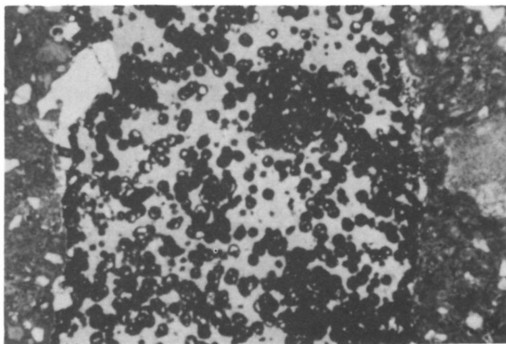
I. tábla – Plate I



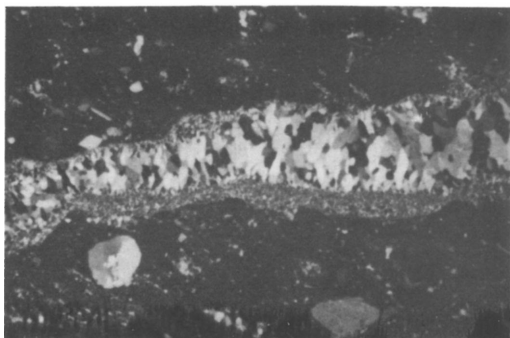
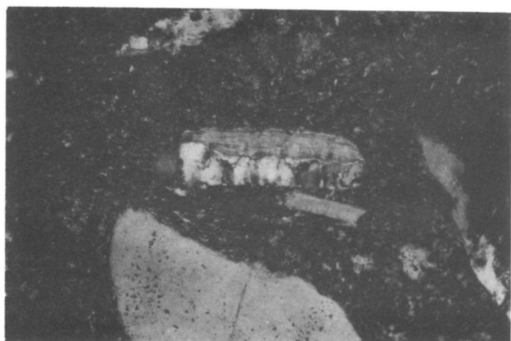
II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III



IV. Tábla – Plate IV



A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük¹

Jurassic formations of the Bükkzsérc boreholes (SW Bükk Mts, NE Hungary) and their structural setting

PELIKÁN Pál² – DOSZTÁLY Lajos †
(2 ábra, 3 kép, 6 tábla)

Tárgyszavak: Jura, bükkzsérci fúrások, radiolarit, Bükk

Key words: Jurassic Formations, Bükkzsérc boreholes, radiolarians, Bükk, NE Hungary

Extended abstract

Between 1984–1990 several drillings (Bükkzsérc-5, -10, -10/a, -11) with continuous coring were carried out to explore the sequence of Jurassic allodapic ooidal limestones (Bükkzsérc Limestone) in the SW Bükk Mts, first described by BÉRCZI-MAKK & PELIKÁN 1984. The present contribution provides the description of the borehole sections, as well as of the type locality of the formation (quarry below Patkó-sziklák near the village Bükkzsérc), the microfacies types and some regional geological consequences.

Bükkzsérc-5 borehole

0.0–56.8 m. Grey, thick bedded, ooidal limestone with peloids and foraminifers, containing black chert lenses. It shows turbiditic character, with thin beds within the thick ones. (Bükkzsérc Limestone Fm. s.s.) Microfacies types reveal three depositional settings:

1. "Autochthonous" basin sediment: mudstone or mudstone-wackestone, with subordinate "filaments", radiolarians, spicules in the micrite matrix.

2. Transitional type between 1. and 3.

3. Redeposited shallow water sediment: ooidal grainstone, with ooids of 80–1000 µm diameter. It contains micritic intraclasts, bioclasts and rock fragments (limestone, sandstone, phyllite, micaschist, basic volcanics).

Cherts originated from sponge spicules.

Siliciclastic input is marked only by rare, 1–2 mm thick black clay "films".

56.8–197.6 m. Dark grey to black shale, siltstone and fine-grained sandstone of turbiditic character (Lökvölgy Fm). Between 64.4–69.3 m it contains a breccia horizon of debris flow origin, with angular radiolarite clasts in its upper part and with quartzite, vitrophyric volcanite and carbonate clasts in its lower part.

Quarry below Patkó-sziklák

This quarry (in the foreground of which the Bükkzsérc-5 borehole was drilled) represents the type exposure of the Bükkzsérc Limestone Fm. The thick limestone beds belong mostly to microfacies type 3, with intercalations (in the W part) of type 1. Black chert lenses of spiculitic origin, with some

¹ (Elhangzott a MFT Általános Földtani Szakosztály 1999. január 26-i előadójelentésén.)

² Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14, H-1143

radiolarians are characteristic. The lowermost part contains 1–2 mm thick greyish green, sandy clay laminae.

Bükkzsérc-10,-10/a boreholes

The two boreholes (No. 10 repeated due to technical failure) penetrated the following sequence: 0.0–12.3 m. Bükkzsérc Limestone, as described above. A marly horizon between 5.0–7.0 m contains, besides ooids and bioclasts, angular clasts of volcanics and sandstones.

12.3–65.5 m. Oldalvölgy Limestone: wackestone-packstone, with calcified radiolarians, spicules and micritic clasts of <100 µm diameter.

65.5–87.0 m. Radiolarian packstone (with calcified radiolarian tests) – it can be interpreted, as transition towards the Csapkéstető Radiolarite

Bükkzsérc-11 borehole

0.0–18.6 m. Ooidal Bükkzsérc Limestone. Between 3.5–8.5 m the borehole penetrated the volcanite-clasts-bearing horizon exposed also on the surface on the eastern slope of Odvas-bükk Hill, containing predominantly rhyolite-dacite clasts. A debris flow horizon between 16.0–18.6 m with silty claystone matrix contains limestone and rare sandstone clasts.

18.6–113.8 m. Radiolarian packstone, with calcified radiolarian tests, in some horizons also with sponge spicules. It can be interpreted as transition towards the Csapkéstető Radiolarite Fm. Sometimes true black radiolarites (the thickest between 41.3–44.4 m) also occur. A debris flow horizon occurs also here (22.8–24.8 m), below that (till 40.0 m) frequent shale intercalations provide thin bedded-laminitic character for the limestone. Red and green coloured volcanoclastic debris flow horizons (the thickest is between 98.6–102.3 m), of “agglomerate to lapilli-bearing tuff” appearance and both with basaltic andesite and dacite-rhyolite clasts are also characteristic for this interval.

113.8–135.0 m. Black, schistose claystone-siltstone with thin sandy turbidites (Lök völgy Slate Fm). Till 116.7 m it alternates with marly limestone – calcareous marl and between 116.7–121.0 m contains a debris flow horizon with quartz-sandstone clasts.

Biostratigraphy

Based on the contained foraminifer assemblage, the Bükkzsérc Limestone Formation can be assigned to the Bathonian–Oxfordian interval (BÉRCZI-MAKK 1999).

Radiolarite intercalations of the Bükkzsérc Limestone Formation were investigated for radiolarians. One sample from the Bükkzsérc-5 borehole (66.7 m) and 5 samples from the Bükkzsérc-11 borehole (29.7 m, 42.8 m, 60.0 m, 66.5 m, 78.7 m) yielded radiolarians. All samples (except the one from 29.7 m of the latter borehole, contain only a poor fauna) belong to the Unitary Association Zone (UAZ) 5 of DULL et al. 1995, characterized by the joint occurrence of *Stichocapsa robusta* and *Tricolocapsa plicarum*, indicating the Upper Bajocian–Lower Bathonian interval.

Tectonic implications

Field relationships and the continuous borehole sections do not support the existence of Odvas-bükk Nappe, assigned to the “Mónosbél nappes”, suggested by CSONTOS 1988. Rather, the sequence seems to be a continuous succession, disturbed only by internal thrusts, without larger-scale nappe overthrusts.

Manuscript received: 10 03 1999

Összefoglalás

A Bükk jura képződményeinek részletes megismerését a földtani térképezésen kívül néhány fúrás is segítette. Ezáltal lehetővé vált a kőzettestek belső szerkezetének és szöveti elemeinek vizsgálata és a formációk közti kapcsolat felderítése.

A mészkövek zöme sekélytengeri eredetű, ooidos-foraminiferás mészszipar áthalmazódásával keletkezett grainstone. Alárendelten pelágikus medencefációs karbonátképződés is kimutatható. A sziliklasztos üledék metamorf-, valamint bázisos és savanyú vulkanit töredékeket is tartalmaz.

A kőzetek kora foraminiferák alapján bath-oxfordi intervallum, radioláriák alapján késő-bajóci-kora-bath.

A fúrásokban folyamatos üledékképződés mutatkozott, az egyes formációk üledékátmenettel kapcsolódnak egymáshoz. A megállapított kor- és fáciesviszonyok nem teszik szükségessé takarós szerkezet feltételezését.

Bevezetés

A Bükk hegységben jura képződmények meglétének a 80-as évek elején történt bizonyítása alapvetően megváltoztatta a hegység földtani felépítéséről és geotektonikai helyzetéről vallott nézeteket. Azonban a Magyarországon különlegesnek számító kifejlődés és az ősmaradvány-szegénység nem tette lehetővé az összefüggések feltárásában való gyors haladást, ezért inkább elképzelések, semmint tények alapján alakultak ki különböző rétegtani modellek (BALOGH et al. 1984; BALLA 1987; CSONTOS 1988; CSONTOS et al. 1991/a, b).

A megismerést a földtani térképezésen kívül néhány fúrás is segítette (a fúrások helye az 1. ábrán látható). A Bükkzsérc-5. fúrás 1984-ben mélyült a falutól északnyugatra a Patkó-sziklák alatti felhagyott kőbánya udvarán. Célja az itt található ooidos mészkő vastagságának, belső szerkezetének és a környezetében lévő terrigén törmelékes összlettel való kapcsolatának felderítése volt. Az anyagfeldolgozással egyidőben a mészkőbánya falát is tanulmányoztuk.

A Bükkzsérc-10, -10/a. fúrás 1990-ben mélyült az Odvas-bükk-tető keleti oldalán haladó erdészeti földúton, az út által feltárt és liász (toarci?) korúnak datált (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1984, CSONTOS et al. 1991/b) mészkő rétegsorbeli helyzetének megállapítására és a korbesorolásból levont tektonikai következtetések ellenőrzésére. A fúrás azonban 20,2 m-nél elszerencsétlenedett (a bővítéshez használt görgősvéső beszakadt), 1,5 m-rel mellette újrakezdték (10/a. fúrás), 10,2 m-ig teljes szelvényvel, majd magfúrással, azonban 87,0 m-nál fiatal tektonikus hasadékban végképp elszerencsétlenedett.

Ezután a földúton mintegy 200 m-rel északabbra új ponton (Bükkzsérc-11. fúrás) sikerült 135,0 m-es talpmélységgel a kitűzött célt végül is elérni.

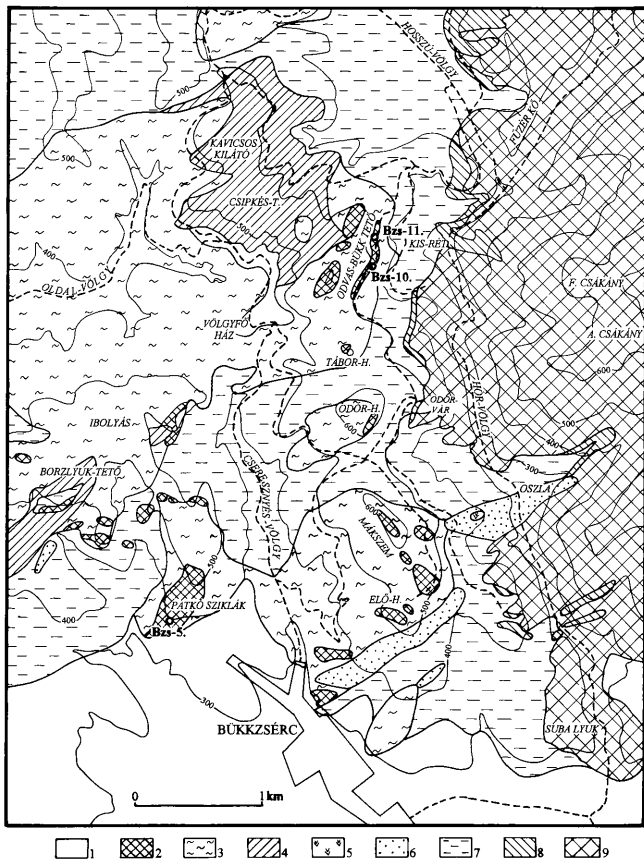
Bükkzsérc-5. fúrás

A fúrás az eredeti leírás szerint (részletes leírását ld. FRIDELNÉ & PELIKÁN 1987) két litosztratigráfiai egységet harántolt (2. ábra), de mai ismereteink szerint harmadik egység is elkülöníthető (ld. később).

0,0–56,8 m Bükkzsérci Mészkő Formáció. Mésziszap turbiditekből felépülő, sötétzürke színű, pados, azon belül finomrétegzett ooidos-peloidos-foraminiferás mészkő, néhány vékony, filamentumos mikrit-mikropátit közbetelepüléssel. Változó mennyiségű fekete tűzkövet tartalmaz, néhol azonban csak foltosan átková sodott.

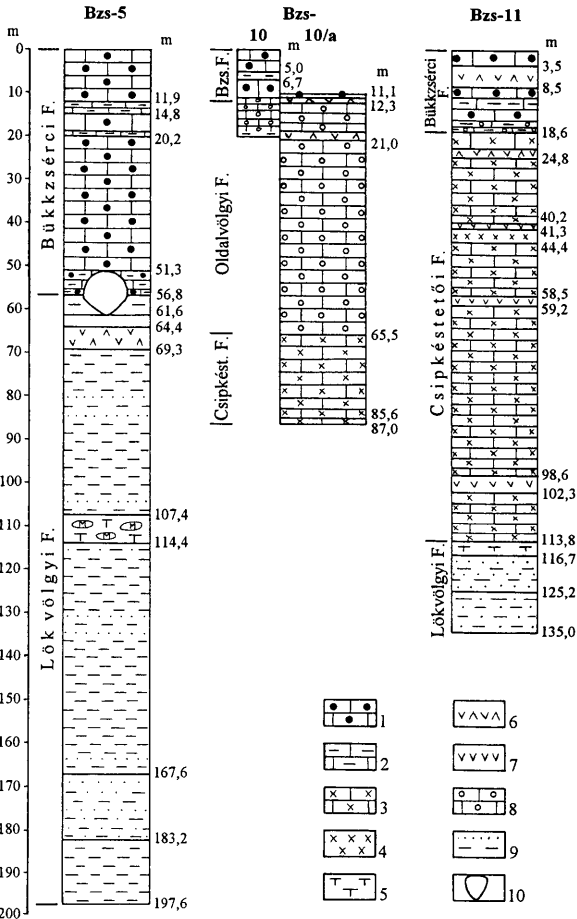
Vékonycsiszolatos vizsgálatokkal három mikrofácies típust különítettünk el.

1. mudstone, mudstone-wackestone átmenet: mikritben kevés filamentum-töredék, radiolária, szivacstű, biogén eredetű páttöredék, kvarcszilánk.



1. ábra. A Bükkzsérctől É-ra levő terület földtani térképe. Jelmagyarázat: 1. harmad-, negyedidőszak általában; 2. Bükkzsérci Mészkö; 3. Oldalvölgyi Formáció; 4. Csipkéstetői Radiolarit; 5. bazalt a Vaskapui Homokkőben Oszlától Ny-ra; 6. Vaskapui Homokkő; 7. Lök völgyi Formáció; 8. Bányahegy Radiolarit (2–8 jura); 9. triász általában

Fig. 1 Geological map of the region N of Bükkzsérc. Legend: 1 Tertiary-Quaternary; 2 Bükkzsérc Limestone; 3 Oldalvölgy Formation; 4 Csipkéstető Radiolarite; 5 Basalt in the Vaskapu Sandstone, W from Oszla; 6 Vaskapu Sandstone; 7 Lök völgy Formation; 8 Bányahegy Radiolarite (2–8 Jurassic); 9 Triassic (in general)



2. ábra. A fúrások egyszerűsített rétegsora. Jelmagyarázat: 1. ooidos mészkő, grainstone; 2. mikritis mészkő, mudstone-wackestone; 3. meszes radiolarit; 4. kovás radiolarit; 5. mészkő, homogén mikropátit; 6. polymiktic breccsa; 7. vulkanit betelepülés; 8. peloidos mészkő; 9. agyagos aleurolit-homokkő; 10. karsztos üreg a Bzs-5. fúrásban

Fig. 2 Simplified lithological column of the boreholes. 1 ooidic limestone, grainstone; 2 micritic limestone, mudstone-wackestone; 3 calcareous radiolarite; 4 siliceous radiolarite; 5 limestone, homogenous microsparite; 6 polymictic breccia; 7 interbedded volcanite; 8 peloidic limestone; 9 clayey siltstone-sandstone; 10 karstified hole in the Bükkzsérc-5 borehole

2. wackestone, packstone: átkristályosodott mikropátitban 30–100 μm átmérőjű peloidok, ooidok, valamint filamentumtöredékek, biogén páttöredékek finomsávosan változó mennyiségben.

3. grainstone: 80–1000 μm átmérőjű ooidok, kerekített mikritcsomók, biogén eredetű páttöredékek, valamint szögletes közettöredékek (mészkö, homokkő, fillit, csillámpala, bázisos magma). Általában kevert, osztályozatlan, szemcse-méret szerinti elkülönülés csak ritkán figyelhető meg.

Az 1. típus (I/1.kép) a mélyebbvízű-medence fáciesű karbonátokra jellemző, valószínűleg a turbiditek közti hosszabb szünetekben képződött. 13,5 m-nél és 19,5–20,2 m közt jelentkezett. A 2. típus (I/3, 4. kép) átmeneti, a sekélytengeri karbonátanyag finomabb frakciója keveredik a mélyebbvízi karbonátanyaggal. 11,9–14,8 m közt sávokban volt megfigyelhető. A 3. típus a leggyakoribb, az idegen környezetet csak néhány közbetelepülő fekete agyagfilm jelzi (II/3, 4, III/1–3. kép).

A tűzkövek főként a szivacstűk felszaporodásának környezetére jellemzők, feltehetően a kovaszivacstűk kalcifikálódásával felszabaduló SiO_2 koncentrációjából keletkeztek.

56,8–197,6 m Lökvölgyi Formáció. Terrigén turbiditekből felépülő, sötétszürke, fekete színű, agyagos aleurit és homokkő finomréteges váltakozása (VI/3. kép). Ritkán aleuritos agyagkő és finomkonglomerátum részleteket is tartalmaz.

Az üledékanyag ásványos összetétele meglehetősen egységes. A pelites szakaszokban uralkodók a filloszilikátok (illit-szericit, kaolinit, kevesebb klorit), alárendelt a kvarc, plagioklász, pirit és karbonát. A kőzet fekete színét finomeloszlású szénült szervesanyag okozza. A pszammitos részleteket főként kvarc, kevesebb plagioklász, kloritosodott biotit, muszkovit, néha karbonát, alárendelt mennyiségben illit, kaolinit és pirit alkotja.

64,4–69,3 m közt breccsaszint húzódik, 66,7 m-ig szögletes radiolarit-töredékekből (VI/1. kép), azalatt polimikt, főként kvarcit, kevés mikrokvartc, vitrofros vulkanit és karbonát darabokból áll.

107,4–114,4 m közt karbonátos betelepülés szakítja meg a törmelékes sorozatot, az aleuritos agyagkőben kovás mészkö és sziderit-ankerit rétegek, valamint ezek szögletes (néha 10 cm nagyságot is meghaladó) töredékei jelennek meg.

A kőzetek szerkezete

A fúrásban a rétegdőlés meglehetősen egységes, a mészköves szakaszban 10°-nál ritkán meredekebb, a terrigén turbidites részben is csak 131–145 m közt hajladozik 30–85° közt. A finomszerkezet azonban általában zavart, nagyon gyakran láthatók az instabil lejtőn való üledékfelhalmozódásból eredő iszapcsúszásra, iszapfelkavarodásra utaló mikrogyüredezettségek, lencsésen szétszakadozott rétegek, a homokkőekben ferderétegzés. 134–155 m közt néhány ponton gyenge, egyenesállású gradáció is megfigyelhető volt.

Szöveti irányítottság a mészköben csak 17–26 és 30–36 m közt tapasztalható, ez elsősorban az ooidok erős lapultságában és a póruspát kipréselődésében nyilvánul meg. A terrigén turbidites szakaszban a palásodás jellegű szöveti irányí-

tottság végig jelen van, dőlése a rétegződéssel egyirányú, de meredekebb, kivéve a 134–145 m közti szakaszt, ahol ellentett irányban 20–30°-kal dől.

Külön meg kell emlékezni az 51,3–61,6 m közti szakasról. 51,3–53,9 m közt a magnyereség és a magminőség jó volt, ezután 54,7 m-ig teljes maghiány, majd 55,9 m-ig 20 cm-nyi anyag, ezután teljes maghiány volt. A kikerült kőzetanyag azonban folyamatos változás volt megfigyelhető. A fent még grainstone mikrofaciésű mészkő lefelé packstone-wackestone mikrofaciésűvé válik egyre sűrűbb és vastagabb pala közbetelepüléssel, majd a palán belül lencseszerűen jelentkezik a mészkő, sőt szórta is megjelennek az ooidok (*III/4. kép*). KERBOLT T. karotázs értelmezése szerint (in MOLNÁR & PELIKÁN 1984) a meglehetősen homogén mészkő 49,2 m-ig tart. 49,2–56,8 m közt még felismerhető két mészkőpad, de már meglehetősen kevert összlet képe bontakozik ki. A határ 56,8 m-be kívánkozik, ui. e mélység alatt nagyobb porozitású, kevésbé állékony, magasabb K-tartalmú, egyszóval más jellegű összlet települ.

Ez a szakasz besorolható az Oldalvölgyi Formációba is, ebben az esetben a Lökvölgyi és az Oldalvölgyi Formációk határát 115 m alatt kell meghúzni.

Az 55,9–61,6 m közti teljes maghiány oka az ooidos mészkőösszlet alján kialakult karsztos üreg (patakos barlang) lehetett. Szerszámesésen kívül a kivettnéhány, utánhullásból származó mészkődarabra világosbarna, barlangi jellegű agyag volt felragadva. A finomtörmelékű üledékösszlet legfelső szakasza 64,4 m-ig oxidációs mállású, vörösbarna színű (ilyenné csak felszíni körülmények között válhat). A karotázsszelvény is üregesnek jelzi ezt a szakaszt.

Patkó-sziklák, kőbánya

A fúrás rétegsora a kőbánya falában (*1. kép*) folytatódik felfelé (a bányafal és a fúrás 56,8 m-ig terjedő szakasza együttesen a Bükkzsérci Mészkő Formáció típuszselvénye). Mivel a bányafal közepén közel É–D csapású, 2 m széles, cementált vetőbreccsával kitöltött fiatal hasadék van és az elmozdulás mértéke nem állapítható meg, két szelvényben mintáztuk meg a bányafalat. A keleti szelvényben végig pados kifejlődésű ooidos mészkő volt. A nyugati szelvényben mélyvízi behatásokat tükröző szakaszok települnek közbe. A fal alsó részén a vastagpados, azon belül finomsávozott ooidos mészkő (*2. kép*) fölfelé fokozatosan vékonyodó, tűzkölemezes lesz, a padok között 1–2 mm vastagságú, szürkészöld, homokos agyaglemezekkel. A rétegdőlés 230/18°. Efelé egy kb. 60 cm vastagságú, 10–30 cm-es gumókra felszakadozott anyagú, nagyon sok tűzkölcensét tartalmazó pad települ (*3. kép*). A finomrétegzés alapján a gumók rendezetlen helyzetűek (szinszediment törmelékfolyás). Fölötte éles határral kezdődően ismét vastagpados ooidos mészkő települ.

A bányafal tetején levő betelepülés 1 m vastag, ennek legfelső része 5 cm átlagvastagságú tűzkőrétegekké alakult át, melyekből DOSZTÁLY L. néhány rossz megtartású radioláriát és nagyon sok szivacsütőredéket mutatott ki.



1. kép. A bükkzsérci Patkó-sziklák alatti kőbánya látképe

Photo 1 Panoramic view of the quarry under Patkó-sziklák, near Bükkzsérc



2. kép. Vastagpados, azon belül finoman rétegzett ooidos mészkő a bányafal alján

Photo 2 Thick bedded ooidal limestone, with fine internal stratification at the base of the cliff of the quarry

Bükkzsérc-10, -10/a fúrás

A fúrás rétegsora 12,3 m-ig a Bükkzsérci Formációba sorolható. 11,1 m-ig a felszínen is látható ooidos mészkövet tárta fel (II/3. kép), 5,0–7,0 m közt márgás közbetelepüléssel, amelyben szórt helyzetű ooidok, páttábla töredékek, szögletes vulkanittöredékek és homokkő darabkák láthatók.

11,1–12,3 m közt préselt, gyengén palás szerkezetű üledékes breccsa van, az 5 cm nagyságot is meghaladó, erősen nyúlt szögletes mészkődarabok mudstone és wackestone mikrofaciésűek (szinszediment felszakadozás).

Ez alatt 65,5 m-ig az Oldalvölgyi Formációba sorolható, wackestone-packstone mikrofaciésű mészkő következik, a szöveti változatosságot kalcifikálódott radioláriák, szivacsstűtöredékek és 100 µm alatti kerekített mikrocsonók változó aránya adja (V/1. kép). Közbetelepülésként 18,8–21,0 m közt újabb üledékes



3. kép Fokozatosan vékonyodó padosságú ooidos mészkő, fölötté breccaszint, majd ismét vastagpados ooidos mészkő

Photo 3 Gradually thinning upwards ooidal limestone with debris flow horizon in the upper part of the photo. The section is capped with ooidal limestone (left upper corner)

breccaszint jelentkezik. Szintén közbetelepülésként értelmezhetők az 55,3 és 59,1 m-ek környezetében jelentkező ooidos szintek.

A 65,5–87,0 m közti, kalcifikálódott radioláriákat tömegesen tartalmazó mészkő szakasz a Csipkéstetői Radiolarit formációba tartozhat.

Bükkzsérc-11. fúrás

18,6 m-ig a Bükkzsérci Formációba sorolható, dominánsan ooidos mészkő (II/4. kép). Az 1,4 m-nél és a 10,5–13,4 m közt levő márgás közbetelepülés szórt helyzetű ooidokat tartalmaz. 3,5–8,5 m közt az útbevágásban is látható vulkanittörmelék padot fúrta át, melyben főként riolit-dácit anyagú klasztok vannak. 16,0–18,6 m közt újabb durvatörmelék-pad van, aleuritós agyagkőben 5 cm hosszúságot is

elérő, palásság szerint rendeződött szögletes mészkődarabok láthatók. Szórtan homokkőtöredékek és kovásodott ooidok is megjelennek.

Ezalatt 113,8 m-ig a Csipkéstetői Radiolaritba sorolható, kalcifikálódott radioláriákat tömegesen tartalmazó mészkő települ (IV/4. kép), melyben egyes szintekben a szivacsütöredékek is felszaporodnak. Néhol kovásodott radiolarit szakaszok is előfordulnak (V/2. kép), legvastagabb a 41,3–44,4 m közötti. 22,8–24,8 m közt közettörmelékes aleuritós agyagkő betelepülés van, ezalatt 40,0 m-ig a sűrű pala közbetelepülés miatt a mészkő laminit jellegű.

Jellemzők erre a szakaszra a vulkanittörmelék közbetelepülések, 40,2–41,3, 58,5–59,2, 98,6–102,3 m. Ezek vörös és zöld foltos, agglomerátum-lapillistufa megjelenésűek. Áthalmazott jellegükre utal, hogy bazaltos andezit és dácit-riolit darabok vegyesen fordulnak elő, de a vulkanizmus szingenetikusa volta nem dönthető el (V/4. kép).

A 113,8–135,0 m közötti szakasz a Lök völgyi Formációba sorolható. 116,7 m-ig mészmárga-márgás mészkő váltakozása, felismerhető biogén komponens nem tartalmazó homogén mikropátit, csupán kevés kvarcszilánkkal (mészhomokkőre emlékeztet, I/2. kép). 116,7–121,0 m közt törmelékfolyás jellegű, fekete agyagos aleurolitban kvarchomokkő töredékek úsznak. Ezalatt 125,2 m-ig a fekete, aleuritós agyagkő palássága erősen gyüredezett, a metamorf eredetű kvarc-kalcit erek széttörédeztek és lencseszerűen beleyűródtak az alpanyagba (második deformáció).

125,2–135,0 m közt homokkő és agyagos aleurolit finomréteges váltakozása van (VI/2. kép), néhol mészhomokkő betelepülés is megfigyelhető. Jellemző a ritkásan megjelenő, meredekállású, vakon végződő kvarc-kalcit érrendszer.

A kőzetek szerkezete

Mindkét fúrásban látható palás szöveti irányítottság, ennek dőlése 40–50°, a rétegdőlésnél végig meredekebb. Vékonycsiszolatban megfigyelhető, hogy a nagyobb szemcsék a palás sávokat kiterítik (VI/4. kép), a homogén finomszemcsés szakaszokban palásság szerinti kezdődő mikrolencsés felszakadozás látható (I/2. kép). A törmelékfolyás jellegű szakaszokban fordított állású gradáció van, ez azonban üledékes eredetű is lehet (felúszás, felrázóadás), a palásság/ rétegződés viszonya normál települési helyzetet jelez.

Különösen a Bzs–10. fúrásban volt jellemző a meredekállású, fiatal tektonikus hasadékok jelenléte (végül is ilyenben szerencsétlenül el).

Az Odvas-bükk-tető K-i lejtője

A szálerdővel borított meredek hegyoldalt végig lejtőtörmelék takarja, természetes feltárás csak a tetőgerincen van. A keleti lejtő kőzetanyagát csupán két, közel É–D-i irányú erdészeti földút bevágása teszi láthatóvá szálban, hozzávetőleg csapásirányban. Az alsó dózerút végig a Lök völgyi Formáció zsindelepalájában marad, változatosságot csupán a Bzs–11. fúrás alatti pirites radiolarit-, és a Bzs–10. fúrás alatti meszes betelepülés jelent. Ez utóbbi azonosítható a

Bzs-11. fúrás 113,8–116,7 m közti szakaszának anyagával, de térképi követése a hegyoldal törmelékkel való erős fedettsége miatt lehetetlen. A palásság nyugatias dőlésű, iránya 250–290°, dőlésszöge 20–50° között hullámszik.

A felső dózerút északon a zsindeleypalán indul (Lökfvölgyi F), a pala déli határa közelében már fekete, mikrites mészkőréteg is található (szintén megfeleltethető a Bzs-11. fúrás fentebb hivatkozott szakaszának anyagával). Az ooidos mészkővel való érintkezés az útbevágásban is fedett, de a mészkő az első felbukkanástól kezdve többé-kevésbé folyamatosan látható. Az út déli részén, a Tábor-hegy alatt DK-felé kanyarodó szakaszától kezdve ismét a zsindeleypala van feltárva. A palásság dőlése ugyanolyan, mint az alsó úton, a ritkán mérhető rétegdőlések 240/40° és 275/20° közt hajladoznak. A két fúrás közti kis hegyorban 10–190° tengelyirányú, palásságot is gyűrő kis redő figyelhető meg (második deformáció).

A hegygerincen az erózió által lencseszerűre szétfűrészelt, max. 30 m látszólagos vastagságú ooidos mészkő települ (típusos Bükkzsérci Mészkő). A felső út és a hegygerinc között csak csúszó törmelék formájában jelentkező pala-mészkő keverék valószínűleg az Oldalvölgyi Formációba sorolható (ld. a Következtetések c. fejezetben).

A kőzetek kora

A mészkövek foraminifera faunáját BÉRCZINÉ MAKK A. határozta meg, eredményeiről külön dolgozatban számolt be (BÉRCZINÉ MAKK 1999). A legfontosabb biosztratigráfiai adatok a Bzs-10/a és a Bzs-11. fúrásokból származnak. Ezeket a fúrásokat a liász (toarci?) korúnak datált mészkőre telepítettük.

A Bzs-11. fúrás 10,7 és 33,1–33,3 m mintájának kora ugyanúgy bath–callovi intervallumba esik, mint a Bzs-5. fúrás mintaeegyüttesének kora. Ennél fiatalabb (callovi–oxfordi) besorolású a Bzs-10/a. fúrás 57,6–61,3 m közti szakasza, az eltérés azonban nem akkora, hogy feltétlenül tektonikai okokat kelljen keresni (a taxonok fajoltóit ld. BÉRCZINÉ 1999). A most meghatározott korintervallum összhangban van DOSZTÁLY L. korábbi radiolária adatával (CSONTOS et al. 1991/a).

A vékonycsiszolatok alapján néhány mintát kiválasztottunk újabb radiolária vizsgálatok céljára. A Patkó-sziklák felhagyott kőbányájának falából származó kovás mintákból csupán elvéve került elő néhány radiolária. Megtartási állapotuk nem tette lehetővé a meghatározásukat. Az innen származó valamennyi mintából nagy tömegben került elő szivacstű, így joggal tételezhetjük fel, hogy a kova döntően áthalmazott szivacstűkből származik. A pelágikus hatást jelző radioláriák ezen a szakaszon alárendeltek.

A Bzs-5. fúrásból csupán egy minta volt alkalmas vizsgálatra. A Bükkzsérci Mészkő fekéjében levő radiolarit breccsa 66,7 m-ének vékonycsiszolatában jól látszott, hogy a klasztkban levő radiolárák egyveretűek (DOSZTÁLY valószínűleg a nagyfokú alaki hasonlóság miatt írta így). Az előkerült viszonylag gazdag fauna alapján pontosan meg lehetett állapítani a radiolarit korát, a *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Tricolocapsa fusiformis* YAO, *T. plicarum* YAO alapján késő-bajóci–kora-bath (a BAUMGARTNER et al. 1995 által felállított zonáció szerint UAZ. 5.).

A Bzs–11. fúrás 29,7–78,7 m közti szakaszából öt minta került vizsgálatra. Valamennyi minta tartalmazott jobb-rosszabb megtartású radioláriákat, csupán a 29,7 m-ből származó minta esetében nem lehetett a kormeghatározást elvégezni. A többi esetben a *Stichocapsa robusta* MATSUOKA és a *Tricolocapsa plicarum* YAO fajok együttes előfordulása alapján a kőzet kora (az előző fúrás radiolaritbreccsájához hasonlóan) késő-bajoci-kora-bath (UAZ. 5.).

Faunalista

Bükkzserc–5. fúrás 66,7 m:

Archaeodictyomitra cf. *exigua* KOZUR et MOSTLER, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI et KIDO, *Eucyrtidiellum* cf. *unumaense* (YAO), *Parvicingula dhimaensis* ssp. A in BAUMGARTNER et al. 1995, *Protunuma* sp., *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa convexa* YAO, *S. robusta* MATSUOKA, *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO), *Tricolocapsa fusiformis* YAO, *T. aff. fusiformis* YAO, *T. plicarum* YAO, *Unuma* sp.

Bükkzserc–11. fúrás 29,7 m:

Archaeodictyomitra sp.

42,8 m: *Archaeodictyomitra* sp., *Archaeospongoprimum* sp., *Guexella* ? *nudata* (KOCHER), *Parahsuum* sp., *Sethocapsa* cf. *funatoensis* AITA, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO), *Transhsuum* sp., *Tricolocapsa plicarum* ssp. A in BAUMGARTNER et al. 1995.

60,0 m: *Archaeodictyomitra* sp., *Protunuma* sp., *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Transhsuum* cf. *brevicostatum* (OZVOLDOVA), *Tricolocapsa plicarum* ssp. A in BAUMGARTNER et al. 1995.

66,5 m: *Archaeodictyomitra* sp., *Parahsuum* sp., *Parvicingula dhimaensis* BAUMGARTNER, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO), *Tricolocapsa plicarum* ssp. A in BAUMGARTNER et al. 1995.

78,7 m: *Protunuma* sp. ?, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Transhsuum* sp., *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA, *Tricolocapsa plicarum* YAO.

Következtetések

A fúrásokból fontos faciológiai következtetéseket vonhatunk le. A Bzs–5. fúrás környezetében a terrigén anyag fölötti szakaszban dominál a sekélytengeri anyag, itt csak kevés és vékony medencefaciésú betelepülés található (a fúrásban a 11,9–14,8 és 19,5–20,2 m közti szakaszokon és a kőbányában két szintben). Ezzel szemben az odvas-bükk-tetői fúrások alsó részére jellemző a mélyebbvízi, medencefaciésú karbonátképződés, amelyben csak vékony szintekként jelentkezik ooidos mészkő.

Mind a Bzs–5, mind a Bzs–11. fúrásban folyamatos anyagváltozás volt megfigyelhető a formációk határán, azonkívül vékony közbetelepülések formájában

egymásban is megjelennek. Mindez arra utal, hogy egy, összetartozó üledék-klustus képviselnek.

A térképezés során is tapasztaltuk, hogy a jura formációk nem határolódnak el élesen. A Lökvölgyi Formáció flis típusú üledéke fölfelé a molassz jellegű Mónosbéli Formációcsoportba megy át. Ennek fekete pala mátrixába (epizodikus) törmelékfolyásokkal különböző mennyiségű és megjelenési formájú karbonát, radiolarit és homokkő keveredik, az egyes formációk csupán a domináns kőzetanyaggal definiálhatók. Kevert törmelékkel fedett területeken a dominancia gyakran nem dönthető el, emiatt ezek a területek a pala és mészkő rétegek sűrű váltakozásával jellemezhető Oldalvölgyi Formációba kerülnek (pl. Odvas-bükk-tető K-i lejtője).

A CSONTOS L. (1988, 1991/a,b) által bevezetett odvas-bükki takaró létezésére nem sikerült egyértelmű bizonyítékot találni. A most megállapított kor- és fáciesviszonyok azonban nem is teszik szükségessé a takarók szerkezet feltételezését.

Különleges jelentőséggel bírnak, de további vizsgálódás igényelnek a mészkőben megjelenő szögletes, gyors és rövid szállítást jelző kőzettöredékek. Ezek egy része kétségtelenül a mésziszappal azonos eredetű, a sekélytengerben már többé-kevésbé litifikálódott anyag, azonban fölismerhetők idegen mészkőtöredékek is. A bázisos és savanyú vulkanit-, csillámos metahomokkő- fillit- és muszkovit-kloritpala törmelék nem származhat szigetívről, kontinentális eredetűnek vélhető.

Már az első közleményben (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1984.) is sekélytengerből mésziszap turbiditok formájában mélyvízi környezetbe átülepedett, allodapikus mészkőtöredékek határoztuk meg ezeket az előfordulásokat. A fáciesviszonyok sokban emlékeztetnek a Friuli platform és a Trentoi platform közt kialakult Bellunoi árokban felhalmozódott, bajoci-oxfordi korú Vajont Mészkő fáciesviszonyaira (ennek néhány szelvényéről kitűnő szedimentológiai ismertetés található BOSELLINI et al. 1981), azonban jelentős különbségek is vannak. A bükki előfordulások nagyvastagságú terrigén turbidit sorozatra települnek és epimetamorf törmelékanyagot is tartalmaznak. Ebből arra következtethetünk, hogy az üledékgyűjtő térség egyik oldalát nagyobb kiterjedésű, idősebb kontinentális blokk alkotta, az innen érkező törmelék keveredett a karbonát-platformról származó mészanyaggal. További különbség, hogy a Bellunoi árokban nincs vulkanizmus, míg a bükki térségben részint a szarvaskői bázitok, részint a fúrásokban, de felszíni feltárásokban is megtalált savanyú-neutrális-bázisos vulkanit közbe települések ott vannak. A szarvaskői magmatitok termális kontaktussal települnek az üledékbe, tehát kétségtelenül egykorúak. Meghatározatlan a másik típusú vulkanizmus kora. A vegyes összetétel, a törmelékes szerkezet, a savanyú darabokon gyakran látható ignimbrites jelleg miatt bizonyosan áthalmozott helyzetűek (annál is inkább, mert apró vulkanittöredékek a mészkőben is vannak), de a kor és a származási hely egyelőre kérdéses.

A dolgozat az OTKA T. 19431 és T. 23880 sz. témák támogatásával készült.

Irodalom – References

- BALLA, Z. 1987: Tectonics of the Bükkian (North Hungary) Mesozoic and Relations to the West Carpathians and Dinarids. – *Acta Geol. Hung.*, 30/3–4, 257–287.
- BALOGH, K., KOZUR, H. & PELIKÁN, P. 1984: Die Deckenstruktur des Bükkgebirges. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*. 13/3, 89–96.
- BÉRCZINÉ MAKK A. & PELIKÁN P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységéből. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1982. évről*. 137–166.
- BOSELLINI, A., MASETTI, D. & SARTI, M. 1981: The Vajont Limestone: an oolitic deep sea fan, Middle Jurassic, Venetian Alps. – In: RICCI LUCCHI, F. (ed.): *Excursion Guidebook with contributions on sedimentology of some Italian basins. 2nd European Regional Meeting, Bologna*. 307–342.
- CSONTOS L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk-Thèse de 3ème cycle, Univ. Lille I. 250. – Kézirat 315 p.
- CSONTOS L., DOSZTÁLY L. † & PELIKÁN P. 1991/a: Radioláriák a Bükk-hegységéből. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről*. 357–381.
- CSONTOS L., BÉRCZINÉ MAKK A. & THIEBAULT F. 1991/b: Újabb Foraminifera-leletek a Déli-Bükkből. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről*. 383–409.
- DULL, D. M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOGHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. 1995.: Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Association. – In: BAUMGARTNER, P. O., O'DOGHERTY, L., GORICAN, S., URQUHART, E., PILLEVUIT, A. & DE WEVER, P. (eds): *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology*. – *Mémoires de Géologie*. 23, 1013–1038.
- FRIDELNÉ MATYÓK I. & PELIKÁN P. 1987: A Bükkzsérc-5. sz. fúrás földtani záródokumentációja. – Kézirat, Orsz. Földt. Geof. Adattár-MÁFI. T14137. 87 p.
- MOLNÁR M. & PELIKÁN P. 1984.: Földtani napló a Bzs–5. sz. fúrásról. – Kézirat, Orsz. Földt. Geof. Adattár-MÁFI 121/5 9 p.
- A kézirat beérkezett: 1999. 03. 10.*

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Bzs–5. 13,2–13,3 m: filamentumos mudstone-wackestone átmenet. 1. mikrofaciéstípus.
"Filament"-bearing mudstone-wackestone transition MF-type 1.
2. Bzs–11. 114,9 m: homogén mikropátit, palásság szerinti kezdődő mikrolencsés felszakadozással.
Homogenous microsparite with preferred orientation due to schistosity
3. Bzs–5. 12,9–13,0 m: peloidos wackestone filamentumtörédekkel. 2. mikrofaciéstípus.
Peloidal wackestone with fragments of "filaments" MF-type 2.
4. Bzs–5. 11,0–12,5/b m: packstone, grainstone váltakozás. 2. mikrofaciéstípus.
Packstone–grainstone alternation MF-type 2.

II. tábla – Plate II

1. Bzs–5. 45,7 m: osztályozatlan grainstone. 3. mikrofaciéstípus.
Unsorted grainstone MF-type 3.
2. Bzs–5. 47,3 m: grainstone. 3. mikrofaciéstípus.
Grainstone MF-type 3
3. Bzs–10. 3,9 m: osztályozatlan grainstone. Az ooidok részlegesen kovásodtak, a kép jobboldalán magmás kőzettörédek látható.
Unsorted grainstone. Ooids are partly silicified. On the right an igneous rock fragment can be seen.

4. Bzs-11. 14,0-14,2 m: szivacsütőredékes grainstone.
Grainstone with spicule fragments

III. tábla – Plate III

1. Bzs-5. 32,4 m: foraminiferás grainstone.
Foraminiferal grainstone.
2. Bzs-5. 18,7 m: grainstone mészkő- és bázisos magma töredékkel.
Grainstone, with limestone and basic magmatic clasts
3. Bzs-5. 45,7 m: osztályozatlan grainstone peloidos kőzettöredékkel.
Unsorted grainstone with a peloidal intraclast.
4. Bzs-5. 53,3 m: részlegesen kovásodott ooidok agyagos aleurolitban.
Partly silicified ooids in muddy siltstone.

IV. tábla – Plate IV

1. Bzs-11. 10,7 m: kovásodott ooidok agyagos aleurolitban.
Silicified ooids in muddy siltstone.
2. Bzs-11. 17,7 m: sekélytengeri mészkőtöredék agyagos aleurolitban (készen érkezett "Bükkszérci Mészkő").
Shallow-water limestone clast in muddy siltstone. It was already lithified during resedimentation.
3. Bzs-10/a. 63,3 m: mikrobrecsa felrepedezett fekete, mikritis mészkőtöredékekből.
Microbreccia with clasts of black, micritic limestone with thin calcite veins.
4. Bzs-11. 62,0 m: meszes radiolarit.
Calcareous radiolarite.

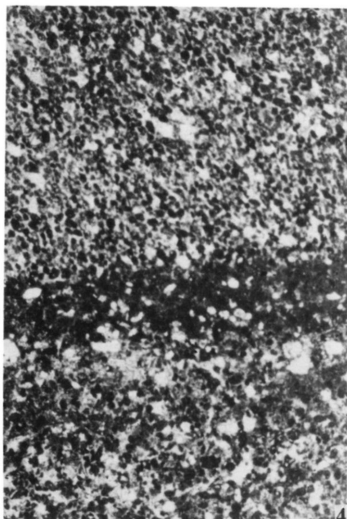
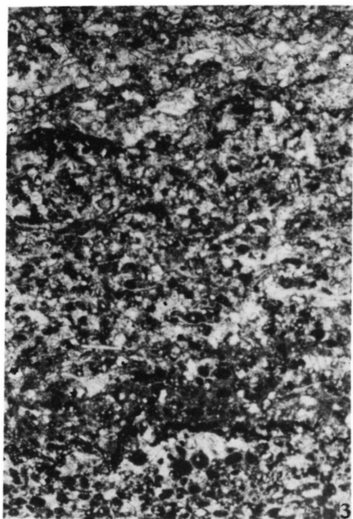
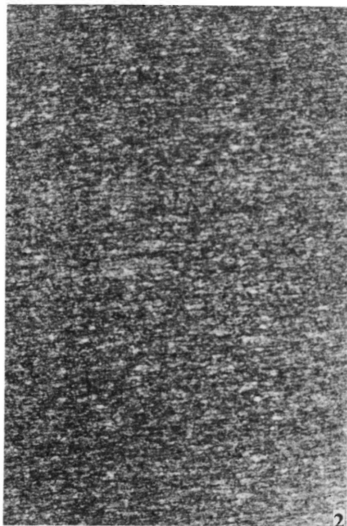
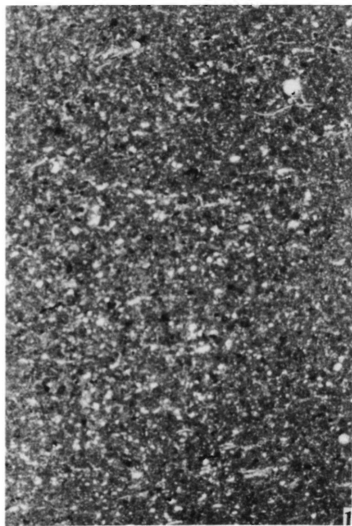
V. tábla – Plate V

1. Bzs-10/a. 51,0 m: szpikulit.
Spiculite.
2. Bzs-11. 60,0 m: kovás radiolarit.
Calcareous radiolarite.
3. Bzs-11. 119,5 m: osztályozatlan homokkő.
Unsorted sandstone.
4. Bzs-11. 100,0 m: andezittöredék agyagásványosan bontott vulkáni anyagban
Andesite fragment in altered volcanic matrix.

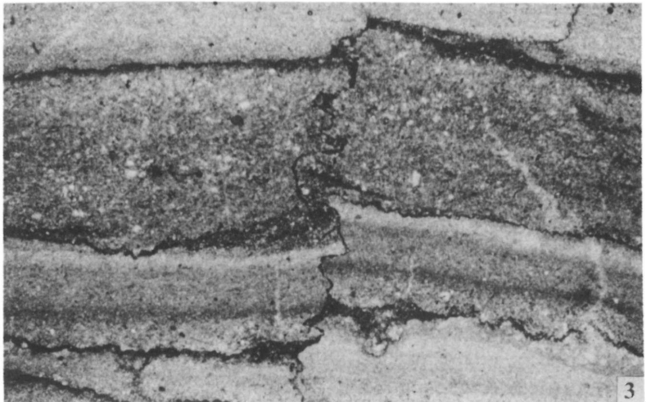
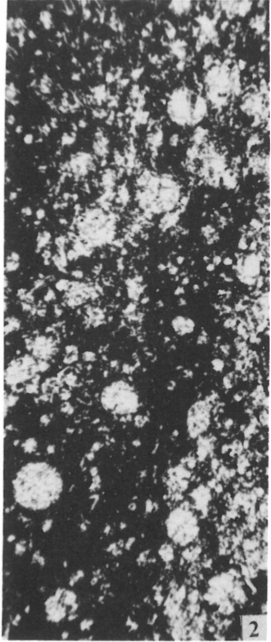
VI. tábla – Plate VI

1. Bzs-5. 66,7 m: radiolarit breccsa.
Radiolarite breccia.
2. Bzs-11. 129,7 m: radioláriás homokkő.
Radiolaria-bearing sandstone.
3. Bzs-5. 148,9 m: homokkő rétegek agyagos aleurolitban. A képen palásság szerint feltoldott homokkőlemez látható.
Muddy siltstone intercalation between sandstone beds, cut by a schizosity plane.
4. Bzs-5. 182,3 m: gyenge palásságot kitérítő homokszem.
Weak schizosity deformed by sand grain

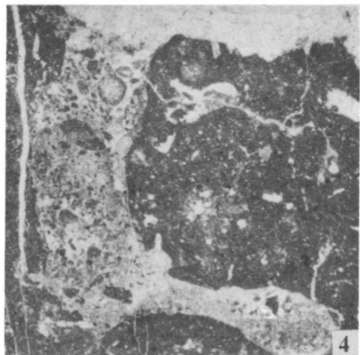
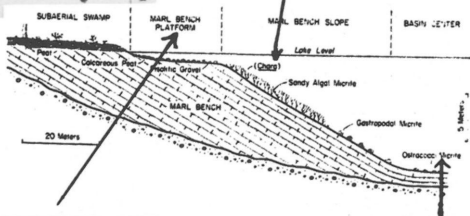
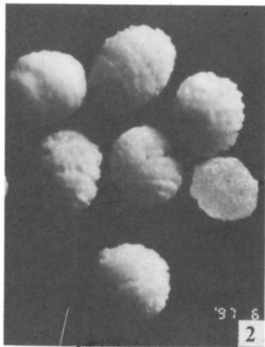
I. tábla – Plate I



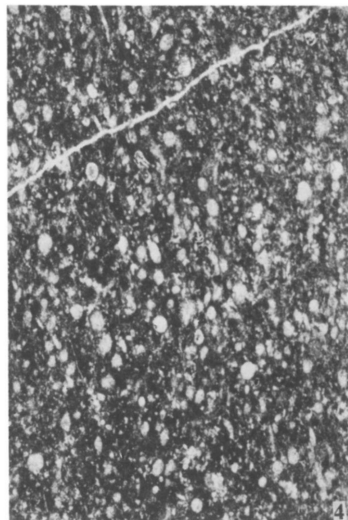
II. tábla – Plate II



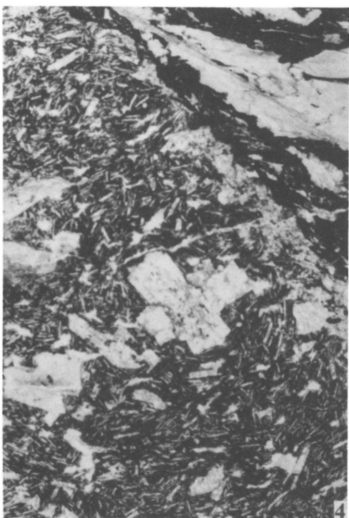
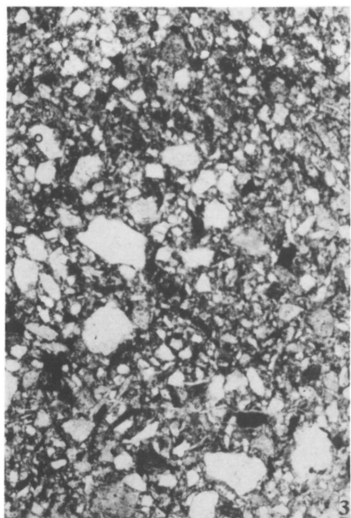
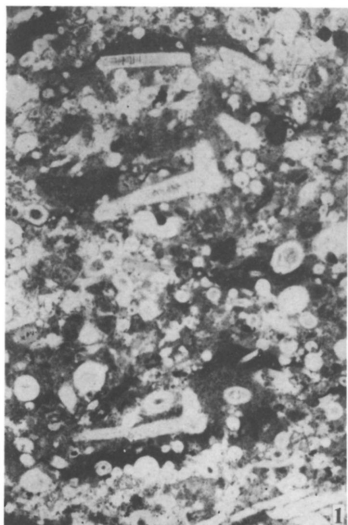
III. tábla – Plate III



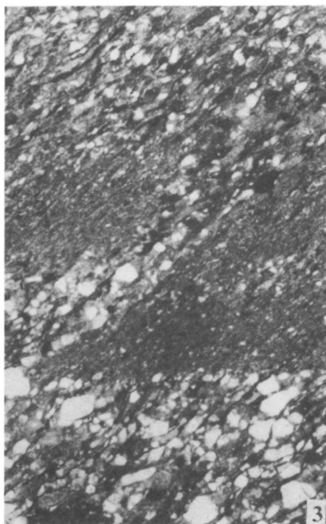
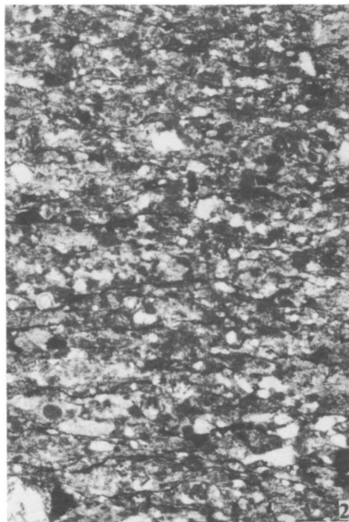
IV. tábla – Plate IV



V. tábla – Plate V



VI. tábla – Plate VI



A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső–felső-triászban¹

(Evolution of the area from the Berva Valley to the Hór Valley in the Middle – Upper Triassic)

VELLEDITS Felicitász¹
(8 ábra)

Tárgyszavak: Déli-Bükk, középső-triász, riftingedés, (fél)árok, tavi üledékek, euxin medence, radiolarit, színrift, posztrift.

Key words: Southern Bükk, Middle Triassic, rifting, (half)graben, lacustrine deposits, euxinic basin, radiolarite, synrift, postrift.

Abstract

Felsőtárkány–7 borehole is a key exposure in the reconstruction of the Triassic evolution of the Bükk Mountains. As opposed to other Triassic exposures, its great advantage is that the penetrated rocks did not suffer metamorphism. They reveal a long time interval, some 27 million years. The age of certain layers can be determined reliably by means of conodonts, foraminifers, and radiolarians. In the sequence of the borehole we can trace the evolution of the deepest part of a half-graben, which came into being during the Middle Triassic rifting.

The sequence of the borehole can be divided into 3 stages:

Stage I: continental, lacustrine deposits. The sedimentation took place in a lacustrine environment due to the updoming of the crust at the end of the Anisian age.

Stage II: in the Lower Ladinian, the sedimentation continued in an euxinic basin. Laminitic calcareous marls and radiolarites represent sediments of an euxinic basin, which came into being due to the rapid subsidence of the area, in the synrift stage.

Sediments of stage III are represented by cherty limestones. At this time the sediments were deposited in a well-oxygenated intraplateau basin.

Succession of the sediments reflects the evolutionary stages of rifting: updoming (stage I), rapid subsidence (stage II), slow subsidence (stage III).

Taking into account the Ladinian Carnian sediments of the borehole and the adjoining territories, the half-graben structure of the basement can be reconstructed from the spatial distribution of sedimentary facies in a 12 km section between the Berva Valley and the Hór Valley.

Manuscript received: 01 03 1999

Összefoglalás

A Felsőtárkány–7. fúrás a Bükk triász fejlődéstörténeti rekonstrukciójának kulcsfontosságú feltárása. A hegység többi triász feltárásával szemben nagy előnye a fúrásnak, hogy a harántolt rétegek nem szenvedtek metamorfózist. Hosszú időintervallumot, mintegy 27 millió évet tárnak fel. Az egyes rétegeket, és így az eseményeket conodonták, foraminiferák, és radioláriák segítségével jól

¹ MOL Rt, KUMMI, 1039 Budapest, Batthyány u. 45.

lehet korolni. A fúrás rétegsorában egy, a középső-triász riftesedés során létrejött félárok legmélyebb részének fejlődését követhetjük nyomon.

A fúrás rétegsora három szakaszra osztható:

I. szakasz: szárazföldi, tavi üledékek. Az üledékképződés az anisusi végi kiemelkedés következtében tavi környezetben folyt.

II. szakasz: a kora-ladinban az üledékképződés egy euxin medencében folytatódik: laminites mészmárga és radiolarit képviseli ezt a fáciest. Ez a medence a terület gyors süllyedése következtében, a színrift szakaszban jött létre.

A III. szakasz üledékeit tüzköves mészkövek képviselik. Ekkor az üledékek jól szellőzött intraplatform medencében ülepedtek le.

Az üledékek változásában egy riftesedő terület fejlődési fázisai: kiemelkedés (I. szakasz), gyors, tektonikus süllyedés (II. szakasz) és lassú, termális süllyedés (III. szakasz) ismerhetők fel.

A fúrás, valamint a szomszédos területek ladin–karni üledékeinek ismeretében egy 12 km-es szelvényben a Berva- és a Hór-völgy között az üledékes fációk térbeli eloszlásából az aljzat félárok szerkezetére következtethetünk.

Bevezetés

A Bükk hegység triász kőzeteiről jóval kevesebbet tudunk mint a Dunántúli-középhegység, vagy a Mecsek azonos korú képződményeiről. A bükki triász kőzeteket leülepedésük után többször érte tektonikai hatás, aminek következtében – főleg a hegység központi részén – a kőzetek annyira átalakultak, hogy szedimentológiai és biosztratigráfiai vizsgálatokra alkalmatlanok. Jóval kedvezőbb a helyzet a hegység peremén. Mivel a Felsőtárkány–7. fúrás a hegység déli részén mélyült, a kőzeteken gyakorlatilag nem észleltünk metamorf hatást. A fúrás nemcsak a harántolt kőzetek kitérő megtartása, de változatos, és hosszú időintervallumot (mintegy 27 millió évet) átfogó rétegsora miatt vált a hegység triász fejlődéstörténeti rekonstrukciójának egyik kulcsfontosságú feltárásává.

A fúrást 1984-ben, az Országos Alapszelvény Program keretében mélyítették. Célja a felszínen törmelékben lévő jura korú radiolarit és a fekete, palás agyagkő, valamint a felső-triász tüzköves mészkő kapcsolatának tisztázása volt. A radiolarit törmelékre telepített fúrás azonban nem ért szálaban álló radiolaritot, hanem a törmelék alatt felső-triász tüzköves mészkövet (Felsőtárkányi Mészkő Formáció) tárt fel.

A fúrást először PELIKÁN Pál írta le és értékelte ki (PELIKÁN 1987).

A bükki triász fejlődéstörténet rekonstruálásához medence fációs feltárásokat keresve fordult figyelmem a Felsőtárkány–7. fúrás felé. 1994-ben újra begyűjtöttem a fúrást. A minták feldolgozásába számos szakembert vontam be. A radiolarákat DOSZTÁLY Lajos, a conodontákat KOVÁCS Sándor, a foraminiferákat BÉRCZINÉ MAKK Anikó, az ostracodákat MONOSTORI Miklós határozta meg. A vulkanitok értékelését HARANGI Szabolcs és ÁRGYELÁN Gizella végezte. Az agyagokat VICZIÁN István és KOVÁCS-PÁLFY Péter, a spóra-pollent GÓCZÁN Ferenc vizsgálta. A szárazföldi üledékek kiértékelésénél MINDSZENTY Andrea volt segítségemre.

Módszerek

Mivel a fúrás nagyon változatos üledéksort, különböző fáciesű rétegeket tár fel, vizsgálati módszereink is ennek megfelelően alakultak.

A kutatások gerincét 59 db nagyméretű (23 db 7x12 cm, 6 db 5x9,5 cm, 27 db 5x5 cm, 3 db 5x2,5 cm) vékonycsiszolat képezte. Vékonycsiszolatok minden csiszolható, kemény kőzetből (tavi márga, vulkanit, laminites mészmárga, radiolarit, tűzköves mészkő) készültek.

A tűzköves mészkő korát részben az ecetsavas oldással nyert conodonták, részben foraminiférák alapján határoztuk meg. (A fúrás kiértékelése során egy conodonta és egy foraminifera koradatot PELIKÁN (1987) jegyzőkönyvéből vettem át, melyeket az összesítő ábrákon feltüntettem.)

Az ostracodákat tömény ecetsavas oldással MONOSTORI Miklós, a radioláriákat 5%-os HF-os, a chara terméseket 5–10%-os HCl-os oldással DOSZTÁLY Lajos, a conodontákat 10–20%-os ecetsavas oldással KOVÁCS Sándor szabadította ki.

A 230,0–227,7 m közötti vörös agyagkőből a MÁFI anyagvizsgáló laboratóriumában röntgen felvételek készültek. A palynológiai és szervesmikrofácies vizsgálatokhoz a szervesanyag csepp-preparátumai a MÁFI anyagfeltáró laboratóriumában készültek.

A fúrás összehasonlítása a hegység többi azonos korú feltárásával

– A fúrás kőzetein nem észleltünk metamorf hatást, ami a Bükkben ritkán mondható el.

– A Bükkben szerencsés esetben is csak néhány képződményt magába foglaló rétegsorokat ismerünk, és a képződmények érintkezése az esetek nagy részében vagy nincs feltárva, vagy tektonikus. A fúrás ezzel szemben a késő-anisusitól a rhaeti elejéig tárja fel a rétegsort. 23 pontról rendelkezünk koradattal. Radioláriák, conodonták és foraminiférák segítségével a Bükkben itt sikerült a legrészletesebben datálni az egyes rétegeket és ennek köszönhetően az egyes eseményeket.

– Nagyon változatos a feltárt rétegsor. A felső-anisusi szárazföldi üledékektől kezdve az anisusi/ladin határ vulkanitjain és a ladin radiolariton keresztül a nori-rhaeti mélyvízi üledékekig 27 millió éves fejlődéstörténeti szakaszt folyamatos rétegsorban tanulmányozhatunk.

– A fúrásban észlelt fáciesváltozásokból egy riftesedő terület fejlődési stádiumait (kiemelkedés, gyors süllyedés, lassú süllyedés) rekonstruálhatjuk.

– Két kőzettípus: a ladin laminit és radiolarit az egész Bükk területén csak ebből a fúrásból ismert.

– Nem metamorf felső-triász medenceüledékek csak ebből a fúrásból ismertek.

– Mivel a szomszédos területekről ismerjük a ladin, karni, alsó-nori medenceüledékekkel egyidős, a medencét határoló platformok karbonátos képződményeit, módunk nyílik – a Bükkben egyedül itt – a medence-platform rendszer együttes tanulmányozására.

– A fúrás talpa alatti rétegek, a Hámori Dolomit a fúrástól nyugatra lévő várhegy dolomitbányában a felszínen tanulmányozhatók.

A rétegsor leírása

Litológiai leírás, anyagvizsgálati eredmények

A fúrás talpa alatti rétegek: Hámori Dolomit (Felsőtárkány Várhegy dolomit bánya, 1. és 2. ábra)

A fúrás talpa alatt közvetlenül települő rétegekről nincsenek információink. Valószínű, hogy egy rövid feltáratlan szakasz után a Hámori Dolomit rétegei következnek. A dolomitot a fúrástól nyugatra lévő felsőtárkányi Várhegy dolomit-bányájában tanulmányozhatjuk.

A dolomitot peritidális és szubtidális üledékek építik fel. A peritidális üledékeket az algadómok, a felszakított és újra leülepedett algaszőnyeg lemezek (I/7. kép), és a nagyméretű (1–4 cm-es) onkoidok (I/1. kép) képviselik. A szubtidális, makroszkóposan homogén rétegekből gazdag foraminifera együttes került elő, melyből BÉRCZINÉ MAKK a következő fajokat és genusokat határozta:

Earlandinita oberhauseri SALAJ

Earlandinita sp.

Endothyra sp.

Endotriadella wirzi (KOEHN-ZANINETTI) (I/2. és I/4. kép)

Haplophragmella inflata ZANINETTI et BRÖNNIMANN

“*Meandrospira*” *deformata* SALAJ (I/3. kép)

Meandrospira cf. *dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIČ (I/5. kép)

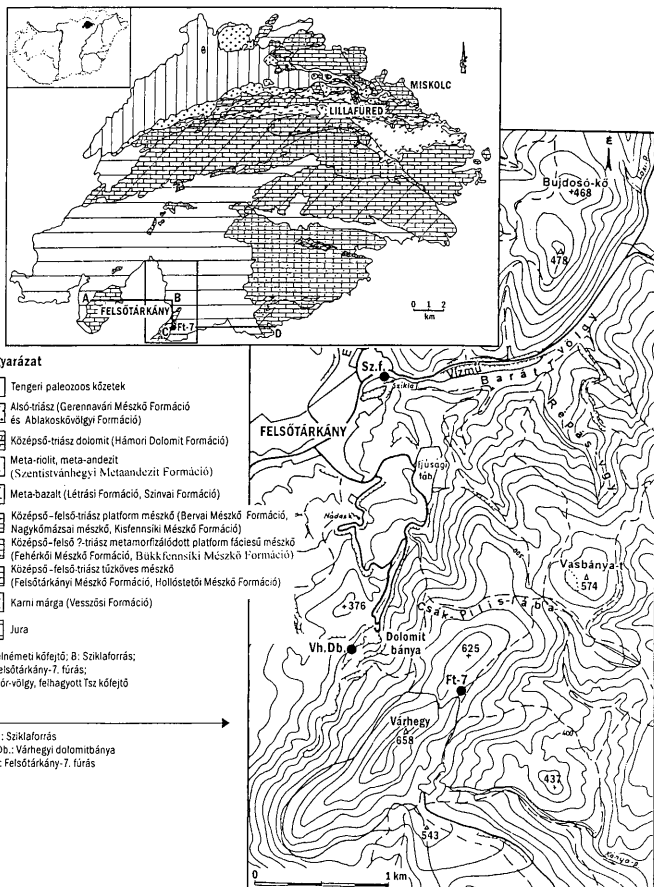
Spirillina sp. (I/8 kép)

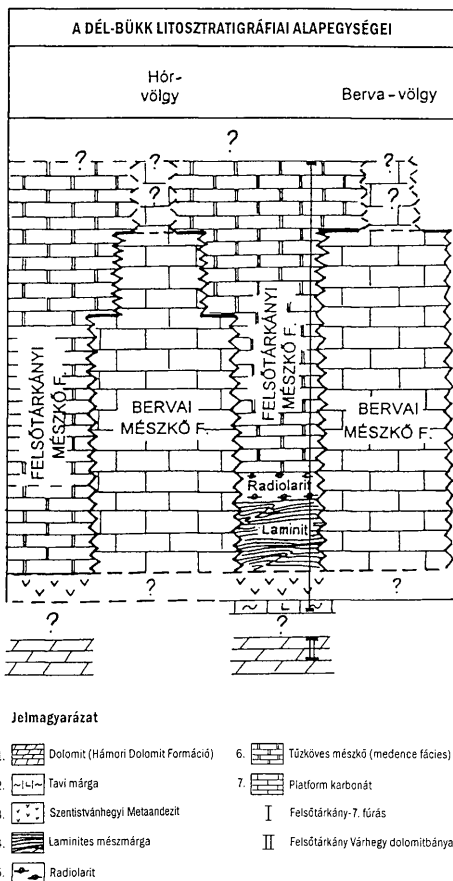
Trochammina almtalensis KOEHN-ZANINETTI (I/6 kép)

Ezek alapján a dolomit kora pelsoi (anisusi).

1. ábra. → A Sziklaforrás (Szf), a Várhegyi dolomitbánya (VhDb) és a Felsőtárkány-7. fúrás (Ft-7) földrajzi elhelyezkedése. A felső ábrán a Berva- és a Hór-völgy közötti szelvény (7. és 8. ábra) nyomvonala látható. A: felnémeti kőfejtő, B: Sziklaforrás, C: Felsőtárkány-7. fúrás, D: Hór-völgy, felhagyott Tsz kőfejtő. A felső ábra CSONTOS 1988 nyomán készült.

Fig. 1 → Geographical position of Sziklaforrás (Szf), the dolomite quarry of Várhegy (VhDb) and Felsőtárkány-7 borehole. On the upper figure, trace of the section between the Berva and Hór Valleys (Figs. 7 and 8) can be seen. A: quarry of Felnémet, B: Sziklaforrás, C: Felsőtárkány-7 borehole, D: Hór Valley, abandoned quarry. The upper figure was made after CSONTOS 1988. Legend: 1 marine Palaeozoic rocks, 2 Lower Triassic (Gerennaóvár Limestone Fm and Ablakoskövölgy Fm), 3 Middle Triassic dolomite (Hámor Dolomite Fm), 4 Meta-rhyolite, meta-andesite (Szentistvánhegy Metaandesite Formation), 5 meta-basalt (Létrás Formation, Szinva Formation), 6 Middle-Upper Triassic platform limestone (Berva Limestone Fm, Nagykőmázsa Limestone Fm, Kisfennsík Limestone Fm), 7 metamorphosed Middle-Upper Triassic limestone of platform facies (Fehérkő Limestone Fm, Bükkfennsík Limestone Fm), 8 Middle-Upper Triassic cherty limestone (Felsőtárkány Limestone Fm, Hollóstató Limestone Fm), 9 Carnian marl (Vesszős Fm), 10 Jurassic. Abbreviations: A: quarry of Felnémet, B: Sziklaforrás, C: Felsőtárkány-7 borehole, D: Hór Valley, abandoned quarry, Sz.F.: Sziklaforrás, Vh.Db.: dolomite quarry of Várhegy, Ft-7: Felsőtárkány-7. borehole





2. ábra. A Felsőtárkány-7. fúrás és a fúrás talpa alatti rétegek geológiai helyzete. Részlet a Bükk hegység triász litofáciесеi táblázatból (VELLEDITS 1998).

Fig. 2 Geological position of Felsőtárkány-7 borehole and its footwall. A detail of the table of the Triassic lithofacies of the Bükk Mts. (VELLEDITS 1998). Legend: 1 dolomite (Hámori Dolomite Fm), 2 lacustrine marl, 3 Szentistvánhegy Metaandezite Fm, 4 laminitic calcareous marl, 5 radiolarite, 6 cherty limestone (basin facies), 7 platform carbonate, I. Felsőtárkány-7 borehole, II. Felsőtárkány, dolomite quarry of Várhegy.

Felsőtárkány–7. fúrás

Földrajzi hely: a felsőtárkányi Várhegy ÉK-i gerince (1. ábra).

Litológiai leírás, anyagvizsgálati eredmények

A fúrás rétegsora 3 szakaszra osztható (3. ábra), melyek más-más üledék-képződési környezetet jelölnek, az első szárazföldit (231,2–199,4 m), a második elzárt medencét (199,4–172,1 m), a harmadik nyílt vízcirkulációjú medencét (172,1–8,0 m).

A fúrás I. szakasza: szárazföldi, tavi üledékek (231,2–199,4 m, III. fényképtábla).

Az első szakasz üledékes kőzeteit márga, mészmárga, homokkő és agyagkő rétegek képviselik. Az üledékes kőzetek között vulkáni rétegek (lávakőzetek és tufitok) települnek. Helyenként a kétféle kőzettípus keveredése figyelhető meg.

230,0–227,6 m: vörös agyagkő.

A mikroszkópi vizsgálat szerint az alapanyag finom agyag, benne pátos kalcit halmazok, biotit, plagioklász és vulkáni kőzettörmelék, aminek az eredeti összetétele andezit-riolit volt. Az alapanyagban 100–200 μm -es pedoreliktum szemcsék vannak, melyek enyhén koptatottak.

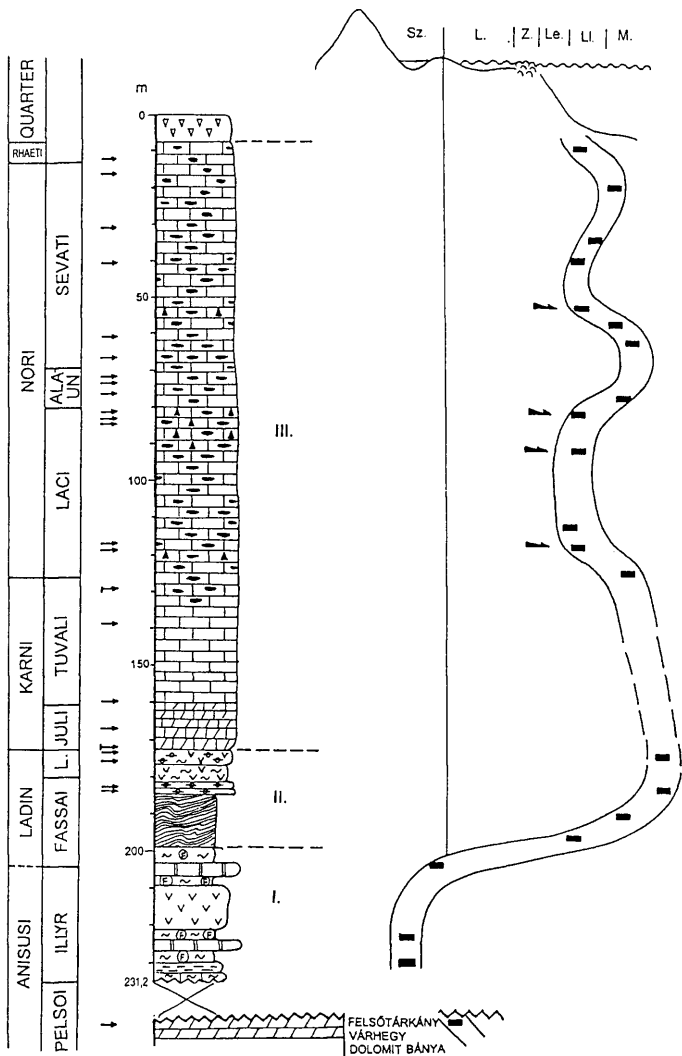
Ebből a szakaszból 3 mintát vizsgáltunk meg Rtg-diffrakciós módszerrel, melyet VICZIÁN István és KOVÁCS-PÁLFFY Péter értékelt ki. A kőzet ásványos összetételére a következő eredményeket kaptuk: montmorillonit: 1, 0, 0%, illit: 16, 8, 8%, kaolinit: 1, 1, 1%, klorit: 6, 6, 12%, kvarc: 30, 22, 24 %, plagioklász: 19, 16, 8%, kalcit: 21, 41, 43%, hematit: 6, 6, 4%.




















Üledékképződési környezet: bár a kőzet pedoreliktum szemcséket tartalmaz, paleotalajokra jellemző szövet nem figyelhető meg (Mindszenty Andrea szóbeli közlés). A kőzet ásványos összetétele sem utal hosszabb idejű szárazföldi mállásra. A pedoreliktum szemcsék valószínűleg áthalmozódva alluviális, vagy tavi környezetben ülepedtek le. A plagioklász és a hematit mennyisége nagyobb az átlagnál, ami vulkáni eredetre utal.

227,6–199,4 m: márga, mészmárga rétegek, melyek egy tő különböző üledékképződési környezeteket képviselik. A tavi üledékek között több szintben vulkáni működésre utaló nyomokat találunk. Az alábbi tavi fácieseket különítettem el:




222,0 m és 224,8 m: Ostracodás wackestone (III/5. kép)

Középszürke, sötétszürke mészmárga, makroszkóposan elszórtan mm alatti pátos pöttyökkel. Mikrites alapanyagban articulált és disarticulált ostracoda héjak, melyek bizonyos szintekben dúsulnak. A 222,0 m-ből vett mintából MONOSTORI Miklós nagy mennyiségű édesvízi, erősen csökkentsósvízi alakokat írt le, (lásd az Ősmaradványok, kor fejezetben). Kilogrammonként több ezer, akár több tízezer példány is előfordul.



1.  dolomit (Hátori Dolomit)
 2.  márga, mészmárga
 3.  vörös agyagkő
 4.  földpátban, mállott vulkáni törmelékben gazdag márga
 5.  sötétszürke, szabadszemmel homogén mészkő
 6.  vulkáni tufa (Szentistvánhegyi Metaandezit)
 7.  laminites mészmárga
 8.  radiolarit
 9.  átdolomitizált mészkő
 10.  medence fáciesű mészkő (Felsőtárkányi Mészkő)
 11.  tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő)
 12.  litoklasztos mészkő (Felsőtárkányi Mészkő)
 13.  lejtőtörmelék
-  információ hiány
-  I. szakasz (üledékképződési egység)
-  litoklaszt beszállítás
-  koradat :
L. LONGOBÁRD
-  a vizsgált minta fáciese
-  Pelikán P. jelentéséből átvett koradat (MÁFI irattár)
- Öskörnyezet : Sz : szárazföld
L : lagúna
Z : zátony
Le : lejtő
Li.: lejtőláb
M: medence

← 3. ábra a) A Felsőtárkány–7. fúrás rétegsora és fáciesgörbéje. b) Jelmagyarázat

← Fig. 3a Sequence and facies curve of Felsőtárkány–7. borehole b) Legend: 1 dolomite (Hátori Dolomite), 2 marl, calcareous marl, 3 red claystone, 4 marl rich in feldspar and weathered volcanic clasts, 5 darkgrey homogeneous limestone 6 volcanic tuff (Szentistvánhegy, Metaandesite), 7 laminitic calcareous marl, 8 radiolarite, 9 dolomitized limestone, 10 limestone of basin facies (Felsőtárkány Limestone), 11 cherty limestone (Felsőtárkány Limestone), 12 lithoclastic limestone (Felsőtárkány Limestone), 13 talus, >X lack of information, I stage I (sedimentation unit),  lithoclast influx, → age data,  facies of the studied sample,  age data from the report of Pál PELIKÁN, Palaeoenvironment: abbreviations: Sz: land, L: lagoon, Z: reef, Le: slope, Li.: toe-of-slope, M: basin

Üledékképződési környezet: Valószínűleg tavi, a tó belsőbb, mélyebb részén képződött. MURPHY & WILKINSON (1980) recens tavi üledékekről írt tanulmányában az ostracodás mikrit fáciest a tó legmélyebb vízi környezetébe helyezi

223,3 m: Szürke mészmárga

A minta oldási maradékából 8 db Chara termés került elő (III/2. kép és V/4–5. kép). Az 1–2 mm-es ovaloid alakú szemcséken kívül spirálisan futnak körbe az árkok. A sósavas feltárás annyira korrodálta a szemcséket, hogy közelebbi határozás nem lehetséges.

Üledékképződési környezet: MURPHY & WILKINSON (1980) recens tavi üledékek vizsgálata során megállapították, hogy a tó aljzatának tereplépcsőjén, a tó belsejében az üledék jelentős részét chara töredékek alkotják, a lejtőt vastagon borítja az alga (chara). DAVIS (1900, 1901, 1903 in MURPHY & WILKINSON 1980) szerint a chara a márgás tavak legfőbb mészkiválasztó szervezete, MURPHY & WILKINSON (1980) előfordulásuk alsó határát recens megfigyelések alapján 4–6 m-es vízmélységbe veszi.

222,8 m: középszürke mészkő, pár mm-es sötétebb foltokkal.

Mikrites alapanyagban pár mm-es hosszúságú, sokszor elágazó üregek, melyeket belső üledék és pátos kalcit tölt ki (III/4. kép).

Üledékképződési környezet: a tó parthoz közeli részén, a kisebb hajlásszögű lejtőn (III. tábla) leülepedett mészmárga, ami mikrokarszt jelenségeket mutat. A hajdani üregeket (gyökér, vagy beásó szervezetek járata) a későbbi oldódás tovább tágította és később belső üledék és pátos kalcit töltötte ki. Sok helyen libella szerkezet figyelhető meg.

223,5 m és 221,6 m: Fekete, szervesanyagban dús mészmárga.

Üledékképződési környezet: valószínűleg a tópartot szegélyező mocsár üledéke. MURPHY & WILKINSON (1980) modelljében a tó partján mocsár alakul ki (III/1. és III/3. kép), ahol szervesanyagban dús üledékek keletkeznek.

Vulkáni működés nyomai (3. és 4. ábra):

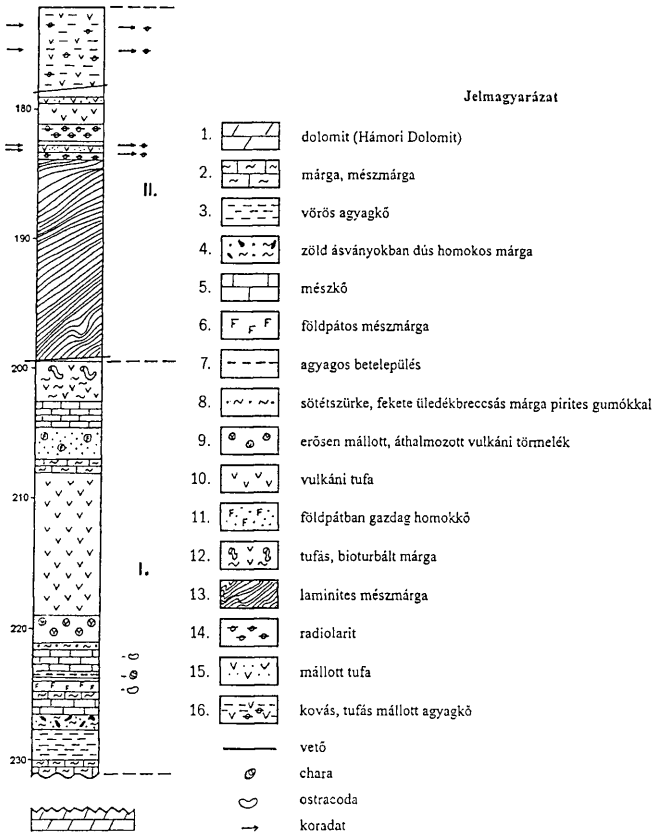
Magmás törmelék szemcsék figyelhetők meg a 221,1–219,0 m és a 208,0–198,5 m közötti szakaszokon.

A törmelék szemcséken túl a 207,6 m-es mintában látható, hogy a vulkáni anyag még plasztikus volt, amikor az üledékgyűjtőbe került, és csak később szilárdult meg. A törmelék alapanyaga eredetileg felzites (üveges) volt, ebben plagioklász fenokristályok agyagásványosodott reliktumai láthatók. A plagioklászok kioltása alapján a szemcsék savanyú kiömlési kőzetből származnak. (B. ÁRGYELÁN GIZELLA szóbeli közlés).

A 202,0 m-es mintából készült csiszolatban karbonáttörmelék szemcsék figyelhetők meg vulkáni tufában.

Horzszakó tartalmú tufa: a 224,5 m, 217,0 m, 212,5 m, 203,8 m-es mintákban jelenik meg. Makroszkóposan a kőzet sötétzöld, benne pár mm-es fehér, világos zöld ásványszemcsék és fekete elegyrészek láthatók.

A kőzet szövete gyakran irányított, mátrixvázú, az alapanyag erősen átalakult. Kb. 5 tf%-ban található horzszakó törmelékek, de a legnagyobbak sem érik el a



4. ábra. A Felsőtárkány-7. fúrás I. és II. szakaszának részletes ábrázolása

Fig. 4: Columnar section of intervals I and II of Felsőtárkány-7. borehole Legend: 1 dolomite (Hámor Dolomite), 2 marl, calcareous marl, 3 red claystone, 4 sandy marl rich in green minerals, 5 limestone, 6 calcareous marl with feldspars, 7 clayey intercalation, 8 dark grey to black marl with sedimentary breccia and pyrite nodules, 9 strongly weathered, reworked volcanic fragment, 10 volcanic tuff, 11 sandstone rich in feldspar, 12 tuffaceous bioturbated marl, 13 laminitic calcareous marl, 14 radiolarite, 15 weathered tuff, 16 siliceous, tuffaceous, weathered claystone, — fault, ⊙ characeans, ☾ ostracodes → age data.

lapilli tartományt. A törmelékes frakcióban átalakult horzszakövek képviselik az eredeti törmelékeket. A litikus törmelékek uralkodóan plagioklász-firos vulkáni kőzetek, a kristályfrakció pedig plagioklászból, kvarcból és kevesebb káliföldpátból áll. A kristályok jelentős része tört szemcse, a kvarcok egy része pedig gyengén kerekített. Sok a karbonátos törmelékszemcse is.

A vulkáni működésre utaló kőzetmintákról összességében megállapítható, hogy nagyrésztük kitöréses vulkáni működéssel keletkezett piroklasztit sorozatból származik. Az elsődleges vagy az áthalmozott (epiklasztit) jelleg nem állapítható meg a vizsgált minták alapján. Kőzettani jellegük szerint horzszakő tartalmú tufák, amelyek finom szemcsemérete disztális fáciesre utal. A csiszolatok alapján nem dönthető el genetikai besorolásuk: lehetnek pliniusi-kitöréshez kapcsolódó szórt piroklasztit összetet tagjai, de lehetnek ignimbrit sorozat disztális részei is (HARANGI szóbeli közlés).

Összegzés: a rétegsor 227,6–199,4 m közötti szakasza tavi üledékeket tár fel. Az üledékképződés a tó különböző részein folyt (*III. fényképtábla*). A fúrásban megismert mikrofáciestípusok jól korrelálhatók a MURPHY & WILKINSON (1980) cikkében bemutatott tavi mikrofáciestípusokkal. A parttól a tó közepe felé haladva ezek a következők: szervesanyagban dús márga (*III/1. kép*) a tóparti mocsár üledéke: 223,5 m és 221,6 m. Mikrokarst jelenségeket mutató mészkő (*III/4. kép*), mely a tóban lévő lejtő parthoz közeli részén ülepedett le: 222,8 m. A lejtő meredekebb részét népesítik be a chara padok: 223,3 m (*III/2. kép*). A tó legmélyebb részén pedig az ostracodás mudstone (*III/5. kép*) ülepedett le: 222,0 m és 224,8 m.

A vulkáni tevékenység nyomai: egyrészt mint áthalmozott ásványok és kőzettörmelékek jelennek meg a meszes, márgás alapanyagban, másrészt bizonyos szintekben az üledék lerakódás háttérbe szorul, és a vulkáni eredetű anyag jut uralomra.

A fúrás II. szakasza: elzárt medence, laminit és radiolarit (199,4–172,1 m)

Laminit: (199,4–183,9 m) pár mm vastag sötétszürke és fekete laminák váltakoznak (*II/1. és II/3. kép*). A makroszkóposan is észlelhető mikrovetők mentén pár mm-es elmozdulások figyelhetők meg. A vetők a rétegek megszilárdulása utániak, ezért törést okoznak és nem plasztikus deformációt.

A rétegsorban a rétegek dőlését figyelve szembevetünk, hogy a rétegdőlés szöge 1–2 m-es ciklusokban változik. Alul a dőlés szöge 20–30°, ami felfelé meredekebb lesz, majd a ciklust vízszintes rétegek zárják.

Mikrofácies: pár mm-es, világosabb rétegek váltakoznak mm alatti fekete, szervesanyagban dús oldódási seamekkel. A vastagabb rétegekben mikrites alapanyagban szervesanyag, kvarc, és karbonát szemcsék úsznak, méretük a szilt tartományba esik (*II/3. kép*). A szemcseméret felfelé finomodik, normál gradált világosabb rétegeket vékony, mm alatti fekete oldási rétegek, ún. oldódási seam-ek választják el.

Mikroszkópban is megfigyelhető a rétegek törése, mely mentén a felület sztilolitosodott (II/3. kép). Mivel a "törés" csak néhány rétegre terjed ki, sem alatta, sem felette nem látszik a hatása, valószínű, hogy az üledékképződéssel egyidejű.

A laminit mintákból palynológiai és szerves mikrofáciás vizsgálatokat végzett GÓCZÁN Ferenc. Vizsgálati eredményei az alábbiakban foglalhatók össze: a mintákból készített kivont szervesanyag csepp-preparátumában viszonylag sok a szervesanyag. Uralkodóan szénült faszövet (wood) eredetű, néhány epidermista és fonalas alga töredékből áll. Egy-két bizonytalan sporomorfa, és *Dinocysta* töredék is előfordul. Egyes mintákban a fenyő pollenek gyűrűs megvastagodása is megfigyelhető. Leülepedési környezetként vizsgálatai alapján GÓCZÁN zárt lagúna mediális és disztális környezetét tartja valószínűnek, ahol gyengén mozgatott aljzatú üledékgyűjtő, redukív közegű üledékképződési környezet valószínűsíthető. Az üledékgyűjtő a szervesanyag maradványok összetételének változását figyelembe véve egyre mélyülő tendenciát mutat.

Magyarázat: a szakirodalomban SCHULZ et al. (1996) írt le hasonló laminiteket az Arab-tengerből 300–900 m-es vízmélységből. A laminák eredetét évszak-váltakozásokra vezetik vissza. Feltételezik, hogy a sötét/világos laminapár egy évben ülepedett le.

A vízfelszín áramlását a monszun szelek évszakoos változásai befolyásolják. Nyáron a monszun a tenger felől fúj, a selfen a vízoszlop rétegzése jön létre, megemelkedik a termoklin, ami a partközeli plankton virágzását idézi elő, ezzel szervesanyagban és mészben gazdag üledékeső következik be. Télen ezzel szemben a szárazföldről fújó hideg szél a selfen lévő üledék turbulenciáját, összekeveredését, újrafeldolgozását idézi elő. A szuszpendált üledéket zagyarak, epizodikus turbiditek szállítják a selfperemen keresztül a távolabbi területekre. A télen keletkezett laminák szervesanyagban szegények, ami a felszíni vizek lecsökkent produktivitásával magyarázható. A víz jól rétegzett, az oxigéntartalom kicsi volt, melynek következtében nincs bioturbáció, tehát a laminák fosszilizálódhattak.

Üledékképződési környezet: a fúrás csiszolataiban is a világosabb, vastagabb és gradált rétegek váltakoznak a fekete, szervesanyagban dús vékony oldódási felszínekkel. A világosabb rétegek itt is disztális turbidit üledékeként értelmezhetők, míg a köztük lévő fekete rétegek a szervesanyagban dús periódus (nyár) üledékei, melyekben a diagenezis során nyomási oldódás hatására oldási felszínek jöttek létre. A medence a spóra-pollen vizsgálatok alapján egyre mélyebb volt, a végső stádiumban elérhette a több száz métert is.

Radiolarit:

A laminitre éles határral az alábbi szintekben sötétszürke, kéesszürke radiolarit települ: 183,9–183,3 m, 182,9–181,3 m (II/2. kép, IV. tábla, V/1–3. kép). A radiolarit rétegek között feljebb mállott tufarétegek jelennek meg: 183,3–182,9 m, 181,3–179,1 m, 177,7–172,1 m.

A radiolaritból több helyről vettünk mintákat, ezek közül DOSZTÁLY L. az alábbi négyből tudott értékelhető fajokat és genusokat határozni. A részletes fauna-

listákat az "Ösmeradványok, kor" című fejezetben közlöm, itt csak a vizsgálati eredményeket ismertetem.

- 183,3 m: kevés és rossz megtartású radiolária és szivacsstű került elő, melyek alapján csupán a ladin emeletbe tartozás rögzíthető.

- 182,9 m: viszonylag sok radioláriát sikerült kioldani, aminek alapján a minta kora kora-ladin; fassai alkorszak. A típusos *Oertlispongius inaequispinosus*, a *Baumgartneria cf. reptospina* és *Falcispongius calcaneum* példányok alapján nem az alemelet legalsó részét reprezentálja.

- 175,5 m: csak rossz megtartású radioláriákat sikerült kioldani. A bizonytalan *Muelleritortis* sp. példányok alapján ez a fauna a longobárd alemeletet jelzi.

- 173,6 m: a radioláriák szitén rossz állapotban vannak. A fauna kora a *Muelleritortis cochleata* és a *Spongoserrula rarauna* alapján a longobárd alemeletbe tartozik (*Muelleritortis cochleata* zóna).

Magyarázat: A radiolaritok keletkezéséről az utóbbi években különböző, sokszor egymásnak ellentmondó vélemények jelentek meg a szakirodalomban. Az egyik nézet szerint kapcsolat van a vulkanizmus és a radiolaritok keletkezése között. OBRADOVIC & GORICAN (1989) a Dinári platform szétesésével hozta kapcsolatba a radiolaritok keletkezését. Cikkükben rámutattak, hogy a radiolarit képződése és a lemezszétesést követő vulkáni tevékenység együtt járt. "Porphyrite-chert" formáció néven különítették el a középső-triász vulkanoszedimentációs egységet. A Dinári platform szétesése a kora-triászban kezdődött, melyet "hibrid" magmás tevékenység követ. E vulkáni kőzetekhez gyakran üledékes tűzkő, ritkábban karbonátok is kapcsolódnak. Az összlet kora az anisusitól a karniig terjed, de a ladinban a legelterjedtebb.

A másik vélemény szerint (DE WEVER & BAUDIN 1996) "hibás az a nézet, hogy közvetlen kapcsolat van a vulkáni folyamatok és a radioláriák mennyisége között." Nézeteik szerint a radiolarit keletkezését elsősorban nem a vulkanizmus, hanem a nutriensek mennyisége befolyásolja, ezért kapcsolódnak a radiolaritok feláramlási zónákhoz. Cikkükben kifejtik, hogy a mezozoos radiolaritok a földtörténet aktív riftesedési periódusaihoz kötődnek, ahol a radiolaritok a riftesedő kontinensperem vetőkkel szabdaltságot és kibillent blokkjain ülednek le. Rámutattak arra is, hogy kapcsolat van a sötét színű (sötétzöld, fekete) radiolaritok, az úgynevezett "phtanit"-ok és a szervesanyagban gazdag üledékek között. Ez a két üledék gyakran együtt jelenik meg, hiszen mindkettő keletkezéséhez nagy szervesanyag produktivitás szükséges. DE WEVER már 1989-es cikkében rámutatott arra, hogy a legtöbb radiolarit nem széles, nyílt medencében vagy kontinentális lejtőn üledett el, hanem elnyúlt keskeny félig elzárt medencékben keletkezett, melyeknek vízcirkulációja korlátozott volt. A riftesedés folyamán az intenzív tektonika gyors süllyedést okoz. A karbonátplatformokat mély medencék veszik körül. Ahol erős az óceáni feláramlás, ott a nutriensek is nagy mennyiségben vannak jelen. Ez kedvez mind a szervesanyagban gazdag üledék (laminit), mind a radiolarit leülepedésének.

Mint a fentiekből is kiténik az egyik vélemény szerint (OBRADOVIC & GORICAN 1989) a radiolaritok keletkezésénél a vulkanizmusnak döntő szerepe van, a másik

szerint (DE WEVER & BAUDIN 1996) a radiolaritok leülepedésénél a nutriensek mennyiségének van elsődleges szerepe. A Ft-7. fúrás vizsgálata arra utal, hogy a radiolaritok keletkezésében mindkét tényező fontos szerepet játszhat. A radiolarit közvetlenül a szervesanyagban gazdag üledékek (a laminites mészmárga) lerakódása után képződött, és a radiolarit rétegek között vulkáni betelepüléseket találunk. Nagy produktivitású területek ott jönnek létre, ahol az élőlények számára feltétlenül szükséges létfontosságú elemek, a nutriensek (az élő anyag alkotói: O, C, H, N, továbbá a fehérjék felépítéséhez nélkülözhetelen elemek: P, S, a vázépítéshez szükséges elemek: Si, Ca valamint egyéb létfontosságú elemek: J, Br, Fe) nagy mennyiségben rendelkezésre állnak. A felszínközeli vízrétegek bizonyos nutriensekben szegények. Ezek a limitáló nutriensek, mert ezek határozzák meg a produktivitást. A savanyú vulkanizmus szerepe az lehet, hogy nagy mennyiségű Si-ot, és egyéb nutrienseket juttat a vízbe és ezzel elősegíti a radioláriák elszaporodását, ami kedvező körülmények között radiolarit keletkezéséhez vezetett.

Összegzés: a rétegsor II. szakasza az anisusi végi kiemelkedést követő gyors süllyedés során létrejött medencében ülepedett le. A kiemelkedést követően a laminites mészmárga legalsó rétegei valószínűleg lagúnában ülepedtek le. A lagúna a gyors süllyedés következtében (pár millió év alatt több száz méter) medencévé alakult. A radiolarit leülepedése előtt a medence mélysége elérhette a pár száz métert. Feltételezhetően korlátozott volt a vízcirkuláció, a szervesanyag produktívitas viszont nagy. A közelben lévő feláramlás okozhatta a nutriens gazdagságot, és ezáltal a nagy plankton-produktivitást. A radiolarit rétegek közé települt vulkáni szintek szintén a riftesedés velejáráói, bizonyos nutrienseket juttattak a vízbe, elősegítve ezzel a radioláriák elszaporodását.

A fúrás III. szakasza: medence, nyílt vízcirkulációval; tűzköves mészkő (172,1–8,0 m)

III/a, 172,1–159,3 m: világos-középszürke dolomit vörös foltokkal.

Mikroszkópban a szürke alapkőzet dolomitromboéderei nagyok, jól fejlettek, a vörös foltokban kisebbek és körvonaluk kevésbé fejlett.

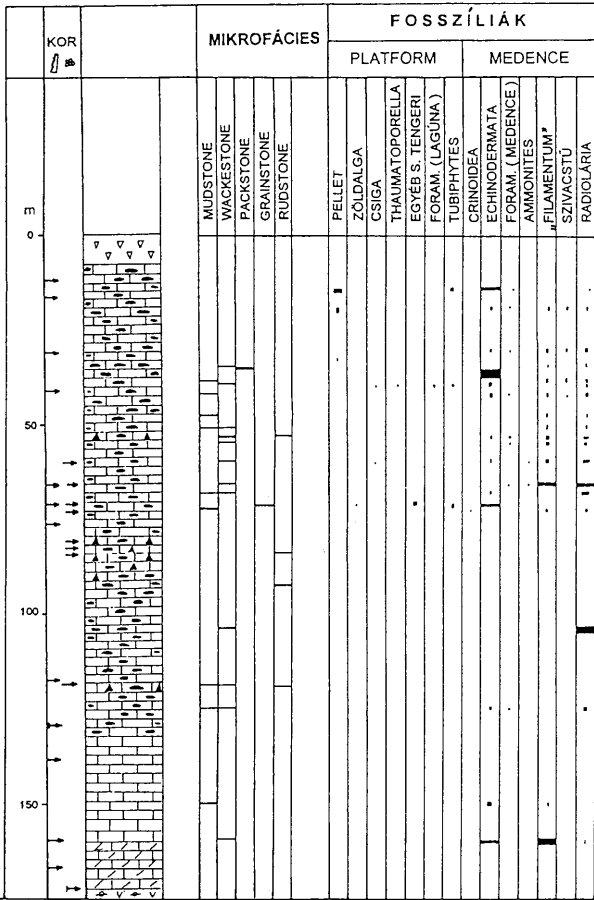
Üledékképződési környezet: a kőzet eredeti leülepedési környezetére semmiféle információval nem rendelkezünk, mivel a kőzet teljesen átdolomitosodott.

III/b, 159,3–118,6 m: világos szürke, kékesszürke mészkő.



A 159,3–155,9 m közötti szakaszon a szürke mészkőben gyakoriak a vörös színeződések. 155,9–144,1 m között a mészkő fokozatosan világosabb lesz, és a vörös mellett barna foltok is megjelennek. 144,1–131,0 m között szürke mészkő uralkodik, melyben csak barna foltok láthatók. 131,0 m-nél jelenik meg az első tűzkő gumó, felette, szürke, sötétszürke tűzköves mészkő válik jellemzővé. A tűzkövek mennyisége felfelé nő.

Csiszolatok alapján a III/b szakaszban két mikrofaciést tudunk elkülöníteni:

159,3–124,4 m: "filamentumos", echinodermatás wackestone (VI/1. kép).



JELMAGYARÁZAT

 CONODONTA
 FORAMINIFERA

• 1-2 DB - 5 %
 • NYOMOKBAN - 10 %
 • 0,5 % - 20 %
 ■ 1 %

A további jelek azonosak a 4. ábrával

Mikrites alpanyagban "filamentumok" (1–15%), és echinodermata váztöredékek (1–10%) jelennek meg. Az alpanyagban kevés átkalcitosodott radiolária és ostracoda metszet, valamint kisebb-nagyobb mennyiségben dolomit romboéderek figyelhetők meg. Mennyiségük a 149,4 m-ből vett mintánál jelentős, melyben jól megfigyelhető az alpanyag barnás elszíneződése. Kiténik, hogy nem hasadékkitöltésről, hanem utólagos átítatódásról van szó. Az utólagos dolomitósodás és a barna színeződés nincs egymással kapcsolatban.

Üledékképződési környezet: viszonylag mély, pelágikus medence.

124,4 m: középszürke mészkő, mm-nél kisebb echinodermata vázelemekkel.

Mikrofácies: mudstone.

Mikrites alpanyagban 1% körüli átkalcitosodott radioláriás metszetek, és 1% alatti echinodermata vázelemek jelennek meg. Dolomitósodás nem figyelhető meg.

III/c, 118,6 m: középszürke, litoklasztos mészkő. A kőzet több szögletes körvonalú, 2–3 cm-es litoklasztot tartalmaz, melyek színe és jellege szabad szemmel is különböző: világos szürke, középszürke homogén, és középszürke krinoideás.

A litoklasztok szövete alapján három mikrofácies különböztethető meg:

1. mudstone: mikrites alpanyagban elvéve 1–2 db radiolária látható.
2. mudstone kalcit kristályokkal: mikrites alpanyagban jól fejlett kalcitkristályok, melyek az alpanyag 50%-át is kitehetik.
3. Mudstone-wackestone: mikrites alpanyagban echinodermata töredékek, peloidok, "filamentumok".

Egy db foraminifera: *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN-TOLLMANN) nóri kort, és medence fáciest jelöl.

A szemcsék közötti teret durvakristályos pát tölti ki.

Üledékképződési környezet: lejtőlábi környezet. A litoklasztok pelágikus környezetből származnak, közöttük nincs platform eredetű, valószínűleg a medencén belüli lejtő magasabb részéről gravitációs üledékszállításal kerültek a medence mélyebb részére.

III/d, 118,6–92,5m: középszürke, barnásszürke homogén mészkő.

– A 111,6–111,9 m a sötétszürke, krinoidea törmelékes mészkőben 4 cm vastag, szürke agyagos réteg S alakban húzódik, amit üledékcsúszással keletkezett szinszediment redőnek értelmeznek.

Üledékképződési környezet: valószínűleg lejtő, ill. lejtőlábi fációs. ENOS & MOORE (1983) szerint a szinszediment redők képződése a lejtő alsó részén gyakori.



– 104,6 m: barnásszürke homogén mészkő, hajszálrepedésekkel sűrűn átjárt.

Mikrofácies: radioláriás wackestone.

A radioláriák mennyisége elérheti a 12–15%-ot is.

Üledékképződési környezet: a pelágikus medence mélyebb része.

←5. ábra. A Felsőtrákány–7. fúrás III. szakaszának mikrofáciasei és ősmaradványai. A további jelek azonosak a 4. ábrával

←Fig. 5 Microfacies and fossils of interval III of Felsőtrákány–7. borehole Legend:  conodonts,  foraminifers, Frequency of samples · 1–2 pcs., • traces. For the other signs see Fig. 4.

III/e, 92,5–78,8 m: 13,7 m vastag litoklasztos mészkő.

A litoklasztokat befoglaló alapanyag sárgás-barnás színű, egyes szintekben hiányzik. A litoklasztok átmérője pár mm – 5–6 cm, átlagosan 3–6 cm. Alakjuk kerekített (*VII/7. kép*), vagy szögletes, körvonaluk sokszor határozott, éles, a szomszédos kavicsok érintkezése mikroszilolitos, más esetekben a klasztok körvonala elmosódott, a szövet plasztoklasztos.

A szemcsék szürkék, szabadszemmel is több típus különíthető el.

Az alapanyag krinoidea packestone. Mikrites alapanyagban 0,2–0,8 mm-es krinoidea töredékek úsznak. Az alapanyag egyes részeken átdolomitósodott.

A litoklasztok mikrofaciái eltérőek, jelezve hogy különböző üledékképződési környezetből halmozódtak át.

A jellemző mikrofaciás típusok – a mélyebbtől a sekélyebb faciések felé haladva – a következők:

1. Radioláriás, filamentumos mud-wackestone (*VII/9. kép*).

Világosszürke, homogén mészkő.

Mikrites alapanyagban változó mennyiségű radiolária (max. 5%) található, gyakran szivacsok is megjelennek. Néhány litoklasztban a radioláriák háttérbe szorulnak (1–2%), és a "filamentumok" lépnek előtérbe (3–5%).

Az ebbe a típusba sorolt litoklasztok kőzetanyaga pelágikus környezetben képződött. Amelyekben a radioláriák uralkodnak azok a medence mélyebb részéről, amelyekben a filamentumok vannak többségben, azok a medence kevésbé mély részéről származnak.

2. Wackestone A legnagyobb mennyiségben előforduló litoklaszt típus.

Középszürke alapanyagban mm alatti fekete pöttyök, és fehér foltok láthatók.

Mikropátos alapanyagban sűrűn egymás mellett peloidok található, melyek mérete 0,2–0,5 mm, mennyisége a 15%-ot is elérheti. Ezen kívül a következő elegyrészek jelennek meg: echinodermata vázelem 1–2% (0,1–0,8 mm), foraminifera 1% alatt, és egyéb kalcitos héjtöredék.

Platformlejtőn leüledett kőzetként értelmezhető. A platform eredetű fosszília töredékek, kis mennyisége arra utal, hogy a karbonátplatformtól távolabb üledett le.

3. Krinoidea wacke-packestone

A litoklaszt szabadszemmel sem homogén, középszürke alapanyagban 1–2 mm-es fekete és 1x3–5 mm-es fehér kalcitos foltok láthatók.

Mikrofaciás: mikrites, mikropátos alapanyagban nagy mennyiségű (10%), nagy méretű (0,3–1,5 mm) krinoidea töredékek. Egyéb ősmaradványban is gazdag. Nagyobb mennyiségben vannak jelen foraminiferák, és néhány csiga metszet, brachiopoda héjtöredék, Tubiphytes, alga, süntüske, és egyéb kalcitos héjtöredék is előfordul.

A nagymennyiségű krinoidea törmelék előtéri lejtőn rakódhatott le. Sok a platformról származó fossziliatöredék is (csiga, brachiopoda, alga, Tubiphytes).

A kőzet, amiből a litoklaszt származik a platform előtéri lejtő terraszain, illetve a lejtő közvetlen előtérében üledett le.

4. Bindstone-framestone

Nagyon rossz állapotban lévő klaszt, a vázalkotók nagyrésze átkristályosodott. Az átkalcitosodott 1–1,5 cm-es kerek elegyrészek valószínűleg eredetileg korallok, szivacsok voltak. Belső szerkezetük teljesen eltűnt, de kivehető, hogy vázukon bekéregző szervezetek (pl. bryozoa) telepedtek meg. Egy helyen *Gosaukamerella eomeozoicum* (FLÜGEL) maradványra bukkantam, ami a zátony központi részének jellegzetes fossziliája.

A litoklaszt zátonykörnyezetből halmozódott át a medencébe.

5. Packstone (VII/9. kép)

Középszürke, sötétszürke mészkő mm alatti sötétszürke pöttyökkel.

Mikropátos kötőanyagban 0,1–0,3 mm-es peloidok. A kőzet szövete irányított. Ezen kívül csak echinodermata vázelem fordul elő 1% alatti mennyiségben.

Ilyen típusú kőzet a platform peremén, sekély vízben, az állandó hullámozgás övében jön létre.

Üledékképződési környezet: a 13,7 m vastag litoklasztos mészkőszint törmelék-folyás üledékeként értelmezhető, ami a lejtőláb, lejtőhöz közeli (proximális) részén ülepedett le. A részletes magyarázatot az összegzés című rész tartalmazza.

III/f, 78,8-71,8 m: középszürke, homogén mészkő.

Mikrofácies: radioláriás (10%) és filamentumos (5–10%), kevés peloiddal és néhány foraminiferával.

Üledékképződési környezet: pelágikus medence fácies.

III/g, 71,8 m: középszürke mészkő, mm alatti fekete és fehér pöttyökkel.

Mikrofácies: peloidos grainstone.

A mikropátos alapanyagban a peloidok mennyisége jelentős (20–25%). Viszonylag gyakoriak az echinodermata vázelemek (7%), néhánynak korrodált szegélye van (VIII/8. kép). Ezen kívül platform eredetű foraminifera (1%), Tubiphytes (0,5%), alga töredékek; 1 db *Thaumatoporella parvovesiculifera*, és 1 db zöldalga került elő.

Üledékképződési környezet: a kőzetben talált foraminiferák a lagúnára jellemzők. A mikrofácies alapján a kőzet a platform külső, időszakosan moztogott vízű részén is keletkezhetett.

Mivel a minta fúrásból származik nem dönthető el, hogy nagy méretű litoklaszról, vagy fácieseltolódásról van szó. Az előbbi tartom valószínűnek, mert fácieseltolódás esetén a vízmélységnek jelentősen csökkenni kellett volna ahhoz, hogy az üledékképződés a pelágikus régióból (pár száz méter) a platformra (pár tíz méter) tevődjön át. Ez esetben kimaradna a két fácies között általában jelenlévő zátony és zátonylejtő, ami ellentmond a WALTHER féle faciesszabálynak.

III/h, 71,8-55,3 m: Középszürke mészkő, apró kalcitpöttyökkel.

Mikrofácies: radioláriás, "filamentumos" wackestone.

Mikrites alapanyagban 3–5% radiolária és 1–10% filamentum látható. Csiszolonként 1–1 ammonitesz embrió, és 1–2 foraminifera jelenik meg. A foraminiferák medencefáciést jelölnek.

Üledékképződési környezet: pelágikus medence.

III/i, 55,3-53 m: középszürke mészkő, apró pöttyökkel.

Mikrofácies: wackestone.

Az előző mintához képest jóval kevesebb a radioláriák (1–2%) és a filamentumok (1%) mennyisége. Új elem a peloid, ami mikrites, 0,2 mm alatti csomók formájában található. Kevés echinodermata töredék (0,5%) is megjelenik.

Üledékképződési környezet: medence, de az előző szakasznál közelebb lehetett a platformhoz.

53 m: intraklasztos mészkő

A kőzetet kétféle mikrofáciesű litoklaszt építi fel:

1. Mudstone (IX/6. kép)

Mikrit ősmaradványok nélkül.

Üledékképződési környezet: medence, vagy védett lagúna.

2. Peloidos, krinoideás packstone (IX/5. kép)

Mikrites alanyanyagban 15–20% peloid, és 5% echinodermata váztöredék, valamint néhány vékonyhéjú foraminifera észlelhető.

Üledékképződési környezet: lejtőlábi üledék.

III/j, 53-39,8 m: Középszürke mészkő apró pöttyökkel.

Mikrofácies: mudstone.

Az ősmaradványok mennyisége lecsökkent. Radiolária 1–3%, "filamentum" (0,5–1%). Megnőtt a peloidok mennyisége (1% körüli), valamint kevés echinodermata vázelem is jelen van (0,5%). 42 m-nél kevés szivacstű és néhány foraminifera is megjelenik.

Üledékképződési környezet: medence üledék, a platformhoz viszonylag közeli pelágikus medence, mivel visszaszorulnak a radioláriák, és nagyobb mennyiségben jelennek meg az echinodermata vázelemek és a peloidok.

39,8 m: középszürke kalcitpöttyös mészkő.

Mikrofácies: mud-wackestone.

Az előző csiszolatokhoz képest jelentős mennyiségben megnőtt a platformról származó fossziliák mennyisége. Tubiphytes (1–2 db) (IX/1. kép), csiga, echinodermata töredékek (1–2%), és egyéb kalcitos héjtöredék (1–2%) jelenik meg, melyek biztosan a platformról származnak. A radioláriák mennyisége jelentősen lecsökkent, 0,5% alatti.

Üledékképződési környezet: a lejtő lábánál felhalmozódott üledék.

A nagyobb mennyiségben jelen lévő platform elemek a platform progradációjára, illetve a platformról való üledékbeszállítódás fokozódására utalnak. Mindkét esetben magas vízzinttel számolhatunk.

III/k, 35,7-35,5 m: Echinodermata törmelékes turbidit (IX/4. kép)

A kőzet polírozott felületén kétféle kőzetkifejlődés figyelhető meg:

1. alul középszürke homogén mészkő,

2. melyre egyetlen felület mentén echinodermata törmelékéből álló réteg települ.

Mikrofácies:

1. wackestone:

Mikrites alanyanyagban kalcitos héjtöredék (15%), filamentum (1%), kevés radiolária, és néhány foraminifera is megjelenik.

2. echinodermata packestone:

Mikropátos alapanyagban egymást érintő, legfeljebb 2–3 mm-es echinodermata törmelékek láthatók. Jelentős a peloidok mennyisége is (5–10%). Egy-két foraminifera is jelen van.

Üledékképződési környezet: echinodermata töredékekből álló turbidit üledéke. Az alsó (1.) réteg jelzi az eredeti leülepedési környezetet, amely a nem túl mély medence platform közeli része, ahol a turbidites zagyár lerakta üledékét (2. réteg).

III/l, 35,5–14,7 m: Barnásszürke, kalcitpöttyös mészkő.

Mikrofácies: mudstone

Mikrites alapanyagban radioláriák (1%), szivacsstűk (1%), filamentum (0,5%), echinodermata vázelem (0,5%), nyomokban peloidok észlelhetők. Az alapanyagban foltokban kvarc szemcsék dúsulnak, melyek egy része idiomorf.

Üledékképződési környezet: a pelágikus medence mélyebb része.

14,7 m: sötétebb szürke mészkő, alaktalan foltokkal.

Mikrofácies: wackestone

Újra megnőtt a platformról származó fossziliák mennyisége. Mikropátos alapanyagban echinodermata váztöredékek (2%), peloidok (1%), tubiphytes (0,5%), és egy db foraminifera észlelhető.

Üledékképződési környezet: megegyezik a 39,8 m-nél leírtakkal.

Összegzés

A fúrás III. szakasza (172,1–8,0 m) egy intraplatform medence, és a platform lejtő, illetve a lejtőláb üledékeit tárja fel (3. ábra).

Viszonylag mélyvízi, pelágikus autochton üledékek keverednek a gravitációs tömegmozgás által ideszállított és itt lerakott üledékekkel.

Autochton üledékek:

– A legmélyebb környezetet jelzik a radioláriás, "filamentumos" mészkövek. (Radioláriás, filamentumos mud-, wackestone.)

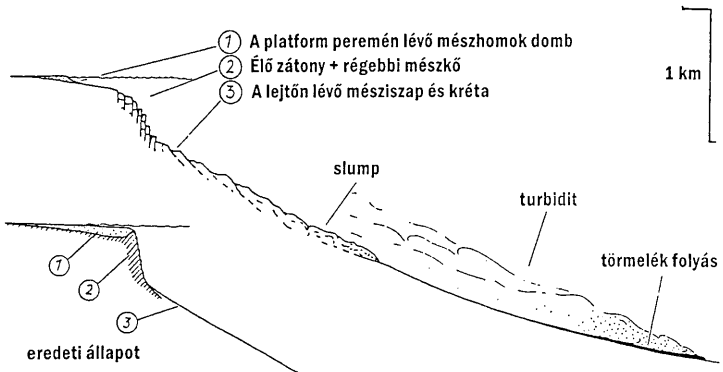
Allochton üledékek: a medence üledékek között jól elkülönülő szinteket alkotnak a gravitációs tömegmozgások termékei:

– zátonyhoz viszonylag közeli lejtőelőtér üledékeit jelölik a krinoidea, echinoidea törmelékekben gazdag mészkövek, amelyekben gyakran a platformról származó peloidok és ősmaradvány törmelékek is megjelennek.

– Üledékcúsúság: (111,9–111,6 m) a lejtő bármely részén előfordulhat. Bár az üledék megcsúszásához néhány fokos lejtő is elegendő, mégis gyakoribbak a slumpok ott, ahol a lejtő szöge nagyobb, az üledékképződés gyors, az üledék finomszemcsés, lassú a cementáció. Az utóbbi két feltétel a lejtő alsó részére jellemző. Valószínű, hogy a 111,9–111,6 m-nél lévő slump is ebben a környezetben keletkezett.

– Törmelékfolyás: két vékonyabb, és egy vastagabb törmelékfolyásból keletkezett réteg jelenik meg.

– A két vékonyabb réteg: 118,6 m, és 53,0 m-nél található. A szemcsék különböző környezetből származnak, nincs köztük kötőanyag, ami a lejtő felső részére jellemző.



6. ábra. A medencében lévő törmelékes szint keletkezése, az Exuma Sound (Bahama) példáján, CREVELLO & SCHLAGER (1980) nyomán.

Fig. 6 Formation of debris sheets of the basin by the example of the Exuma Sound (Bahama), after CREVELLO & SCHLAGER (1980).

– A vastagabb réteg 92,5–78,8 m között (13,7 m vastag) található; konglomerátum-breccsa szint. A mátrix krinoidea packstone, a kavicsanyag különböző üledékképződési környezetből és korból származik. A kavicsok mikrofácies vizsgálata fényt derített arra, hogy azok nemcsak a medence különböző részeiről, hanem a platform pereméről (zátony, mozgó mészhomokdomb) is származnak.

Magyarázat: törmelékfolyásból származó konglomerátumok és breccsák a lejtő és a lejtőláb jellegzetes üledékei, melyek mozgató rugója a gravitáció. Az aktív riftesedő zónákban ezen túl a kéreg állandó tektonikai mozgásával is számolnunk kell, ami jelentősen hozzájárul az üledékek áthalmozódásához.

CREVELLO & SCHLAGER (1980) hasonló jelenséget írt le a Bahamák egyik intra-platform medencéjéből, az Exuma Soundról, ahol szintén sekélytengeri és pelágikus eredetű litoklasztok keverednek. A jelenség mozgatórugóját a platform perem és a felső lejtő "leszakadásában" látja. Tengeralatti csuszamlások során a platform perem hátrál, azaz a platform pereméről nagy darabok válnak le. Részben ezek a leváló darabok szolgáltatják a litoklasztokat, amelyek a medencéből származó intraklasztokkal együtt a medence mélyebb részein ülepednek le (6. ábra).

A litoklasztok áthalmozása a bezáró pelágikus üledék conodonta vizsgálata alapján a laci végére tehető.

Ösmaradványok, kor

A fúrásban feltárt rétegsor kora a késő-anisusitól a rhaeti elejéig terjed.

A földtani viszonyokat figyelembe véve feltételezhetjük, hogy a fúrás legalsó rétegei a Hámori Dolomit fedőjét alkotják. Legidősebb, fassai kort a fúrás 183,3 m-ből, legfiatalabb rhaeti kort a fúrás 12,1–11,8 m-ből sikerült bizonyítani.

A fúrás 23 pontjáról rendelkezünk koradatokkal. A korokat conodonták (KOVÁCS S.), radioláriák (DOSZTÁLY L.) és foraminiferák (BÉRCZINÉ MAKK A.) alapján határoztuk meg. Az ostracodákat MONOSTORI M. határozta meg.

222,0 m: ostracodák:

Darwinula sp.,

Pulviella? sp.,

Lutkevichinella? sp.

Kilogrammonként több ezer, akár több tízezer kőbél is előfordul. A *Darwinula* édesvízi, erősen csökkentsós vízi a másik kettő is erősen csökkentsósvízi alak.

A fúrásból az alábbi helyekről rendelkezünk koradatokkal: (F: foraminiferákat, C: conodontákat, R: radioláriákat jelent).

R: 183,3 m: kevés és rossz megtartású radiolária:

Cenosphaera sp.

Oertlisponginae gen. et sp. indet.

?*Paurinella* sp.

Triassocampe sp.

Kor: a rossz megtartású radiolária fauna alapján csupán a ladin korszak rögzíthető.

R: 182,9 m: viszonylag sok radiolária került elő

Baumgartneria cf. *retospina* DUMITRICA

Cryptostephanidium cornigerum DUMITRICA

Eptingium manfredi manfredi DUMITRICA (IV/2. kép)

Eptingium manfredi robostrum DUMITRICA et KOZUR et MOSTLER

Falcispongia calcaneum DUMITRICA (IV/6. kép)

Gomberellus cf. *hircicornus* DUMITRICA et KOZUR et MOSTLER

Hozmadia sp.

Oertlispongia inaequispinosus KOZUR et MOSTLER (V/1. kép)

Paratriassocampe gaetanii KOZUR et MOSTLER

Pentaspogoniscus sp.

Plafkerium sp.

Pseudostylosphaera coccostyla (RÜST) (IV/7. kép)

Pseudostylosphaera cf. *longobardica* KOZUR et MOSTLER

Rikivatella cf. *nodospinosa* DUMITRICA et KOZUR et MOSTLER

Sepsagon sp.

Spongopallium sp.

Triassocampe deweveri (NAKASEKO et NISHIMURA)

Triassocampe cf. *scalaris* KOZUR et MOSTLER (IV/3. kép)

Triassostephanidium laticornis DUMITRICA (IV/4. kép)

?*Yeharia transita* KOZUR et MOSTLER (IV/5. kép)

Kor: a gazdag radiolária fauna alapján a minta kora kora-ladin, fassai alkorszak. A típusos *Oertlispongos inaequispinosus*, a *Baumgartneria* és *Falsispongos* példányok alapján nem az alkorszak legelejét reprezentálja.

R: 175,5 m: rossz megtartású radioláriák

?*Hindeosphaera* sp.

?*Muelleritortis* sp.

Pseudostylosphaera goestlingensis (KOZUR et MOSTLER)

Triassocampe sp.

Kor: a bizonytalan *Muelleritortis* példányok alapján ez a fauna a longobárd alkorszakot jelzi.

R: 173,6 m: rossz megtartású radioláriák kerültek elő:

Muelleritortis cf. *cochleata* (NAKASEKO et NISHIMURA) (IV/1. kép)

Pentaspindiscus sp.

Plafkerium sp.

Pseudostylosphaera goestlingensis (KOZUR et MOSTLER)

Spongoserrula rarauna DUMITRICA

Triassocampe sp.

Kor: a fauna a *Muelleritortis cochleata* és a *Spongoserrula rarauna* alapján a longobárd alkorszakba tartozik (*Muelleritortis cochleata* zóna).

F: 172,2 m:

Earlandia sp.

Turriglomina cf. *mesotriasica* (KOEHN-ZANINETTI)

Kor: ladin–kora-karni.

C: 167,7–167,0 m:

Gladigondolella sp.

Metapolygnathus mostleri KOZUR

Kor: karni legeleje, Diebeli zóna.

C: 159,5 m:

Gondolella polygnathiformis BUDUROV et STEFANOV 8 db

Kor: tuval 1/b, vagy 2/a zóna

C: 138,8–140,5 m:

Gondolella polygnathiformis BUDUROV et STEFANOV 1 db (töredék)

Kor: karni

C: 129,0–129,1 m:

Gondolella polygnathiformis BUDUROV et STEFANOV

Metapolygnathus communisti HAYASHI

Metapolygnathus communisti juv.

Kor: tuval 3/b zóna

F: 118,6m:

Ophthalmidium triadicum KRISTAN

Kor: nori

Üledékképződési környezet: medence.

C: 117,0–116,6 m:

Metapolygnathus abneptis triangularis (BUDUROV et STEFANOV) 2 db. (1 ép, egy töredék).

Kor: laci 2.

F: 92,5 m:

Pseudonodosaria sp (VII/1. kép)

Egyéb: *Gosaukammerella eomesozoica* (FLÜGEL) (VII/3. kép)

F: 84,1–83,85m:

Agathammina sp. (VII/4. és 6. kép)

Frondicularia woodwardi HOWCHIN

Lenticulina sp.

Nodosaria sp.

Pseudonodosaria sp.

Vaginulinopsis sp.

Kor: nori

Üledékképződési környezet: lejtő

Ophthalmidium sp1. (VII/2. kép),

Ophthalmidium lucidum (TRIFONOVA) (VII/5. kép)

Ophthalmidium fusiformis (TRIFONOVA)

Kor: nori

Üledékképződési környezet: medence

F: 83,0 m:

Agathammina sp.

Ophthalmidium triadicum KRISTAN

Ophthalmidium sp.

Pseudonodosaria sp.

Kor: nori

Üledékképződési környezet: medence.

F: 81,4 m:

Oberhauserella cf. *praerhaetica* FUCHS

Schmidita inflata FUCHS

Kor: nori

Üledékképződési környezet: medence.

C: 76,6–77,2 m:

Gondolella navicula HUCKRIEDE 2 db.

Gondolella steinbergensis (MOSHER) 4 db.

Gondolella sp. töredék 3 db.

Kor: középső-nori

F: 73,4 m:

Trochammina alpina KRISTAN-TOLLMANN

Kor: késő-triász

Üledékképződési környezet: lagúna, vagy lejtő

C: 71,8 m:

Gondolella navicula HUCKRIEDE és *Gondolella steinbergensis* (MOSHER) közötti átmeneti alak

Kor: középső-nori eleje

F: 71,8 m:

Aulotortus sinuosus (WEYNSHENK)

Diploremmina subangulata KRISTAN-TOLLMANN 2 db

Diploremmina sp. (VIII/7. kép)

Endothyra sp.

Gandinella cf. *falsofriedli* (SALAJ, BORZA, SAMUEL) (VIII/4. kép)

Lenticulina sp.

Miliolidae sp.

Nodosaria nitidana BRAND 3 db

Nodosaria ordinata TRIFONOVA (VIII/3. kép)

Nodosaria sp. (VIII/2. kép)

Ophthalmidium sp.

Pseudonodosaria sp.

Schmidita? sp. (VIII/6. kép)

Tetrataxis humilis KRISTAN

Tetrataxis inflata KRISTAN (VIII/5. kép)

Tetrataxis nanus KRISTAN (VIII/1. kép)

Tetraxis sp.

Valvulina sp.

Vaginulinopsis sp.

Kor: nori

Fácies: platform (nyílt lagúna vagy zátony előtér, a lejtő felé).

C: 66,5 m:

Gondolella steinbergensis (MOSHER) 3 db (2 ép, egy töredék)

Gondolella sp. 3 db töredék

Metapolygnathus bidentatus (MOSHER) 1 db.

Kor: késő-nori, sevat

F: 66,5 m:

Nodosariidae sp. (IX/2. kép)

Kor: késő-triász

Üledékképződési környezet: medence.

F: 60,8 m:

Pseudonodosaria sp.

Kor: késő-triász

Üledékképződési környezet: medence.

C: 41,7–41.0 m:

Metapolygnathus bidentatus (MOSHER) 4 db

Kor: sevát.

C: 31,7–31,3 m:

Neospathodus hernsteini MOSTLER 4 db

Neospathodus sp.

Kor: sevát.

C: 17,0–16,3 m:

Gondolella steinbergensis (MOSHER) 2db

Kor: középső-nori, vagy fiatalabb.

F: 14,7 m:

Austrocolomia canuliculata (KRISTAN)

C: 12,1-11,8 m:

Neospathodus posthernsteini MOCK (2 db)

Kor: rhaeti

A terület fejlődéstörténete

Mielőtt a terület fejlődéstörténetét áttekintenénk röviden tekintsük át a fúrás közelében lévő triász feltárások vizsgálati eredményeit!

A fúrástól Ny-ra lévő bervai mészkőblokk (1. ábra) egy ladin karbonátplatform különböző faciéseit tartalmazza (VELLEDITS & PÉRÓ 1987). A bervai blokk Ny-i részén lévő felnemeti működő mészkőbánya egy ladin lagúna ciklusos üledékeit, a Mész-völgyi felhagyott TSZ kőfejtő egy Wettersteini zátonyt tár fel. A kettő között a platform peremi mozgó mészhomok domb fáciése is megtalálható. A Sziklaforrás mészkőszikláit egy karni–nori korú zátonyt reprezentálnak, mely a nori során fulladt be (VELLEDITS 1998). A fúrástól K-re lévő Hór-völgyi mészkőblokk is egy platformot reprezentál. Ennek a platformnak a nyugati peremét a medence irányában zátony szegélyezte (FLÜGEL et al. 1992; VELLEDITS 1990). A Hór-völgyi conodonta vizsgálatok alapján a platformnak ez a része a középső noriban fulladt be.

A Berva-völgy és a Hór-völgy között, egy 12 km-es K-Ny-i szelvényben (a szelvény nyomvonalát ld. az 1. ábrán) a fáciesek térbeli eloszlásából az ajzat félárok szerkezetét valószínűsíthetjük. A feltárások térbeli eloszlásából ugyancsak azt látjuk, hogy a terület K-i és Ny-i részén egy-egy szigetplatform volt, köztük pedig egy medence. A riftesedő területek tanulmányozása alapján azonban ma már általánosan elfogadott, hogy a tágulások tektonika a vetők által határolt félárkok, kibillent blokkok rendszerét hozza létre és nem sasbérceket (horsztokat) és árkokat (grabeneket), mint ahogy azt korábban vélték (EINSELE 1992). A Bükk fejlődését a középső-késő-triászban döntően a riftesedés befolyásolja (VELLEDITS 1998), így jogosan tételezhetjük fel az ajzat félárok szerkezetét. A félárok szerkezet a legtszűbbben a ladin-karniban rajzolódik ki, mivel e képződményekről tudunk legtöbbet.

A fúrás fekjéje, a Hámori Dolomit tengeri körülmények között ülepedett le a pelsoiban.

Az *anisusi végén* szárazföldi üledékek jelennek meg, amit a fúrás I. szakaszának tavi üledékei reprezentálnak. Ezek keletkezését a következőképpen képzelhetjük el: a pelsoi tengeri üledékképződést az anisusi végén a terület kiemelkedése szakítja meg. Ekkor keletkeznek a tavi üledékek. Ezek a szárazföldi üledékek a riftesedés kezdetét jelző kiemelkedés (updoming) során jönnek létre. Az extenziós területek meghatározó elemei a normál vetők mentén létrejött félárok szerkezetek, kibillent blokkok. A félárkok legmélyebb részén tó (rift-tó) alakul ki (7. ábra, és III. fényképtábla). A tavi üledékképződést időnként a riftesedést kísérő vulkáni tevékenység szakítja meg. Az első vulkáni eredetű szemcsék 230,0 m-nél, az utolsók 159,1 m-nél (holokristályos kvarc) jelennek meg. A vulkáni tevékenységet ennek alapján az anisusi végétől a karni végéig valószínűsíthetjük. Nincsenek információink arról, hogy a környező területeken (a Bervai- és a Hór-völgyi platform fekjében) ebben az időben milyen üledékek keletkeznek. Mivel a tó a félárok legmélyebb részén alakul ki, valószínű, hogy a tótól keletre és nyugatra lévő területek is kiemelt helyzetben voltak a késő-anisusiban.

Az *anisusi/ladin* határon a márgák kimaradnak és a vulkáni anyag jut uralomra. A fúrás II. egységének rétegei (laminit, radiolarit) az anisusi végi kiemelkedést követő gyors süllyedés során létrejött medencében ülepedtek le. A medence a radiolarit leülepedésének idején érte el a legnagyobb mélységet (pár száz méter). Feltételezhetően korlátozott volt a vízcirkuláció, a szervesanyag produktivitás viszont nagy volt. Valószínűleg a medence a nyílt óceán közelében helyezkedett el, ahol talán egy feláramlási zóna volt a közelben, s az okozta a nutriens gazdagságot és így a nagy plankton produktivitást.

A fúrás rétegsora alátámasztja DE WEVER és BAUDIN (1996) azon nézetét, miszerint a szervesanyagban dús radiolaritok (a sötét színűek) a földtörténet tektonikailag aktív időszakaihoz kapcsolódnak. Itt is a riftesedés során létrejött medencében ülepedik le a radiolarit a laminittel együtt.

A *ladin-karniban* a Felsőtárkányi-medence peremeit mai helyzetük szerint nyugatra és keletre egy-egy karbonátplatform határolta. Ezen karbonátplatformok több tektonikai fázis után, a mai viszonyok között is jól tanulmányozhatók. Nyugatra a Berva-völgyi platform zátonya (VELLEDITS & PÉRO 1987),

1.  mészmárga
 2.  dolomit (Hámori Dolomit)
 3.  vulkáni kőzet (Szentistvánhegyi Metaandezit)
 4.  mészkő (Bervai Mészkő)
 5.  plató peremi mozgó mészhomokdomb (Bervai Mészkő)
 6.  zátonymészkő (Bervai Mészkő)
 7.  laminit
 8.  radiolarit
 9.  márga vulkáni törmelékkal
 10.  márga vulkáni törmelékkal és radioláriával
 11.  krinoideás mészkő
 12.  tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő)
 13.  litoklasztos tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő)
 14.  lagúna
- * koradat

— A karbonátplatform teteje

Fn.: Felnémeti mészkőbánya
 Mv.: Mész-völgyi mészkőbánya
 Szf.: Felsőtárkány, Sziklaforrás
 Ft-7.: Felsőtárkány-7. fűrés
 Hv.: Hór-völgyi mészkőbánya

Jelmagyarázat a Dél-Bükk fejlődéstörténetéhez; 7, 8. ábra:

Legend to the evolution of the Southern Bükk Mts. Fig. 7, 8: 1 calcareous marl, 2 dolomite (Hámor Dolomite), 3 volcanic rock (Szentistvánhegy Metaandesite), 4 limestone (Berva Limestone), 5 moving calcareous sand dune on the margin of the platform (Berva Limestone), 6 reef limestone (Berva Limestone), 7 laminite, 8 radiolarite, 9 marl with volcanic clasts, 10 marl with volcanic clasts and radiolarians, 11 crinoidal limestone, 12 cherty limestone (Felsőtárkány Limestone), 13 lithoclastic limestone (Felsőtárkány Limestone), 14 lagoon, * age data, — top of the carbonate platform. Abbreviations: Fn: limestone quarry of Felnémet, Mv: limestone quarry of Mészvölgy, Szf: Sziklaforrás at Felsőtárkány, Ft-7: Felsőtárkány-7 borehole, Hv: limestone quarry of the Hór Valley.

7–8. ábra. A Dél-Bükk fejlődéstörténete. Az ábra sorozaton a felnémeti és a Hór-völgyi mészkőbánya közötti terület fejlődéstörténetét ábrázoltam. A szelvény nyomvonala az 1. ábrán látható. A képek alsó részén lévő rétegsorokban kutatási eredményeimet ábrázoltam, felső részén az egyes időszakokra kirajzolódó ősföldrajzi képeket vázoltam. A fáciesek alapján jól kirajzolható az aljzat félárok szerkezete, ami a riftesedő területekre jellemző.

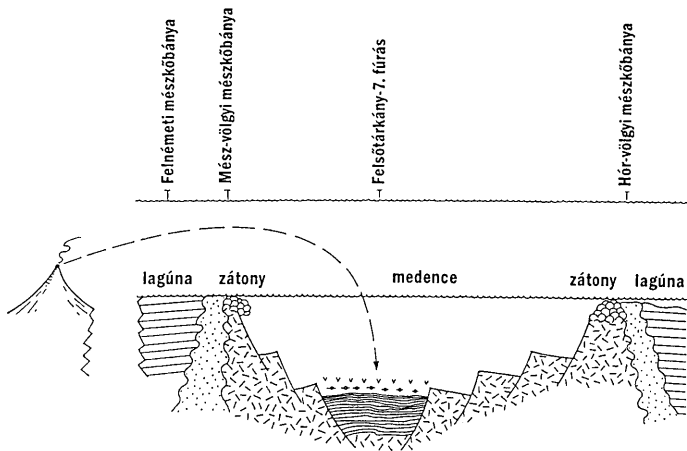
Figs. 7–8 Evolution of the Southern Bükk Mts. These figures represent the evolution of the area between the limestone quarries of Felnémet and Hór Valley. Trace of the cross-section can be seen on Fig. 1. The results of my investigations are depicted in the lower parts of the figures, while the palaeogeographic picture of each time interval is in their upper parts shown. On the basis of the facies, the half-graben structure of the basement, characteristic of the rifting areas, can be well outlined.

7/a. ábra → Felső-anisusi üledékeket csak a Felsőtárkány–7. fúrásból ismerünk tavi márga kifejlődésben. A terület a késő-anisusiban a Hámori Dolomit leülepedése után (Várhegyi dolomitbánya) kiemelkedett, legmélyebb részén tó alakult ki. A tavi üledékképződés különböző fácieseit mutattam ki a fúrásból (III. tábla). Az anisusi/ladin határon vulkáni anyag jelenik meg a tavi márgák között, majd a márgák kimaradnak és a vulkáni anyag jut uralomra (Szentistvánhegyi Metaandezit).

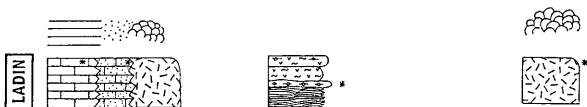
Fig. 7/a Upper Anisian sediments in lacustrine marl facies are known only in Felsőtárkány–7. borehole. In the Late Anisian, after the deposition of the Hámor Dolomite (dolomite quarry of Várhegy), the area was uplifted; in its deepest part a lake came into being. Different facies of lacustrine sedimentation were detected from the borehole (Plate III). At the Anisian/Ladinian boundary, volcanic material appeared within the lacustrine marls, later the marls disappeared and the volcanic material became predominant (Szentistvánhegy Metaandesite)

7/b. ábra → A ladinban jól kirajzolódnak a terület K-i és Ny-i részén lévő platformok, melyek peremait zátonyok szegélyezik, belsejükben pedig különböző sekélytengeri fáciesek (lagúna, platform peremi mozgó mészhomokdomb) alakultak ki. A platformok közötti intraplatform medence előbb elzárt volt. Ekkor ülepedett le a laminites mészmárga, majd a radiolarit. A medencében még a késő-ladinban is megtaláljuk az egyidejű vulkanizmus nyomait. Az kora-ladinban jelentős süllyedést kell feltételeznünk, hiszen a felső-anisusi tavi márgákat a fassai/longobard határon már radiolarit követi. A terület tehát néhány millió év alatt több száz métert süllyedt.

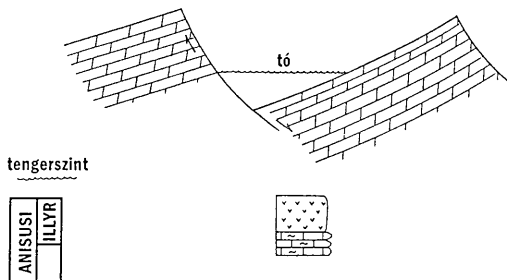
Fig. 7/b In the Ladinian, the platforms on the eastern and western parts of the area are well outlined. Their margins are surrounded by reefs, while in their inner parts different shallow marine facies (lagoon, mobile calcareous sand dune on the margin of the platform) were formed. At the beginning, the intraplatform basin between the platforms was restricted. At this time, laminitic calcareous marls, then radiolarites were deposited. Traces of the coeval volcanism can be found in the basin even in the Upper Ladinian. In the Early Ladinian, a considerable subsidence must be assumed, because the Upper Anisian lacustrine marls are followed by radiolarite at the Fassanian/Longobardian boundary. Consequently, the territory subsided several hundred meters during a few million years.



b.)



a.)



melynek keleti végét a Sziklaforrás jelenti (VELLEDITS 1998), keletre a Hór-völgyi zátony (VELLEDITS 1990, FLÜGEL et al. 1992) szegélyezte.

A III. szakasz leülepedésének kezdetén az üledékgyűjtő jól szellőzötté vált. Feltehetően a ladin végén–karni elején megszűnt az a gát, ami akadályozta a medence nyílt vízcirkulációját.

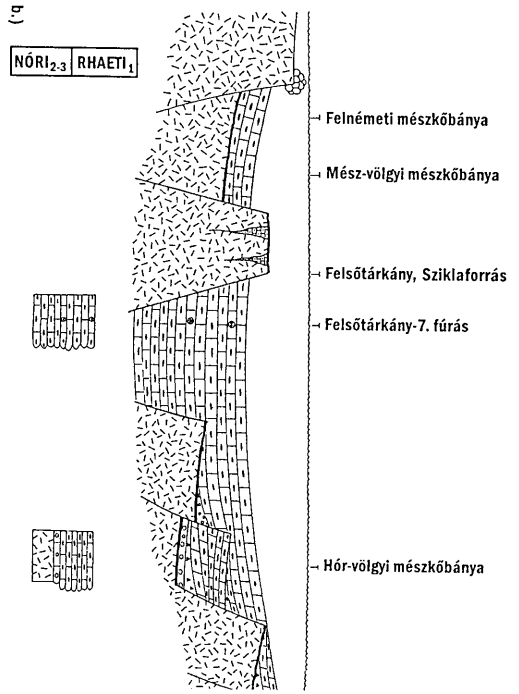
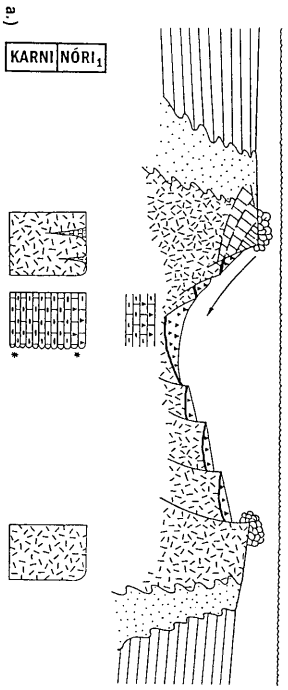
A fúrás rétegsorában jól nyomon követhető a riftesedő területek fejlődéstörténete. A kiemelkedést (tavi üledékek és szárazföldi vulkanitok) a terület gyors, tektonikus süllyedése (laminit, radiolarit) követi. A süllyedés üteme később jelentősen lelassult (tűzköves mészkő). Ilyen süllyedéstörténet a riftesedő területekre jellemző, és megfelel a színrift és a posztrift fejlődési szakasznak. A színrift időszakot a tektonika uralma, a terület tágulása jellemzi, ezért olyan nagyméretű a süllyedés. A fúrás rétegsorában a leggyorsabb süllyedés a szárazföldi (tavi) és vulkáni üledékek lerakódását követő időszakban (anisusi vége – ladin eleje) volt (3. ábra). A fassai végén már a több száz méteres medencében leülepedett radiolarit keletkezett. Az anisusi végétől a fassai közepéig, mintegy 3–4 millió év alatt a terület több száz métert süllyedt. Később a posztrift szakaszban a terület fejlődését a kéreg termikus hűlése befolyásolja, ami hosszantartó, lassú süllyedést eredményez. Ennek a periódusnak az üledékeit képviseli a karni–rhaeti korú tűzköves mészkő. A tűzköves mészkő képződése során a medence mélysége nem sokat nőtt, sőt talán kis mértékben csökkent.

8/a. ábra → A karniban az intraplatform medence jól szellőzötté vált. Az anoxikus fáciesű üledékeket a tűzköves mészkő váltja fel. A platform/medence egyidejű épülése a karniban és a kora noriban is jól követhető a dél-bükki rétegsorokban. Valószínű a platform peremeinek "hátrálását" jelzik a pelágikus medence üledékek között megjelenő litoklaszt rétegek, melyek anyaga a platformról származik.

Fig. 8/a In the Carnian, the intraplatform basin became well-oxygenated. The sediments of anoxic facies are replaced by cherty limestones. The coeval evolution of the platform/basin can be well traced both in the Carnian and the Lower Norian in the sequences of the Southern Bükk Mts. Probably, the lithoclast layers, appearing within the pelagic basin sediments, indicate a backstepping of platform margins. Their material derives from the platform

8/b. ábra → A középső–késő-nori és a kora-rhaetiben a platformok különböző részeinek befulladásának következtében a platform üledékek fölött megjelennek a pelágikus üledékek, a tűzköves mészkő válik uralkodóvá. A vizsgált rétegsorokban ebben az időszokban nem találtam autochton zátonyt, de a medencében talált zátonyszervezetek törmelékeiből arra következtethetünk, hogy a platformperemek befulladásai után, a platformok magjaiban még a kora-rhaetiben is léteztek zátonyok.

Fig. 8/b Due to the drowning of different parts of the platforms, pelagic sediments appeared above the platform sediments and the cherty limestone becomes predominant in the Middle and Late Norian and the Early Rhaetian. In the studied sequences, there is not any autochthonous reef in this period, but the resedimented clasts of the reefbuilding organisms indicate that after the drowning of the platform margins reefs existed even in the Early Rhaetian in the nuclei of the platforms.



Valószínűleg a platform peremeinek "hátrálását" jelzik a pelágikus medence üledékek között megjelenő litoklaszt rétegek, melyek anyaga a platformról származik.

Köszönet

Kutatásaimat több szakember segítette. HAAS János a fúrás üledékes kőzeteinek kiértékelésénél volt segítségemre. Az ősmaradvány specialisták szaktudásának köszönhetően sikerült az egyes eseményeket datálni, és csak így tudtam a terület fejlődéstörténetét rekonstruálni. BÉRCZINÉ MAKK Anikó a foraminiferákat, DOSZTÁLY Lajos a radioláriákat, KOVÁCS Sándor a conodontákat, MONOSTORI Miklós az ostracodákat határozta. VICZIÁN István és KOVÁCS PÁLFFY Péter az agyagok, GÓCZÁN Ferenc a spóra-pollen kiértékelésével, HARANGI Szabolcs és B. ÁRGYELÁN Gizella a vulkanitok kiértékelésével járult hozzá a végső kép kialakításához. A minták begyűjtésénél, és a fényképek elkészítésénél PÉRÓ Csaba segített. Köszönöm a lektorok CSONTOS László és CSILLAG Gábor észrevételeit. Az anyagvizsgálatok anyagi fedezetét a T. 26634 számú OKTA fedezte, melyért ezúton is köszönetet mondok.

Irodalom – References

- ALLEN P. A. & ALLEN J. R. 1990: Basin Analysis, Principles & Applications. – Blackwells Oxford, 451 p.
- CREVELLO P. D. & SCHLAGER W. 1980: Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma sound, Bahamas. – *Jour. Sed. Petr.*, 50/4, 1121–1148.
- CSONTOS L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes internes: la massif du Bükk (Nord-Est de la Hongrie) (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). – Thèse, Univ. De Lille, 327 p.
- DE WEVER P. 1989: Radiolarians, Radiolarites, and Mesozoic Paleogeography of the Circum-Mediterranean Alpine Belts. – In: HEIN J. R. & OBRADOVIC (ed): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*. Springer, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo 31–49.
- DE WEVER P. & BAUDIN F. 1996: Palaeogeography of radiolarite and organic-rich deposits in Mesozoic Tethys. – *Geol. Rundsch.* 85, 310–326.
- EINSELE G. 1992: Sedimentary basins, evolution, facies, and sediment budget. – Springer, Berlin, 628 p.
- ENOS P. & MOORE C. H. 1983: Fore-reef Slope. – In: SCHOLLE P. A. & BEBOUT D.G., MOORE C. H. (ed): *Carbonate Depositional Environments*. AAPG Memoir 33, 507–539.
- FLÜGEL E. 1982: Microfacies Analysis of Limestones. – Springer, Berlin Heidelberg New York, 633 p.
- FLÜGEL E., VELLEDETS F., SENOWBARI-DARYAN B. & RIEDEL P. 1992: Rifforganismen aus "Wettersteinkalken" (karn?) des Bükk-Gebirges, Ungarn. – *Geol. Paläont. Mitt.*, 18, 35–62.
- MURPHY D. & WILKINSON B. H. 1980: Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. – *Sedimentology* 27, 123–135.
- OBRADOVIC J. & GORICAN S. 1989: Siliceous Deposits in Yugoslavia: Occurrences, Types, and Ages. – In: HEIN R.J. & OBRADOVIC J. (ed): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific regions*. Springer, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo, 51–64.
- PELIKÁN P. 1987: Felsőtárkány-7. sz. fúrás földtani záródokumentációja. Kézirat. MÁFI Irattár, 78 p.
- SCHULZ H., RAD U. V. & STACKELBERG U. V. 1996: Laminated sediments from the oxygen-minimum zone of the northeastern Arabian Sea. – In: KEMP, A. E. S. (ed.): *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 116, 185–207.
- SCOFFIN T. P. 1987: An Introduction to Sediments and Rocks – Blackie, Glasgow and London, 274 p.
- VELLEDETS F. 1990: Cserépfalu, Hór-völgyi kőfejtő, Bervai Mészko formáció. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei 128. MÁFI, Budapest

- VELLEDITS F 1993: Bervai Mészkö Formáció. – In: HAAS J. (ed): Magyarország Litosztratigráfiai Alap-egységei. Triász MÁFI, Budapest. 133–136.
- VELLEDITS F 1998: A bükki középső és felső triász rétegtani korrelációja és fejlődéstörténeti elemzése. PhD értekezés. 122 p. Kézirat.
- VELLEDITS F & PÉRÓ Cs. 1987: The Southern Bükk (northern Hungary) Triassic revisited: The Bervavölgy Limestone. – *Annales Univ. Sci. Budapest., Sec. Geol.* 27, 17–64, Budapest.
- A kézirat beérkezett: 1999. 03. 01.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

Várhegyi dolomitbánya – Dolomite quarry of Várhegy

1. Több cm-es oncoidok
Oncoids of several cm.
2. *Endotriadella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI) N=70x
3. "*Meandrospira*" *deformata* SALAJ N=70x
4. *Endotriadella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI) N=28x
5. *Meandrospira* cf. *dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ ET PANTIC N=70x
6. *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti N=28x
7. Algalaminit. Az oldalt összekapcsolódó algadómok az árapályöv védettebb részére jellemzőek
Algal laminitite. The algal domes, connecting with each other by their sides, are characteristic of the sheltered parts of the foreshore.
8. *Spirillina* sp. N=70x

II. tábla – Plate II

Felsőtárkány-7. fúrás első és második szakaszának kőzetei – *Rocks of intervals I and II of Felsőtárkány-7 borehole*

1. Laminit. A kőzet polírozott felületén jól látszik a mm alatti fekete, szervesanyagban dús, és a pár mm-es világosabb rétegek ritmikus váltakozása. A rétegek a diagenézis után elmozdultak egymáshoz képest, az elmozdulás mentén a kőzet sztilitolitosodott. Ft-7. fúrás 190,6 m. *Laminitite. Rhythmical alternation of the less than mm-sized black layers, rich in organic matter, as well as the lighter layers of some mm can be well observed on the polished surface of the rock. After the diagenesis, the layers were displaced in relation to each other; along the displacement the rock was stylolitized. Ft-7 borehole, 190.6 m.*
2. Radiolarit mikroszkópi képe. Ft-7. fúrás 182,7 m. N=20
Micrograph of radiolarite. Ft-7 borehole, 182.7 m. N=20x
3. A laminit mikroszkópi képe. Itt is megfigyelhető a vastagabb világosabb, és a vékonyabb, fekete rétegek váltakozása. A világosabb, pár mm vastag rétegekben szervesanyag, kvarc és karbonát szemcsék úsznak mikritisz alapanyagban. Ezek a rétegek disztális turbidit üledékeként értelmezhetők. Egy szervesanyagban szegényebb, hűvösebb periódus (tél) üledékei. A köztük lévő vékony, fekete rétegek a szervesanyagban dús periódus (nyár) üledékei, amik a diagenézis során nyomási oldódás hatására oldódási seam-ekké alakultak. A képen megfigyelhető a rétegek törése és elmozdulása, az elmozdulás síkja később a nyomási oldódás hatására sztilitolitosodott. Ft-7. fúrás 190,4 m. N=20x
Micrograph of laminitite. Alternation of thicker, lighter and thinner black layers can be observed also here. In the lighter, some mm thick layers, organic matter, quartz and carbonate grains float in micritic matrix. These layers can be interpreted as distal turbidite sediments, product of a cool period (winter).

poor in organic matter. The thin black layers between them are the sediments of a summer period, rich in organic matter. They were transformed into dissolution seams due to pressure solution during the diagenesis. Fracture and displacement of the layers can be observed on the micrograph. Later the plane of displacement was also stylolitized due to the pressure solution. Ft-7 borehole, 190.4 m. N=20x

III. tábla – Plate III

Felsőtárkány-7. fúrás: tavi üledékek, első szakasz – *Felsőtárkány-7 borehole: lacustrine sediments, stage I Tavi üledékek. A fényképtábla közepén MURPHY és WILKINSON (1980) modellje, mely összefoglalja a különböző tavi üledékképződési környezeteket, és a jellemző üledékeket, melyekkel a fúrásban megismert közettípusok és fáciesek jól korrelálhatók.*

Lacustrine sediments. The model of MURPHY and WILKINSON (1980) in the middle of the Plate is summarizing the different lacustrine sedimentary environments and their characteristic sediments, that can be well correlated with the rock types and facies of the borehole.

1. Szervesanyagban dús mészmárga. A tó partján lévő mocsár üledéke. Ft-7. fúrás 221,30–221,40 m. A fúrómag átmérője 6 cm.

Calcareous marl, rich in organic matter. Sediment of the swamp on the lake-shore. Ft-7 borehole, 221.30–221.40 m. Diameter of the drill core is 6 cm.

2. A márgából sósavas oldás során előkerült Chara termések. Recens megfigyelések alapján (MURPHY & WILKINSON 1980) a lejtő meredekebb felső részét népesítik be a Chara padok. Ft-7. fúrás 223,3 m. N=50x

Chara carpolites, obtained from the marl via hydrochloric dissolution. According to the recent observations (MURPHY and WILKINSON 1980) Chara banks colonize in the steeper upper part of the slope. Ft-7 borehole, 223.3 m. N=50x

3. Murphy és Wilkinson (1980) modellje.

Model of Murphy and Wilkinson (1980).

4. Mészmárga mikrokarszt jelenségekkel. Az egykori üreget (gyökér, vagy beásó szervezet járata) a későbbi oldódás tovább tágította. Az üregben libella szerkezetű kitöltés figyelhető meg: alul belső üledék, felül pátos kalcit. A lejtő parthoz közeli, olykor felszínre kerülő részének üledéke. Ft-7. fúrás 222,8 m N=14x

Calcareous marl with microkarst phenomena. The former cavity (passage of a root or a burrowing organism) was further expanded by the subsequent dissolution. In the cavity fill a libella-type geopetal structure can be observed; lower part: internal sediment, upper part: sparry calcite. Slope sediment situated close the nearshore raised above the sea level occasionally. Ft-7 borehole, 222.8 m. N=14x

5. Ostracodás wackestone. A kőzet oldási maradékából MONOSTORI Miklós édesvízi, erősen csökkentsósvízi alakokat írt le. A tó legmélyebb részének üledéke. Ft-7. fúrás 222,0 m N=14
- Ostracodal wackestone. Freshwater to highly brackish water forms, derived from the deepest part of the lake were identified from insoluble residue by M. MONOSTORI. It is a borehole Ft-7, 222.0 m. N=14*

IV. tábla – Plate IV

Radioláriák - Radiolarians

1. *Muelleritortis cf. cochleata* (NAKASEKO & NISHIMURA) Felsőtárkány-7. fúrás 173,6 m N=150x
2. *Eptingium manfredi* DUMITRICA Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m N=150x
3. *Triassocampe cf. scalaris* KOZUR & MOSTLER Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m N=230x
4. *Triassostephanidium laticornis* DUMITRICA Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m. N=230x
5. *?Yeharia cf. transitia* KOZUR & MOSTLER Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m N=230x
6. *Falcispongia calcaneum* Dumitrica Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m. N=230x
7. *Pseudostylosphaera cocostyla* (RÜST) Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m. N=150x

V. tábla – Plate V

Radioláriák és Chara termékek – Radiolarians and Chara carpolites

1. *Oertlispongus inaequispinosus* KOZUR & MOSTLER Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m N=230x
2. *Pseudostylosphaera coccostyla* – *Pseudostylosphaera longispinosa* átmenet Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m N=150x
Pseudostylosphaera coccostyla – *Pseudostylosphaera longispinosa* transition. Felsőtárkány-7 borehole, 182.9 m. N=150x
3. *Cenosphaera* sp. Felsőtárkány-7. fúrás 182,9 m N=230x
- 4-5. Chara termékek. – *Chara carpolites*. Felsőtárkány-7. fúrás 223,3m N=230x

VI. tábla – Plate VI

A Felsőtárkány-7. fúrás harmadik szakasza – Stage III of Felsőtárkány-7 borehole

1. "Filamentumos" wackestone. A vékonyhéjú kagylóhéj metszetek mellett kisebb mennyiségben echinodermata váztöredékek és radioláriák is megfigyelhetők. Pelágikus medence üledéke. Ft-7. fúrás III/b szakasz. 159,5 m N=20x
"Filamented" wackestone. Besides the thin bivalve shell sections, echinoderm fragments and radiolarians also can be observed in small quantity. Sediment of pelagic basin. Ft-7 borehole, stage III/b, 159.5 m. N=20x
2. Packstone. A mikritis alpanyagban radiolária metszetek. A pelágikus medence fácies mélyebb részének üledéke. Ft-7. 104 m N=40x
Packstone with Radiolarians in the micritic matrix, derived from the deeper part of the pelagic basin facies. Ft-7 borehole, 104 m. N=40x

VII. tábla – Plate VII

A Felsőtárkány-7. fúrás 92,5–78,8 m közötti szakasza: 13,7m vastag litoklasztos mészkőszint – Felsőtárkány-7 borehole, interval between 92.5–78.8 m: 13.7 m thick lithoclastic limestone horizon

1. *Pseudonodosaria* sp. Ft-7. fúrás 92,5m. N=70x
2. *Ophthalmidium* sp.1. Ft-7. fúrás 84,1–83,85 m. N=28
3. *Gosaukammerella eomesozoica* (FLÜGEL), a zátony központi részét jelzi. Előfordulása arra utal, hogy egyes kavicsok a zátony környezetéből halmozódtak át a medencébe. Ft-7. fúrás 92,5 m. N=14x
Gosaukammerella eomesozoica (FLÜGEL), indicating the central part of the reef. Its occurrence refers to the fact that certain pebbles were reworked from the reef environment into the basin. Ft-7 borehole, 92.5 m. N=14x
4. *Agathammina* sp. Ft-7. 83 m. N=70x
5. *Ophthalmidium lucidum* (TRIFONOVA). Ft-7. fúrás 84,1–83,85 m. N= 70x
6. *Agathammina* sp. Ft-7. 84,1–83,85m. N=70x.
7. Litoklasztos mészkő. Krinoidea törmelékes alpanyagban különböző nagyságú, és eredetű mészkőkavicsok. Az alpanyag alsó része átdolomitizált. Lejtőlábi üledék. Ft-7. 83 m.
Lithoclastic limestone. Limestone pebbles of different size and origin in matrix with crinoid fragments. Lower part of the matrix was dolomitized. Toe-of-slope sediment. Ft-7 borehole, 83 m.
- 8-9. Az áthalmazott kavicsok mikrofaciési.
Microfacies of the reworked pebbles.
8. Radioláriás, filamentumos wackestone. A kép közepén süntüske metszet. Ft-7. fúrás 83,85–84,1m. N=14.
Radiolarian, filamented wackestone with echinoid spines in the middle of the micrograph, Ft-7 borehole, 83.85–84.1m. N=14.

9. Egy packstone és egy mudstone mikrofáciésú kavics határa. A mudstone kavics a medence mélyebb részéről halmozódott át. Ft-7. fúrás 83 m. N=14x

Boundary of pebbles of packstone and mudstone microfacies. The mudstone pebble was reworked from deeper part of the basin. Ft-7 borehole, 83 m. N=14x

VIII. tábla – Plate VIII

Felsőtárkány-7. fúrás 71,8 m: foraminiferában gazdag réteg – Borehole Felsőtárkány-7, 71.8 m: layer rich in foraminifers

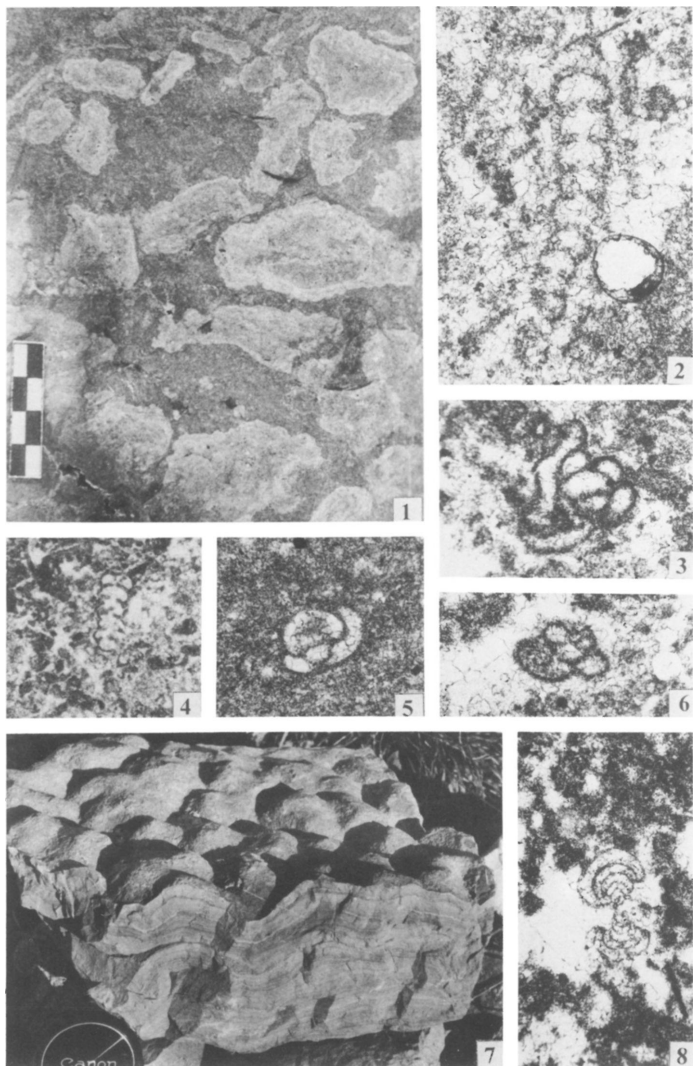
1. *Tetrataxis nanus* KRISTAN Ft-7. fúrás 71,8m N=70x
2. *Nodosaria* sp. Ft-7. fúrás 71,8 m N=70x
3. *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA Ft-7. fúrás 71,8 m N=70x
4. *Gandinella* cf. *falsofriedli* (SALAJ, BORZA, & SAMUEL). Lagúna, illetve lagúna környezetre jellemző foraminifera. Ft-7. fúrás 71,8 m N=70x
Foraminifer characteristic of the lagoon environment. Ft-7 borehole 71.8 m N=70x
5. *Tetrataxis inflata* KRISTAN Ft-7. fúrás 71,8 m N=28x
6. *Schmidita?* sp. Ft-7. fúrás 71,8 m N=70x
7. *Diploptremina* sp. A kőzet (grainstone) platform, vagy a platform peremi mozgó mészhomok domb fáciésre utal. Ft-7. fúrás 71,8 m N=70x
Diploptremina sp. *The grainstone microfacies refers to platform or calcareous sand dune environment on the platform margin. Ft-7 borehole, 71.8 m N=70x*
8. Korrodált szegélyű echinodermata vázelem. A váltóredék szegélye alga, vagy gomba mikrofuró tevékenysége során jött létre. Ft-7. fúrás 71,8 m N=28x
Echinoderm fragment with corroded edge, produced by microburrowing activity of alga or fungus. Ft-7 borehole, 71.8 m. N=28x

IX. tábla – Plate IX

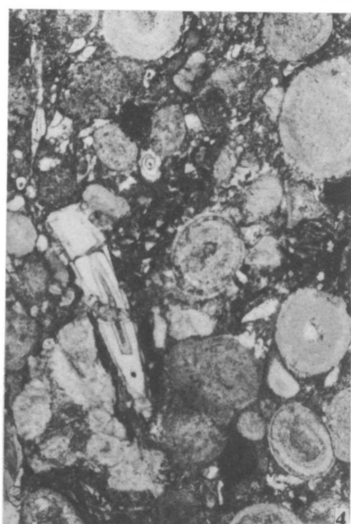
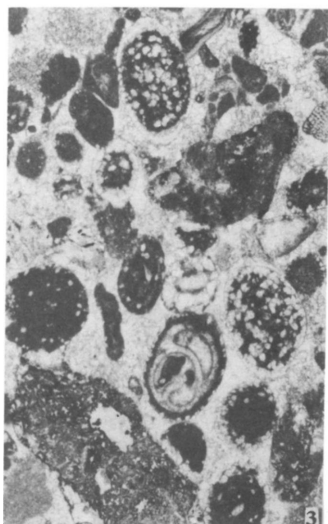
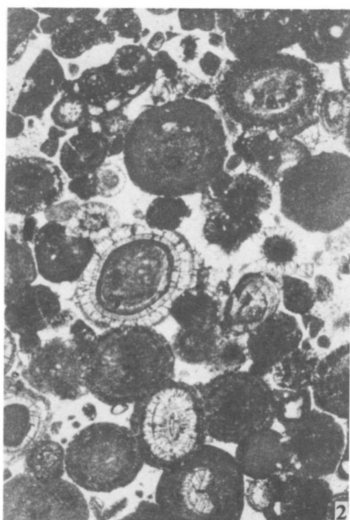
Fekstötárkány-7. fúrás : harmadik szakasz – Felsőtárkány-7 borehole, stage 3

1. *Tubiphytes* sp. jelzi, hogy megnőtt a platformról származó fosszília törmelékek mennyisége. Ft-7. fúrás 39,8m N=28x
Tubiphytes sp. *indicates the increased amount of fossiliferous fragments, derived from the platform. Ft-7 borehole, 39.8m. N=28x*
2. *Nodosaridae* Ft-7. fúrás 66,5m
Nodosaridae Ft-7 borehole 66.5 m
3. *Ammonites* embrió. Ft-7. fúrás 60,8m N=14x
Ammonites embryo. Ft-7 borehole, 60.8 m. N=14x
4. Echinodermata törmelékes turbidit. Szabadszemmel is jól látszanak a több mm nagyságú echinodermata törmelékek. Ft-7. fúrás 35,7–35,5 m.
Turbidite with echinoderm fragments of several mm in size Ft-7 borehole, 35.7–35.5 m.
- 5–6. Az 53 m-nél lévő intraklastos mészkő két kavicsának mikrofáciése:
Microfacies of two pebbles of the intraclastic limestone; 53 m:
5. Peloidos, krinoideás packstone. Előtéri lejtő üledéke. Ft-7. fúrás 53 m N=28x
Peloidal, crinoidal packstone, foreland slope environment. Ft-7 borehole, 53 m. N=28x
6. Mudstone, medence üledéke. Ft-7. fúrás 53 m N=28x
Mudstone, basin sediment. Ft-7 borehole, 53 m. N=28x

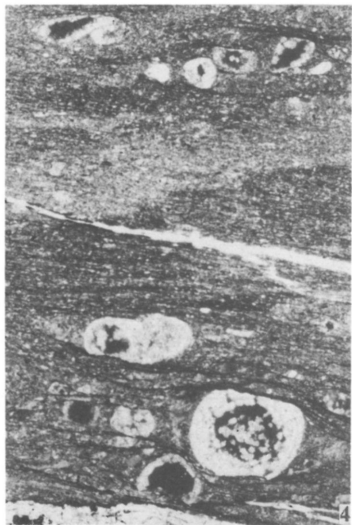
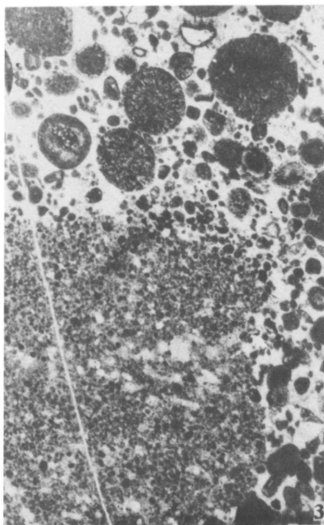
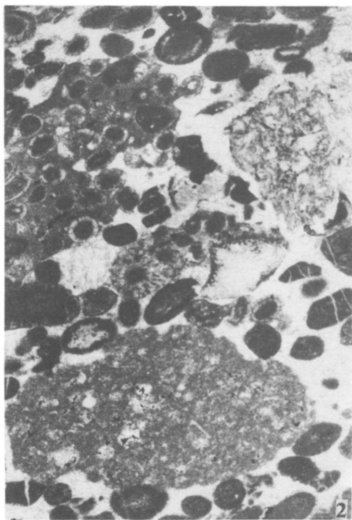
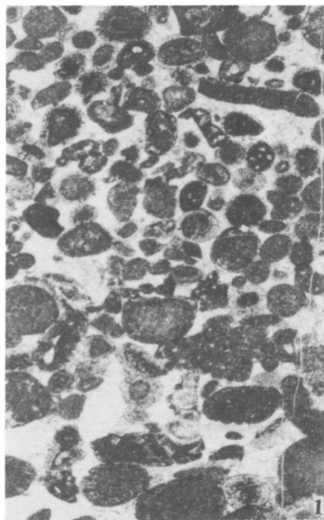
I. tábla – Plate I



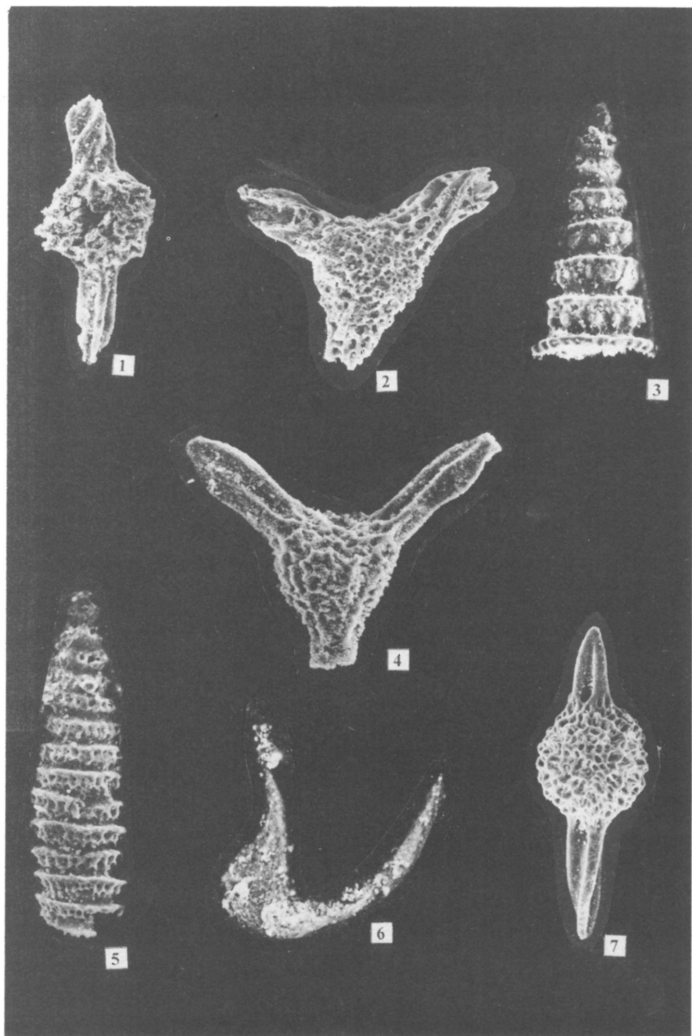
II. tábla – Plate II



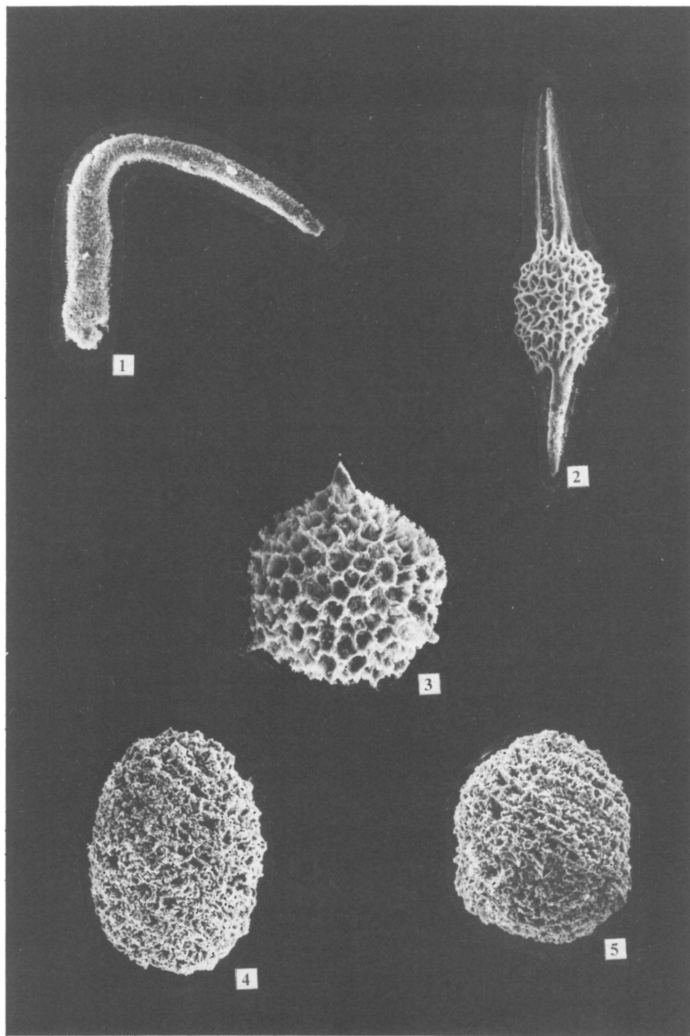
III. tábla – Plate III



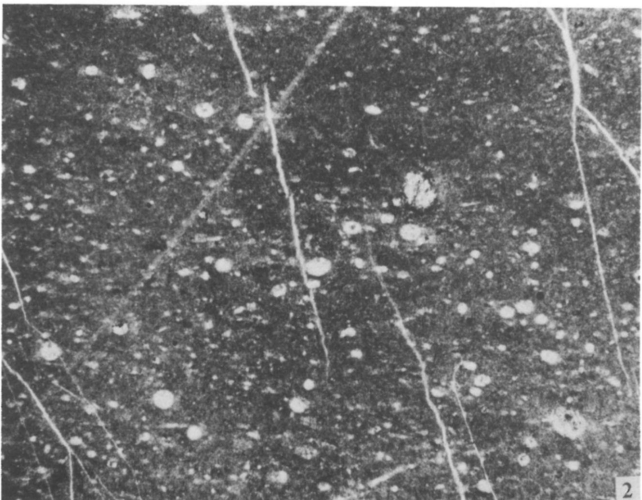
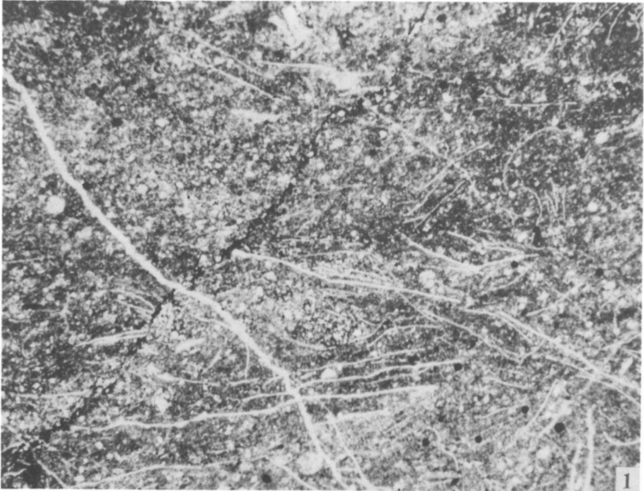
IV. tábla – Plate IV



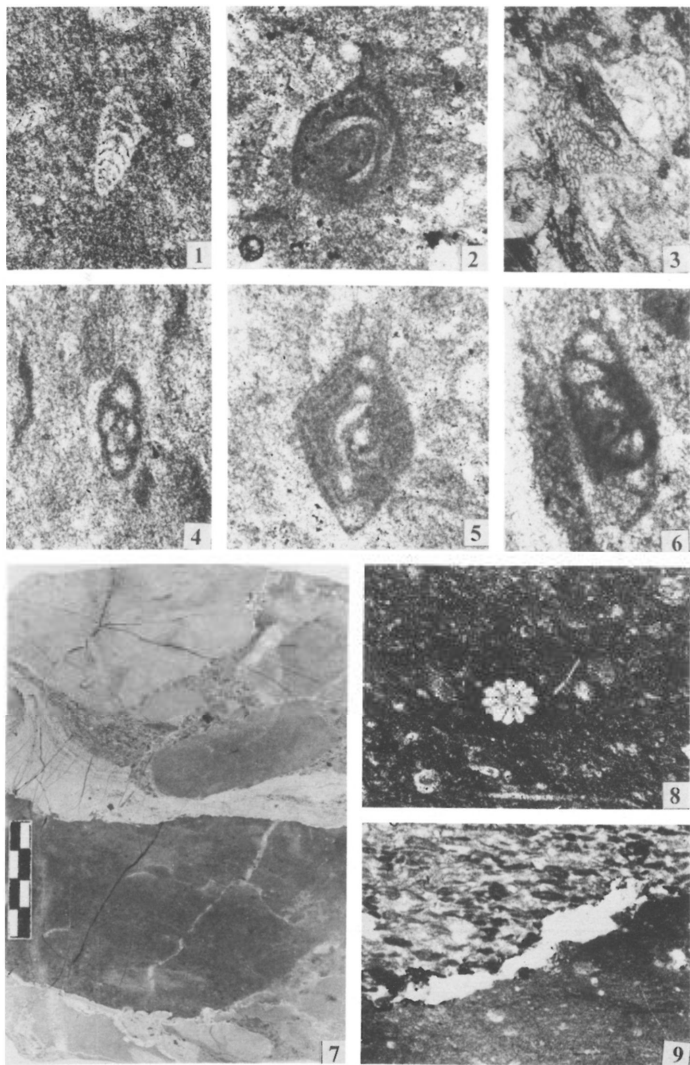
V. tábla – Plate V



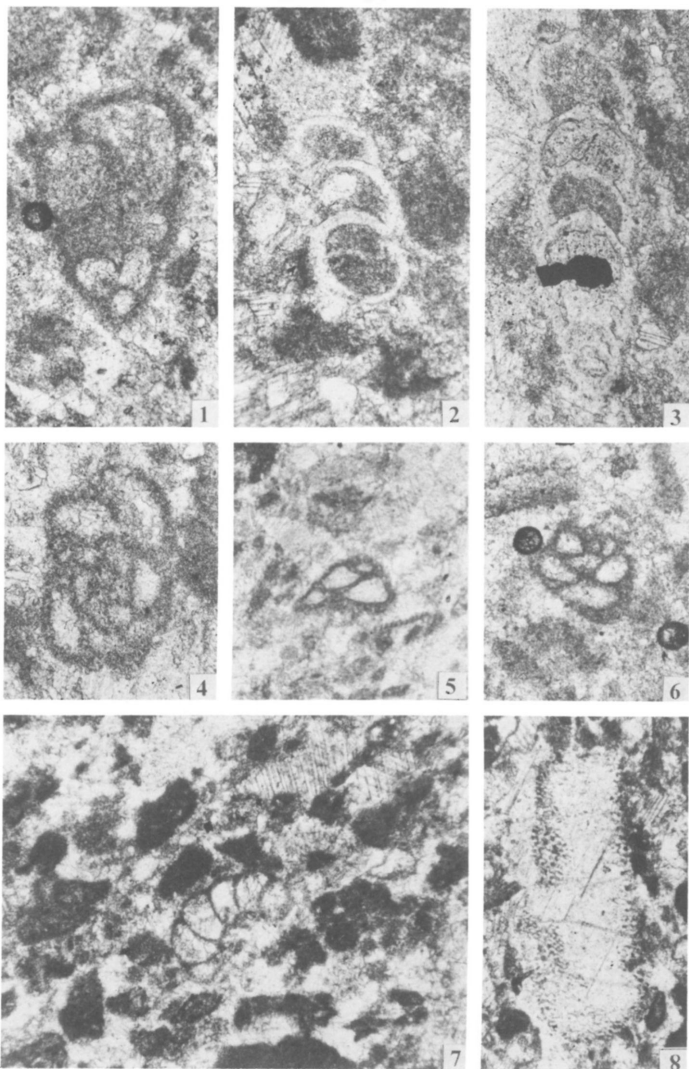
VI. tábla – Plate VI



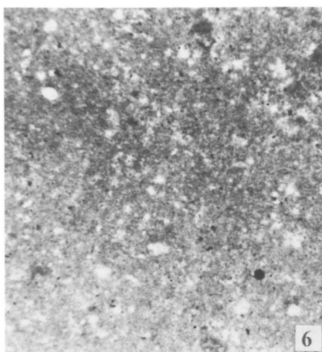
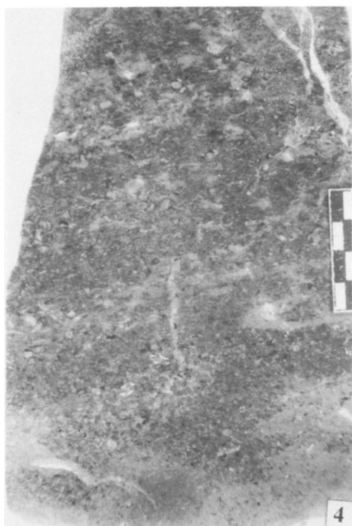
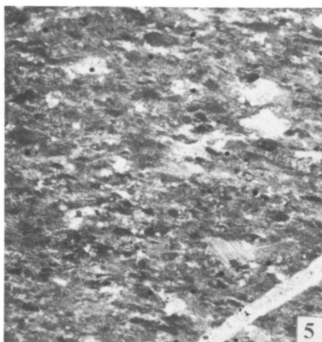
VII. tábla – Plate VII



VIII. tábla – Plate VIII



IX. tábla – Plate IX



A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése

Stratigraphic reevaluation of the Bükk Mts (N. Hungary)

CSONTOS László¹
(16 ábra)

Tárgyszavak: takarók, rétegtan, terepi szelvények, ősföldrajzi rekonstrukció

Key words: nappes, stratigraphy, field sections, palaeogeographic reconstruction

Extended abstract

The stratigraphy of the Bükk Mts is based on some biostratigraphic datations and key sections, the position and age of which were interpreted with the help of structural and sedimentological criteria. In this study these key sections (Fig. 1) are presented and described. The stratigraphic sequences derived from these sections modify the formerly accepted lithostratigraphy of the Bükk Mesozoic. At least two (but perhaps three) nappes may be separated based on stratigraphic, structural and geodynamic arguments. The lowest unit is the Nagyfennsík parautochthonous, overlain by the Szarvaskő nappes. A third, Kisfennsík nappe composed of Megalodont-bearing limestones may eventually be separated based on metamorphic and structural grounds. The arguments in favour of nappes include: older Middle–Late Jurassic series on top of younger, Late Jurassic ones in the SE Bükk Mts; the totally different lithostratigraphic development of adjacent or superposed Jurassic units; the lack of mafic magmatites (intrusives) in tectonically lower units while intrusive and effusive rocks are present in upper units; and the different geodynamic character (e.g. oceanic, suggested by the geochemistry of mafics in the nappes, versus the thinned continental in the parautochthonous) of overlying units.

In the Nagyfennsík parautochthonous (Fig. 2) – on top of Upper Carboniferous, Permian clastic, then carbonatic sequences – a Lower Triassic oolitic shallow marine carbonate is deposited. After a shorter clastic event the development of a shallow, dolomitic platform can be observed everywhere. This continues with an ephemeric dolomitic breccia (emersional event), and the development of vast Anisian–Ladinian bimodal volcanism, very similar to that of the Southern Alps (Szoldán 1990). This event marks the beginning of a facies-differentiation related to rifting and subsidence of different domains during the Middle Triassic–Middle Jurassic ages. In shallower areas the volcanism was followed by platform development in the Ladinian–Early Carnian age, in some places possibly even in the Norian. These platforms can be found either as isolated areas in the southern part of the mountain, or as roughly E–W stretching karstic high plateaus (i.e. Nagyfennsík, Répáshuta imbrications). Between these plateaus, or in some cases (e.g. N Bükk Mts) above some platforms, clastic-carbonatic, or cherty carbonatic basins were formed in the Carnian–Norian ages. It is interesting to note that some basin developments are associated with a within-plate (SZOLDÁN 1990) mafic volcanism possibly of the Carnian age.

By the end of the Norian age, all former plateau areas were drowned and either a varicolored micritic, or a grey cherty basinal facies covered the whole parautochthonous (Fig. 2). This carbonate cover may have persisted into the earliest period of the Jurassic succession. The bigger part of the

¹ ELTE TTK Általános és Történelmi Földtani Tanszék, Budapest H-1088 Múzeum krt 4/a

Lower-Middle Jurassic succession is represented by an ephemeric, very thin, redeposited sequence composed of varicoloured crinoidal micrites, grey cherty limestones and olistostromes. The olistoliths are frequently derived from nearby Triassic plateau areas (e.g. a big Norian reef in the Bányahégy section, RIEDEL et al. 1988) or from cherty limestones (mostly in the S Bükk area). This redeposited sequence has no biostratigraphic marker, its age being inferred from its stratigraphic position. It is covered by a uniform reddish radiolarite blanket of Bajocian–Callovian age (CSONTOS et al. 1991b, DOSZTÁLY, personal communication) which itself frequently contains limestone olistoliths. This grades into a black, distal turbidite composed of silt and fine sandstone layers, of unknown, but possibly Late Jurassic age. This youngest Mesozoic formation is preserved only in the southern part of the Bükk Mts.

The Szarvaskő nappes, preserved within synforms, are also located in the western and south-western areas of the Bükk Mts. The chaotic development suggests an accretionary prism origin. If a stratigraphic sequence is to be raised (Fig. 13), this begins with a dark shale containing sandstone and sometimes radiolarite lenses. These can be considered either as olistoliths, or as boudinaged lenses of former layers. Mafic intrusions, synchronous with the overlying pillow basalts, intrude this sequence. The magmatic activity is thought to be mid-Jurassic (160 Ma), based on radiometric dating of a contact aureole (ÁRVA-SÓS et al. 1986). The basalts are overlain by shales, then there is a shaly sequence containing dark allodapic limestones, radiolarite lenses and redeposited volcanites. On top of this comes a more massive allodapic limestone horizon and an equivalent breccia, both composed of oolitic limestones. The redeposited material was dated by foraminifers to be Callovian–Oxfordian (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1984, CSONTOS et al. 1991a). A thicker radiolarite formation of mid-Jurassic age (KOZUR 1984, CSONTOS et al. 1991b, DOSZTÁLY, personal communication) can also be found in the vicinity of the allodapic carbonates. This stratigraphic sequence is repeated several times as imbricates.

The paleogeographic position of the Nagyfennsík and Szarvaskő units can be determined (1), by their structural position; (2), by their relations to the Transdanubian Central Range (TCR), and to the South Alpine and Dinaric areas (KÁZMER 1987) and (3), by the composition of redeposited material in frequent Jurassic olistostromes. Southvergent early structures, cut off of nappe surfaces (especially in the Szalajka area northern Bükk; Figs. 5, 6) and a possible pre-schistosity southwards – overturned fold in the nappe sequence (in the Oldalvölgy area South Bükk; Fig. 15) all suggest a southwards nappe transport for the Szarvaskő-type nappes upon the Nagyfennsík parautochthonous (see also BALLA 1987). Later northvergent thrusts and strike-slip induced bending have complicated the original structural grain. Paleomagnetic data indicate that all these units suffered a bulk 90° counterclockwise rotation (e.g. MÁRTON 1990, MÁRTON and FODOR 1995) in the Tertiary; consequently after reconstruction of the rotations, the nappe transport becomes roughly west-directed. Reconstruction of nappes puts the Szarvaskő development area to the east of the Nagyfennsík unit (Fig. 16).

On the other hand, the eastern, northeastern portions of the Transdanubian Central Range (Gerecse and Csővár areas) show connections to the Bükk development. In the Gerecse an Early Cretaceous slope sediment contains NE derived ophiolitic clasts (BAGOLY-ÁRGYELÁN & CSÁSZAR 1998), probably originating from the Szarvaskő and/or related Meliata ophiolitic nappe. This nappe was thrust on the NE edge of the TCR (TARI 1994, FOGARASI 1995). The Csővár sequence on the eastern edge of the TCR can be considered as a transition from the TCR platform to the Nagyfennsík parautochthonous basin development in the Triassic. This situation suggests that the Nagyfennsík unit is the marginal part or equivalent of the TCR, which was covered (and metamorphosed) by the advancing Szarvaskő/Meliata accretionary prism-ophiolitic nappe. Hence an accretionary prism environment in front of an island arc is suggested for the Szarvaskő type nappes, while the Late Jurassic development of the Nagyfennsík unit is explained as a distal facies of the trough-accretionary prism above the most subsided part of the Dinaric margin. This Nagyfennsík foredeep was subsequently covered by the advancing Szarvaskő nappes.

The clasts in the olistostromes indicate a neighbourhood which was an oceanic area (i.e. Triassic pillows associated with Hallstatt limestones; radiolarites of different Triassic and Jurassic ages), an oceanic island arc (redeposited calc-alkali volcanites), a Middle-Late Jurassic shallow oolitic carbonate platform, an exposed Triassic–Early Jurassic platform with marginal/slope facies. The olistoliths of the first kind should be derived from the nearby tectonic slices of the accretionary prism.

The calc-alkali volcanic rocks most probably originate from the island arc. The allopapic shallow carbonates (and their marginal micritic counterparts) were probably transported laterally, along the axis of the deep sea trough, from the laterally adjacent Friuli/Dinaric platform. With respect to the latter, there can be found large amounts of oolitic limestones formed in the Jurassic (MARTINIS & FONTANA 1968). Shallow Triassic carbonates as olistoliths (CSONTOS et al. 1991a) almost certainly come from the Mesozoic basement of the island arc, which might be the Szilice unit (see also CSONTOS et al. 1991a). Fine clastics in the Nagyfennsík foredeep basin and coarser clastics in the Szarvaskő unit may be sourced from the supposed Palaeozoic (Uppony-Szendró type) basement of the island arc, or alternatively from the volcanic material of the island arc and from the submarine erosion of the accretionary prism. Lack of larger amounts of redeposited material in the distal turbidites of the Nagyfennsík unit can be explained by the relatively distant and more elevated position of this basin relative to the deep sea trough of the Szarvaskő deposits. It is this trough which could have channelled most of the allopapic material derived from laterally adjacent platforms. The Drina-Ivanjica unit of the Dinarides (DIMITRIJEVIC & DIMITRIJEVIC 1991), presently found as big olistoliths and fragments in ophiolitic mélangé, is thought to be an analogy of the Szilice-Szendró units of within-oceanic setting.

Manuscript received: 29 01 1999

Összefoglalás

A Bükk hegység rétegsorát a kisszámú biosztratigráfiai adat, valamint a több szelvény mentén észlelt fiatalodás alapján lehet összeállítani. A munkában ismertetett szelvények alapján 2–3 szerkezeti egységet: a Nagyfennsík parautochtont, a Szarvaskői takarókat és esetlegesen a Kisfennsík takarót lehet elkülöníteni. A Nagyfennsík parautochton legidősebb mezozoos eleme egy uralkodóan karbonátos, sekélytengeri alsó-triász sorozat, amely főleg a hegység északi részén található. Erre a parautochton egész területén nagyvastagságú dolomitos plató következett az anisusiban. Az egységes platót az anisusiban egy andezites–riolitos vulkanizmussal jelzett szerkezeti esemény darabolta fel. Már a vulkanitok és piroklasztikumok kifejlődése is igen változatos, de az erre a szintre következő képződmények még jobban mutatják az elkülönülő környezeteket. Főként az északi és központi Bükkben ismét karbonátos plató települt a vulkanitokra, délen tűzköves mészkővel jellemzett medenceüledékek következtek rá, azonban itt is megmaradhatott néhány foltszerű plató. A további differenciálódás a karniban következett be, amikor ismét korábbi sekélytengeri területek süllyedtek medence helyzetbe. A medencéket északon törmelékeny kőzetek, a központi és déli részeken tűzköves mészkövek töltik ki. E tágulást egy bazaltos esemény is jelzi. A norira csak a Nagyfennsík és a Répáshutai tömb területén (esetleg délen, néhány elszigetelt foltban) maradt meg a sekélytengeri üledékképződés. A késő-noriban, vagy a liász legelején azonban ennek is vége szakadt, itt is pelágikus mészkövek következtek a vastagpados mészkövekre. Az ismertetett tektonikai aktivitást az a bizonytalan jura korú átülepített sorozat jelzi, amelynek krinoidea-gazdag alpanyagában gyakoriak a platformmészkő olisztolitok. A képződményt egységesen borító bajoci (?)–callovi radiolaritban szintén gyakoriak az olisztolitok. E mélytengeri képződményből fejlődött ki a fekete zindelypala, amely egy disztális turbiditként értelmezhető. Figyelemreméltó, hogy számos hasonlóság akad a Dunántúli-középhegység és a Bükk alsó–középső-jura fejlődésében. A parautochton eme legfiatalabb elemére a szarvaskői takarók igen változatos rétegsora következik. Ennek négy, időnként bizonytalan rétegtani helyzetű eleme az alul lévő homokkőolencsés agyagpala, a bazalt és intruzívumai, az efelett található mészkőolencsés agyagpala és a sorozat tetejét alkotó allopapikus ooidos mészkő. Radiolarit szintek és lencsék mindenütt gyakoriak. E sorozatból több helyütt callovi környéki középső–késő-jura korok adódtak.

Bevezetés

A földtani szerkezetek ismeretében, szerkezetföldtani módszerek felhasználásával hasznos rétegtani információkat nyerhetünk. E módszerek kiválasztott szelvényekre alkalmazásával a Bükk hegység újszerű rétegtani felépítése adható

meg. Az alábbiakban ezt szeretném közreadni, egyben a meglévő problémákra is szeretném a figyelmet ráirányítani.

Rétegtani-szerkezeti egységek

A földtani térképezés, a térképelemzés és földtani megfontolások alapján a Bükkben két (esetleg három) jól elkülöníthető rétegsort figyelhetünk meg (1. ábra). Ezeket a rétegtani-szerkezeti (tektono-faciális) egységeket nagyfennsíki (bükki) parautochton típusú, szarvaskői (cf. BALLA 1983) – valamint esetlegesen kiscsüti (SCHRÉTER 1943-tól eltérő értelemben) – rétegsornak nevezzük. Az egységek önállóságát a rétegtani ismertetés után próbálom igazolni.

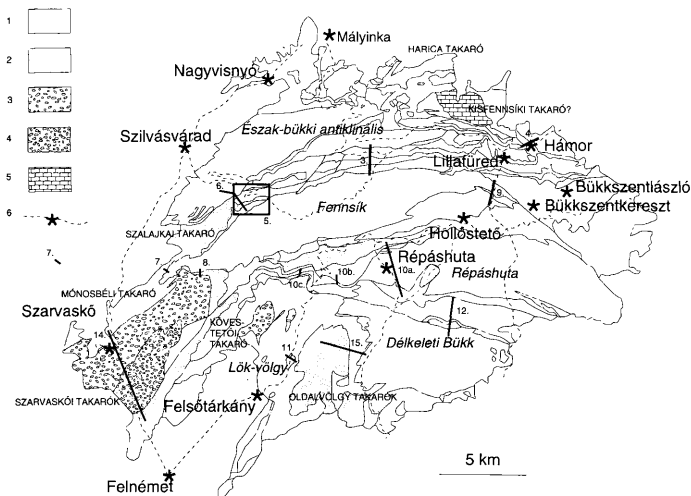
Az egész tektonikai alapépitményt egy pikkelyrendszer további egységekre bontja (1. ábra). Ez a pikkelyrendszer leginkább a Nagyfennsíki parautochtonon belül észlelhető, azt öt, rétegtanilag eléggé homogén övre bontja (CSONTOS 1999, 17. ábra). Ez azt jelenti, hogy az utólagos pikkelyhatárok a parautochton főbb fácieszónáinak határai mentén éledtek fel.

A Nagyfennsíki parautochton rétegsora

A Nagyfennsíki parautochton rétegtani összefoglalását a 2. ábra adja. Az egységen belül több-kevesebb változatosságot mutató kifejlődési területek jelölhetők ki. Ezek az Északi antiklinális, a Nagyfennsík, a Répáshuta-Lök egység és a Dél-keleti Bükk (Derecske-lápa, Hór-völgy) területei. Ezeknek rétegsorai különösen a középső-felső-triászban különböznek. A kifejlődési területek határai egyben pikkely-határok is.

A, Az Észak-bükki antiklinális rétegsora

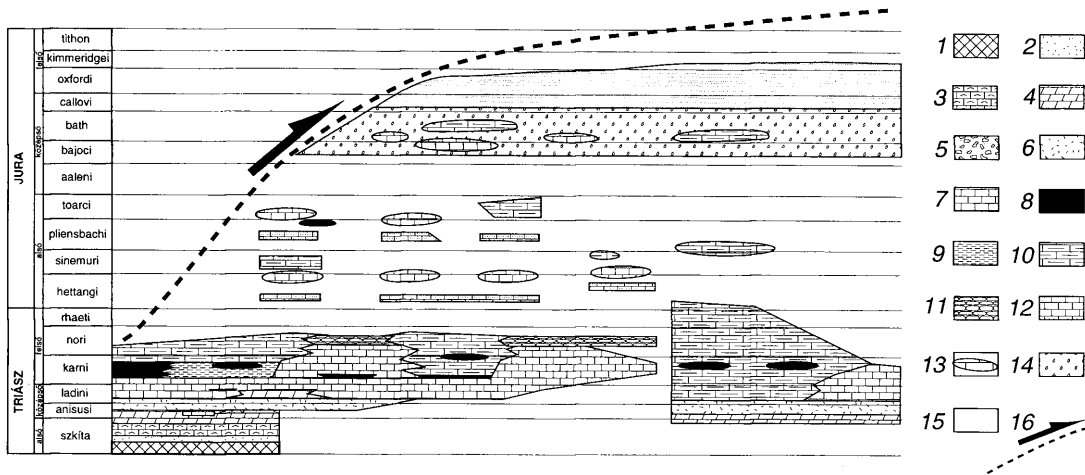
Az Északi antiklinális rétegsora jól ismert (2. ábra): a paleozoikumtól a felső-triászig tart. A rétegsor alsó, paleozoos-alsó-triász képződményeinek ismertetésétől eltekintek mivel ezek leírását több helyen is megtalálni (BALOGH 1964, 1981; FÜLÖP 1994; PELIKÁN et al. 1995). Az alsó-sebes-vízi szelvény (3. ábra) és a lillafüredi szelvény (12. ábra in CSONTOS 1999) jól illusztrálja a sorozatot. A felső-permi bitumenes mészkővekre (Nagyvisnyói Mészkő) vastag ooidos mészkőből (Gerennavári Mészkő), kevés tarka homokkőből és sötét márgás mészkőből (Ablakoskővölgyi Fomáció) álló alsó-triász települ. Erre fekete laminites dolomit (Hámori Dolomit), majd egy helyenként fellelhető, emerziós periódust jelentő dolomitos breccsa (Sebesvízi Konglomerátum) következik az anisusiban. Az üledékeket anisusi-ladin mészkalkáli vulkanizmus követi, mely a hegység nyugati felén leginkább levegőből hullott képződményekből, ignimbritekből, a keletin víz alatti tufákból, tufitokból, lávaárakból épül fel (PANTÓ 1951; SZOLDÁN 1990). A sorozat felső részén a tufit uralkodik. A teljes perm-ladin sorozat egyértelmű dél-alpi, dinári rokonságot mutat (ld. BALOGH 1964; CROS & SZABÓ 1984; SZOLDÁN 1990).



1. ábra. Főbb szerkezeti egységek a Bükk hegységben (CSONTOS 1988 nyomán). 1. Nagyfennsík parautochthon; 2, 3, 4 Szarvaskő típusú takarók. 5. Kisfennsík takaró (?); az egység határai bizonytalanok. 6. Település és főbb utak; 7. A cikkben szereplő szelvények, ábrák helye és száma. A vékony vonalak a különböző litológiák körvonalát jelölik. A kurzív feliratok a Nagyfennsík parautochthon kifejlődési területeit, a kisbetűs feliratok az egyes takarós kifejlődési területeket jelölik

Fig. 1 Main structural units of the Bükk Mts (after Csontos 1988). 1 Nagyfennsík parautochthonous; 2, 3, 4 Szarvaskő type nappes; 5 Kisfennsík nappe? boundaries of which are uncertain; 6 Settlement, main roads; 7 Locations and numbers of sections, figures in the paper. Thin lines represent lithologic boundaries. Names in italics represent main development areas within the Fennsík parautochthonous, small caps represent individual nappe areas belonging to the Szarvaskő nappe

A vulkanizmus lecsillapulásával a karbonátplatform újra éledt: így keletkezett a Fehérkői Mészkö. A Fehérkői Mészkö bázisán, betelepülésként jelen lévő, pelágikus tarka vékony karbonátszintben PELIKÁN P. és KOVÁCS S. alsó-sebes-vízi publikálatlan condontaleletei középső-ladin kort adott (3. ábra). Ez tehát a Fehérkői Mészkö alsó korhatára. A ladin, esetleg alsó-karni, értékelhető faunát nem tartalmazó Fehérkői Mészkö nem teljesen egységes: magában az alsó-sebes-vízi szelvényben dolomitos mészkö, tufitos, tarka lencsés mészkö, sőt fekete agyagpala-betelepülés is előfordul. A képződmény zömét mégis a vékonysávós, de tömött, szürke, Lofér-ciklusos (PELIKÁN et al. 1995) márvány adja. Mindegyik szelvényben a mészkö felső része vékonyrétegeesebb lesz, majd kis vastagságú, de mindenütt nyomozható sötétszürke, márgaközös, vékonyréteges tűzköves rétegekkel megy át a következő képződménybe. Ezt az átmeneti tagot a sötét,



Észak-bükki
antiklinális

Nagyfennsíki
antiklinális

Répáshutai
antiklinális

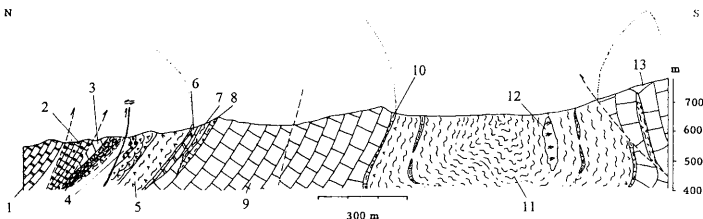
Délkelet-bükki redők

helyenként homokkő-réteges, tufitos (BALOGH 1964), gyakran bitumenes mészkő-réteges Vesszősi Pala követi, melynek kora kérdéses.

A lillafüredi szelvény (12. ábra in CSONTOS 1999) déli szakaszának rejtelmait legjobban a Lillafüredről a Vesszős-völgybe, majd a Nagyfennsíkra kapaszkodó erdészeti út feltárásai nyomán lehet megfejteni. Az északi szakaszon déli, a pala felé fiatalodó rétegsort figyelhetünk meg, míg a Vesszős karbonátos gerincén északi, szintén a palasáv felé történő fiatalodást. Ráadásul mindkét rétegsor szimmetrikus a palasávra. Ezt a helyzetet legjobban egy szinklinális szerkezettel magyarázhatjuk. A szinklinális déli szárnya tektonikusan kivékonyított, elnyírt, ennek ellenére a vesszősi karbonátgerincben, és a keleti folytatásába eső, a fehérkő-lápai túristaháztól keletre lévő, Kohász út menti (Hegyes-tető-Vaskapu vonulati) kövekben felismerni vélem a Fehérkői Formációt. Ezen belül fáciesváltozatosság található: nem ritkán a fehér, világosszürke márvány mellett vagy helyett szürke, durva kristályos dolomit, vagy kloritos agyagpala-

← 2. ábra. A Nagyfennsík parautochton mezozoos rétegtani összefoglalása (CSONTOS 1988 nyomán). Az oszlopok az egyes kifejlődési területek rétegtani tartalmát jelzik időarányosan. 1. alsó-triász (Gerennavári F) ooidos mészkő; 2. Alsó-triász (Ablakoskővölgyi F) tarka homokkő; 3. alsó-triász (Ablakoskővölgyi F) márgapala és mészkőlencsék; 4. anisusi (Hámori F) fekete karbonát-laminit, fekete dolomit (egyes helyeken foltzáttonnyal); 5. anisusi (Sebesvízi F) dolomit-breccsa; 6. anisusi-ladin (Szentistvánhegyi F) metaandezit (riolit, piroklastitok és tufitok); 7. ladin (-karni?) (Fehérkői F) világos platformkarbonát (uralkodóan ciklusos mészkő, kisebb részben dolomit, márga); karni?-alsó-nori? (Bükkfennsík F) ciklusos platform-karbonát, esetenként dolomitos, márgás betelepülésekkel; 8. karni (Szinvai F, Létrási F) metabazalt (bázisos láva és intrúzió), agyagpala, tufit, esetenként allodapikus karbonát. Kiszfennsík vulkanit? 9. karni? (Vesszősi F) fekete agyagpala, bitumenes mészkő betelepülésekkel; 10. karni-nori-alsó-jura? (Felsőtárkányi F), karni-nori (Hollóstetői F), nori (Rónabüki F) szürke, tűzköves mészkő esetenként márgás betelepülésekkel. Jura allodapikus tűzköves mészkő-testek; 11. felső-nori?-alsó-jura? tarka (Réppáshutai F) mikrites mészkő; 12. jura? tarka átülepített (juhászúti f.) sorozat, melynek alapanyaga vöröses mikrites krinoideás mészkő; 13. Az átülepített sorozat nagyobb, gyakoribb olisztolitjai, allodapikus mészkőszintjei; 14. középső-jura (Bajocian-Callovian) vörös (Bányahegyi F) radiolarit, esetenként karbonát olisztolitokkal és allodapikus mészkővekkkel; 15. felső-jura fekete (Lökővölgyi F) zsindeypala; 16. a Szarvaskői takarók áttolódási felszíne. Az ábra alján a Bükk vázlatos szerkezeti szelvénye látható a nagyobb redők és kifejlődési területek nevével.

Fig. 2 Stratigraphic chart of the Nagyfennsík parautochthonous (after Csontos 1988). The columns are proportional to time. 1 Lower Triassic (Gerennavár Fm) oolitic limestone; 2 Lower Triassic (Ablakoskővölgy Fm) variegated sandstone; 3 Lower Triassic (Ablakoskővölgy Fm) marly slate and limestone lenses; 4 Anisian (Hámori Fm) black limestone laminite and dolomite (in some places with patch-reef); 5 Anisian (Sebesvíz Fm) dolomite-breccia; 6 Anisian-Ladinian (Szentistvánhegy Fm) metaandesite, rhyolite, piroclastites and tufites; 7 Ladinian (-Carnian?) (Fehérkői Fm) light coloured platform-carbonate (dominantly cyclic limestone, occasionally marl, dolomite); Carnian?-Lower Norian? (Bükkfennsík Fm) cyclic platform-carbonate, occasionally with dolomitic, marly interlayers; 8 Carnian (Szinva Fm, Létrás Fm) volcanite (mafic lava and intrusion), shale, tufite, occasionally allodapic carbonate. Kiszfennsík volcanite? 9 Carnian? (Vesszős Fm) black shale, with bituminous limestone interlayers; 10 Carnian-Norian-Lower Jurassic? (Felsőtárkány Fm), Carnian-Norian (Hollóstetői Fm), Norian (Rónabüki Fm) grey, cherty limestone with marly interlayers. Jurassic allodapic cherty limestone bodies; 11 Upper Norian?-Lower Jurassic? red-yellow (Réppáshuta Fm) micritic limestone; 12 Jurassic? variegated resedimented (juhászúti fm) sequence, matrix of which is mostly purple micritic, crinoidal limestone; 13 Bigger, more frequent olistoliths, allodapic horizons in the resedimented series; 14 Middle Jurassic (Bajocian-Callovian) red (Bányahegy Fm) radiolarite, occasionally with carbonate olistoliths and allodapic limestones; 15 Upper Jurassic black (Lökővölgy Fm) shales (roofing slate); 16 Overthrust surface of the Szarvaskői nappe. In the lower portion of the figure a schematic cross section of the Bükk Mts is seen with names of bigger folds and development areas.

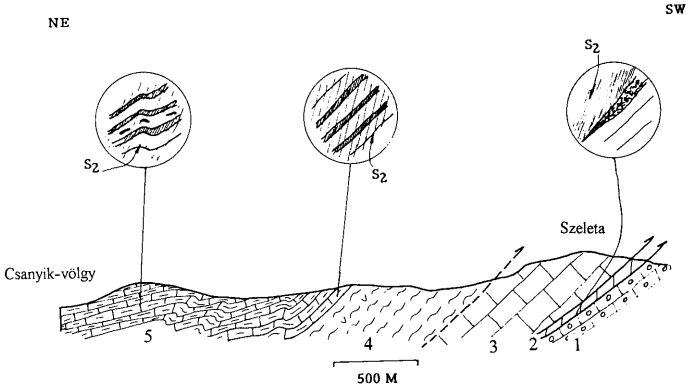


3. ábra. Az Alsó-sebes-víz szerkesztett szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). 1. Bitumenes fekete mészkő (Nagyvisnyói F); 2. Szürke ooidos mészkő (Gerennavári F); 3. Fekete laminites dolomit (Hátori F); 4. Vörös-szürke alapanyagú dolomit-breccsa (Sebesvízi F); 5. Zöld, lila metavulkanit (Szentistvánhegyi F), Fehérkői Mészkő F; 6. Vörhenyes mikrites mészkő (a feltárában nem látszik) és világosszürke dolomit; 7. Sötét, tűzköves mészkő-márgapala; 8. Vörös agyagpala és tarka mészkőlelencsék, rétegek; 9. Világos, vastagpados márvány; 10. Szürke, tűzköves mészkő; 11. Sötét agyagpala fekete lemezes mészkőbetelepülésekkel (Vesszősi F). 12. Sötét metabázis intrúzió (Létrási F); 13. Világos, pados márvány (Bükkfennsíki F)

Fig. 3 Constructed section of the Alsó-Sebes-víz valley (after CSONTOS 1988). 1 Bituminous black limestone (Nagyvisnyói Fm); 2 Grey oolitic limestone (Gerennavár Fm); 3 Black laminitic dolomite (Hátori Fm); 4 Dolomite-breccia with a grey-red matrix (Sebesvíz Fm); 5 Green, purple metavolcanite (Szentistvánhegyi Fm). Fehérkői Limestone Fm: 6 Reddish mikritic limestone (not exposed) and light grey dolomite; 7 Dark cherty limestone and marl; 8 Reddish marl and variegated limestone lenses, layers; 9 Light grey massive marble; 10 Grey cherty limestone; 11 Dark shale with bituminous limestone intercalations (Vesszős Fm); 12 Dark intrusion of a meta-basite (Létrás Fm); 13 Light grey massive marble (Bükkfennsík Fm)

betelepülés található. Ezekhez az első látásra nagyobbak tűnő eltérésekhez igen hasonló fáciesgazdagságot találhatunk azonban a Fehérkői Mészkő típusszelvényében, az Alsó-Sebes-víznél is (ld. fent). A rekonstruált rétegsorban, a szinklinális déli szárnyán a kelet-bükki (=Szentistvánhegyi) vulkanitok vannak délen és alul, majd ezekre észak felé a Fehérkői Mészkő következik, s a rétegsort a vékony átmeneti tűzköves mészkő-sávra települő Vesszősi Pala zárja. (12. ábra in CSONTOS 1999). A fentihez nagyon hasonló rétegsor (tehát szimmetrikusan Fehérkői, vagy Bükkfennsíki Mészkő, vékony tűzköves mészkő, Vesszősi Pala) roncsai találhatóak csapásirányban a Vesszős-völgytől nyugatra, Szilvásvárad felé haladva Borókástól Cspikéskútig. (9. ábra in CSONTOS 1999). A Vesszősi Pala végig a szinklinális tengelyében van.

A Vesszősi Palát véleményem szerint a karniba lehet sorolni. E korbesorolás alapja a hátori szelvény (4. ábra), amelyben egymásra következnek a Szeleta, Fehérkői Mészkővel azonosított képződménye, majd a fekete, néhol kloritos és piritos homokos agyagpala, benne sötét színű homokszemcsés és néhol bitumenszagú karbonátrétegeket tartalmazó, szerintem Vesszősi Pala, végül a Molnár-sziklák szürke, barnás tűzköves mészkő rétegei és rózsás, sárgás mikritje. Ez utóbbiból, tehát a Vesszősi Pala látszólagos (és véleményem szerint valós) fedőjéből a Csanyik-völgy torkolatánál nóri conodonták kerültek elő (KOZUR & MOCK 1977; KOVÁCS S. szób. közl.). A Vesszősi Pala nyugati elvégződésénél, mellette, valamint tőle nyugatra, a Vesszősi szinklinális tengelyének folytatásában található a szürke, vékonyréteges, márga-kőbetelepüléssel tűzköves Rónabükki



4. ábra. A Hámori-völgy szerkesztett szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). A kis körökben a képződmények egymáshoz viszonyított korát jelző szerkezeti bélyegek láthatók. 1. Ooidos mészkő (Gerennavári F); 2. Sötét, laminites dolomit (Hámori F); 3. Világos, vastagpados márvány (Fehérkői F); 4. Sötét agyaggala fekete lemezes mészkő-betelepülésekkel (Vesszősi F); 5. Szürke, helyenként vörhenyes, márga-réteggözös tűzköves mészkő (Rónabüki F)

Fig 4 Constructed section of the Hámor valley (after CSONTOS 1988). Small circles indicate structural criteria (e.g. layering versus schistosity) used for relative age determination. 1 Oolitic limestone (Gerennavár Fm); 2 Dark, laminitic dolomite (Hámor Fm); 3 Light grey massive marble (Fehérkői Fm); 4 Dark shale with bituminous limestone intercalations (Vesszős Fm); 5 Grey, occasionally brownish cherty limestone with marly interlayers (Rónabükk Fm)

Mészkő, melyben szintén nori conodontákat határoztak (KOZUR & MOCK 1977; KOVÁCS S. szób. közl.). A képződmények érintkezése Csipkésút körzetében igen bonyolult és fedett, tehát itt nem adható olyan szép rétegsor, mint Hámornál. A szinklinális tengelyének nyugati dőléséből és a hámori szelvényből azonban az a logikus következtetés adódik, hogy a nori, tűzköves Rónabüki Mészkő is a Vesszősi Pala felett van. E mészkő tehát nem azonos a Vesszősi Pala és a Fehérkői-Bükkfennsík Mészkő átmeneténél található vékony tűzköves mészkővel, hiszen nála jóval fiatalabb.

A Vesszősi Palában, annak keleti, Vesszős-völgyhöz közeli részén nem csak vulkanit eredetű homokok, tufitok (BALOGH 1964), hanem vulkáni kőzet is található. E kőzet sekély intrúzió, melynek lencse alakú teste a Létrásnál találhatóak. A Létrási Metabazalt alkáli kemizmusáról SZOLDÁN (1990) számolt be. Intrúzió lévén a test bizonyosan fiatalabb a Vesszősi Palánál, tehát legalább karni, de lehet, hogy fiatalabb.

Az Északi antiklinális rétegsorához tartozónak vélem a Kiscsány, Szalasnya és a Parasznya környéki, hol normális, hol átbuktatott helyzetben lévő rétegsorokat is. Ezek SCHRETER (1943), JÁMBOR (1957) és LESS térképe (1986 1988) szerint pikkelyekben egymásra és a paleozoos

antiklinális-magra tolódnak. Mivel ugyanazon a tektono-faciális egységen belüli ismétlődésről van szó, ezeket nem tekintem takarónak. Tiszázatlan, hogy a Kisfennsík nagy tömegét kitevő karni (VELLEDITS, 1999) megalodusos mészkő beletartozik-e ebbe a sorozatba, vagy sem. Utóbbi esetben a megalodusos mészkő alkotná a Kisfennsíki takarót.

B, A Nagyfennsík rétegsora

A Nagyfennsík rétegsora megfejtésének előfeltétele volt a Vesszősi szinklinális (12. ábra in CSONTOS 1999) és a Fennsíki antiklinális felismerése (utóbbi első említését BALLA et al. 1986-nál találni). A Fennsíki antiklinális utólagos szerkezetek szabdalják: ezek főként eltolódásokhoz kapcsolódó szerkezetek Bükk-szentkereszt környékén. A Nagyfennsík keleti peremén nyilvánvaló töréssel érintkezik a világos Bükkfennsíki Mészkő és a bontott porfirrit (9a ábra in CSONTOS 1999). Ez a Bükk-szentkereszt törés tovább nyomozható délkelet felé, ahol a Kerek-hegy mészkőtömegét határolja el a porfirittől, majd Bükk-szentkeresztől délre, ahol a Kis- és Nagy-Kömázsa nagyfennsíkihez hasonlatos mészkövet választja el a tűzköves Hollóstetői Mészkőtől. A törés két vulkanit-testet választ el, melyet korábban egységesnek gondoltak. A töréstől északkeletre található a mészkáli porfirrit (korábbi kelet-bükki vulkanitok, óhutai diabáz, bagolyhegyi kvarcporfir) délnyugatra a Szinva-forrás környéki vulkanitok. Ez utóbbit az előzőtől eltérő rétegtani helyzete és alkáli karaktere (SZOLDÁN 1990) alapján színvai vulkanitként különítettem el.

A bükk-szentkereszt eltolódás hatását a Bükk szerkezetével foglalkozó cikkben rekonstruáltam (9b ábra, in CSONTOS 1999). E rekonstrukció eredményeként világos, hogy a Fennsíki antiklinális magvában a kelet-bükki vulkanitok, az északi szárnyon a Vesszősi szinklinális, a déli szárnyon a Szinva-forrás környékének összelete, a Hollóstetői Mészkő és a Kis- és Nagy-Kömázsa Bükkfennsíki Mészkőtömbje található. Mivel a Fennsíki antiklinális tengelye nyugat felé van kibillentve, a rétegsor fiatalodását nem csak északról délre vagy fordítva kell keresni, hanem keletről nyugatra is. Az említett redő három, a felső-triászban kissé különböző, összefogazódó rétegsort: a Vesszősi szinklinális déli szárnyát, a központi rész és a déli szárny sorozatait gyűri. A Vesszősi szinklinális szárnyán lévő rétegsort az imént ismertettem; amúgy tájilag is elkülönül a Nagyfennsíktól. Így a következőkben a központi rész és a déli szárny részletezése következik.

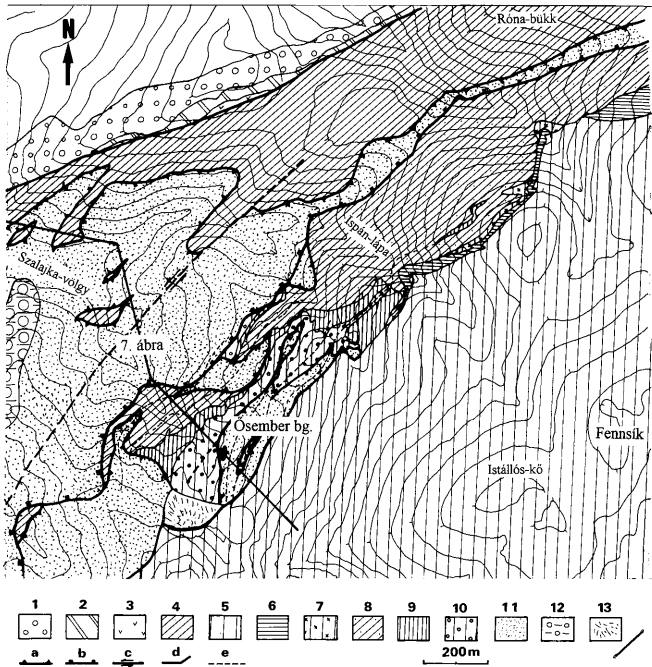
A Nagyfennsík központi részének rétegsora

A Bükk-szentkereszt környéki részen találjuk a Fennsíki antiklinális magvát (9. ábra in CSONTOS 1999). A korábbi (BALOGH 1964 1981) kelet-bükki vulkanitok, valamint a Borókás-töbör környéki magmás kőzetek átlúgozott mészkáli andezitek, riolitok és tufáik, melyek mind összetételükben, mind geokémiájukban megegyeznek a Szentistvánhegyi Metaandezittel (SZOLDÁN 1990). E vulkanitokra Bükk-szentkeresztől északra a Fehérkői Mészkővel azonosított Vesszősi karbonátgerinc kőzetei, délre a Nagy-Kömázsa szintén világos platform mészkövei települnek. A Borókás-töbör környékén, valamint a Jakab-hegyen porfirrit

található a vastag, világos, platform jellegű Bükkfennsík Mészkió alatt, s attól keletre, északkeletre. Sajnos e területen biosztratigráfiai adat eddig nem ismert. A borókási vulkanittól északra lévő, tektonikusan kivékonyodott és a Vesszősi karbonátgerincben folytatódó mészkió tarka, pelágikus kinézetű; hasonlít ahhoz az átmeneti taghoz, amelyet az alsó-sebes-vízi szelvényben a Fehérkői Mészkió és a Szentistvánhegyi Metaandezit határán találunk. A Bükkfennsík Mészkió bázisától nyugatra viszonylag homogén, nagyvastagságú karbonáttest (a Nagyfennsík) található, melynek belső szerkezete igen kevésbé nyomozható. Biosztratigráfiai adatok a Nagyfennsíkról nem ismertek, de a Nagy-Kómázsa tömegéből igen. VELLEDETS F. (1999) karni ősmaradványokat határozott a Miskolctapolca feletti elhagyott kőfejtőből, amely feltehetőleg a Bükkfennsík Mészkiónek nem a legfiatalabb tagja.

A Fennsík antikinális magvának rétegsora ezek alapján a következő (2. ábra): alul a Szentistvánhegyi Metaandezit (mely magában foglalja a borókási elszakított területet is); erre települ a Bükkfennsík Mészkió alja (feltehetőleg felső-ladin, szerintem a Fehérkői Mészkió megfelelője), majd a Bükkfennsík Mészkió felső szakasza következik. Úgy tűnik, hogy a Vesszősi Pala hiányzik a Nagyfennsík központi részének rétegsorából. Ez arra utalhat, hogy a platform épülését nem szakította félbe törmelékeny esemény.

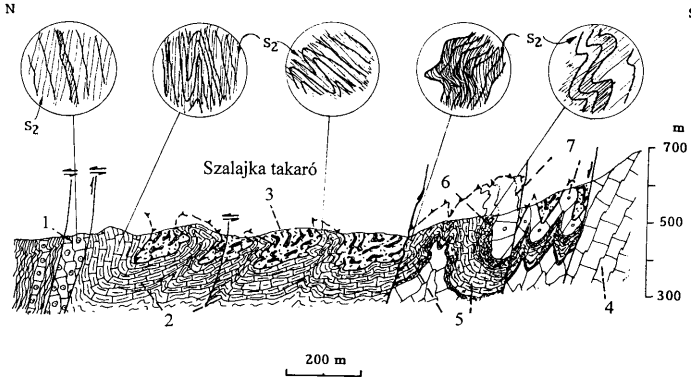
A Nagyfennsík nyugati végénél, az Ispán-lápa felső szakaszának, a Bél-kő elhagyott északi fejtőjének illetve a Sándor-hegy lejtőjének szelvényeiben gyakorlatilag azonos rétegsort figyelhetünk meg. Ez a rétegsor az északi oldalon északra, a déli, átbuktatott oldalon délre fiatalodik (lásd még BALLA et al. 1986). Az Ispán-lápanál folytonos szelvényben megfigyelhetően (5. ábra) a Bükkfennsík Mészkió sötétszürke (feltehetően mélyebbvízi) változata vékony tűzköves mészkióba, majd vörös, lilás, krinoideás mikritbe megy át, melyben masszív, világos, fennsík jellegű olisztolitok találhatóak. E sorozatot nagyobb vastagságban szürke, mikrites, tűzköves mészkió-szint borítja, melynek alsó részén helyenként gyakoriak a kicsiny fehér mészkió olisztolitok. A Szalajka-völgy felső, Istállós-kői-barlang környéki szakaszán (6. ábra) valamint az Ispán-lápa délnyugati hegyormán erre a nagyvastagságú, erősen gyűrt szürke tűzköves mészkióra dél felé nagyrészt átbuktatott helyzetben következik egy újabb lilás, vörös krinoideás mészkió alapanyagú olisztosztróma, melyben kisebb nagyobb fehér, masszív, Bükkfennsík-Fehérkői Mészkió jellegű olisztolitok alkotják a törmelékét. Maga az Istállós-kői-barlangnak otthont adó fehér karbonáttest is egy nagyobb olisztolit a vörös krinoideás mészkióban. A sorozat tehát két tűzköves mészkió szintet, két olisztolitszintet (a tűzköves mészkióban igen epizodikus előfordulót nem számítva) és két vörös, krinoideás mészkiószintet tartalmaz. E szintek nem mindig kifejtettek, pl. az olisztolitok vagy az egyik tűzköves mészkió szint oldalirányban elmaradhatnak. E sorozatot, feltehetően tektonikusan, homokkőlelencsés agyagpala borítja. A tektonikus jellegű fedésre utal az, hogy igen változatos képződményeket ugyanaz az agyagpala burkol (5. ábra). A területen észlelt redőződés a tektonikus fedés, azaz a takarós mozgás utáni, mert mindkét összletet érinti. Az olisztosztróma korára vonatkozó támpont sajnos nincsen. E rétegsor azonban igen hasonlatos a bányá-hegyi alapszelvényben, illetve a Lök-völgyben találhatóéhoz, ahol az összlet korát jobban meg lehet adni.



5. ábra. A szilvásszék melletti Szalajka-völgy környékének fedetlen földtani térképe (CSONTOS 1988 nyomán).

1. alsó-triász; 2. anisusi dolomit; 3. Szentistvánhegyi Metaandezit; 4. tüztköves Rónabükk Mészkkő; 5. Bükkfennsík Mészkkő; 6. alsó, tarka és tüztköves rétegek; 7. alsó, fehér, masszív mészkkő olisztolitok; 8. allodapikus tüztköves mészkkő; 9. felső, tarka krinoideás mészkkő; 10. felső, fehér, masszív mészkkő olisztolitok; 11. homokkőlencsés agyaggala, Szarvaskői egység; 12. mészkkőlencsés agyaggala, Szarvaskői egység; 13. meddőhányó a, takaróhatár b, vető c, eltolódás d, szelvény nyomvonala e, feltételezett eltolódás. Megjegyzendő, hogy a Szarvaskői egység észak felé egyre idősebb triász egységeken foglal helyet, de a palás redők a parautochton és a takaró egyaránt gyűrnek.

Fig. 5 Geological map of the Szalajka valley area near Szilvásszék without Quaternary (after CSONTOS 1988). 1 Lower Triassic; 2 Anisian dolomite; 3 Szentistvánhegyi Metaandesite; 4 cherty Rónabükk Limestone; 5 Bükkfennsík Limestone; 6 Lower variegated and cherty Limestones of the resedimented sequence; 7 Lower horizon of light massive limestone olistoliths; 8 Allodapic cherty limestone; 9 Upper crinoidal limestone of the resedimented sequence; 10 Upper horizon of light massive limestone olistoliths; 11 Dark shale with gravel and sandstone lenses (Szarvaskő type nappe); 12 Dark shale with limestone lenses and allodapic limestone beds. (Szarvaskő type nappe); 13 Waste bank of quarry a, nappe boundary b, normal fault c, strike-slip fault d, unspecified tectonic surface. e, supposed strike-slip fault. It is remarkable that the Szarvaskő type nappe rests on older and older formations towards the north, but syn-schistose folds affect both parautochthonous and nappes together

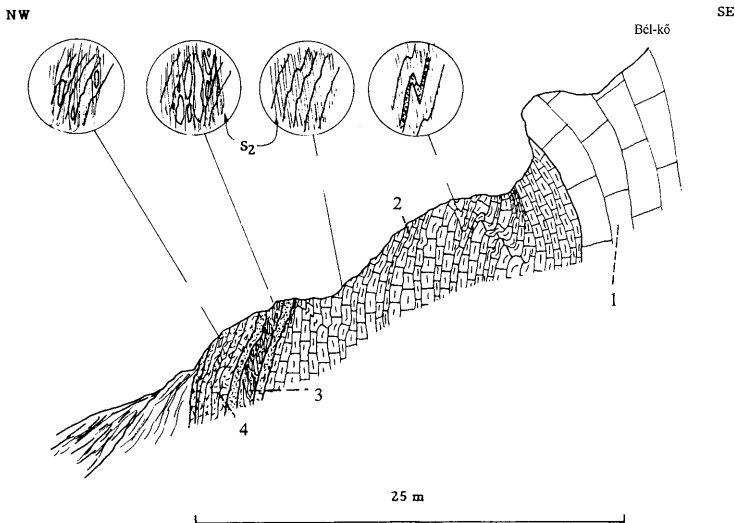


6. ábra. A Szalajka-völgy szerkesztett szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). A kis körökben a képződmények egymáshoz viszonyított korát jelző szerkezeti bélyegek láthatók. Nagyfennsíki parautochton, Észak-bükkie antiklinális: 1. Szürke ooidos mészkő (Gerennavári F) és barnás márgapala mészkőbetelepülésekkel (Ablakoskővölgyi F); 2. Szürke, márga-réteggözös tűzköves mészkő (Rónabükkie F). Nagyfennsíki parautochton, Fennsíki antiklinális: 3. Fehér, vastagpados márvány (Bükkfennsíki F); 4. Szürke, márgaközös, vékony réteges tűzköves mészkő, néha olisztolitokkal (juhászkúti f.); 5. Vörös-lila, krinoideás alapanyagú olisztosztroma (juhászkúti f.); 6. Fehér, vastagpados márványból álló olisztosztroma (Ősember-barlang, juhászkúti f.); 7. Szarvaskői takaró: homokkölencsés agyapala (tardosi f.).

Fig. 6 Constructed cross-section of the Szalajka valley (after CSONTOS 1988). Small circles indicate structural criteria (e.g. layering versus schistosity) used for determination of relative ages. Nagyfennsíki parautochthonous, Northern Bükk anticline: 1 Grey oolitic limestone (Gerennavár Fm) and brownish marl with limestone lenses (Ablakoskővölgy Fm); 2 Grey cherty limestone with marl intercalations (Rónabükk Fm); Nagyfennsíki parautochthonous, Fennsíki anticline: 3 Light grey, massive marble (Bükkfennsíki Fm); 4 Grey, thin-bedded cherty limestone occasionally with olistoliths (juhászkút fm); 5 Reddish-purple olistostrome with micritic crinoidal matrix (juhászkút fm); 6 Olistostrome of whitish, massive limestones (Prehistoric cave, juhászkút fm); 7 Szarvaskői nappe: dark shale with gravel and sandstone lenses (tardos fm)

A Bél-kő északi fejtőiben (7. ábra) a sötétre és lemezesebbre változó Bükkfennsíki Mészkőre szürke tűzköves mészkő, majd vékony, mészkő olisztolitokat tartalmazó krinoideás homokkő, agyapala következik. E zöldes alapanyagú képződményben az olisztolitok fehérek. Észak felé a rétegsort egy zöldes, krinoideás alapanyagú olisztosztroma zárja, amelyben szintén fehér mészkő-klasztok az uralkodók. A Bél-kő északi részén sűrű törmelékben még sárgás mikrit, és vörösés krinoideás mészkő is előfordul. Feltehetőleg a feltárt rétegsor az ispán-lápai alsóbb szakaszának felel meg.

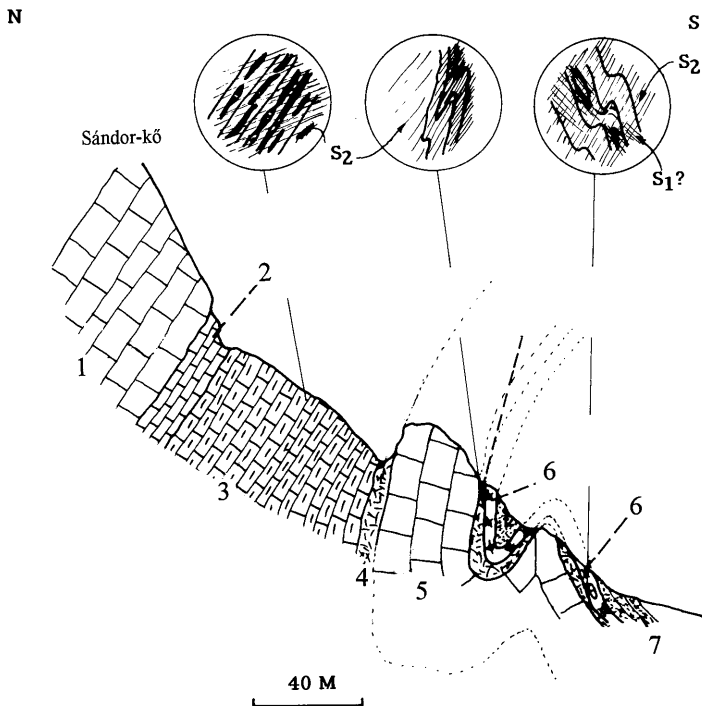
A Nagyfennsíki délnyugati peremén a Sándor-hegy szelvényének (8. ábra) legidősebb, legészakibb eleme a Bükkfennsíki Mészkő, mely eleinte világoszürke, majd később sötétszürke, vékony sávok, ciklusos karbonát. Erre (az átbukott oldal miatt ezalatt) sárga-rózsaszín mikrites, majd szürke, mikrites, vékonyan rétegzett és barna tűzköveket tartalmazó mészkövek, végül vékony, vörös-lila, krinoidea-gazdag, fehér mészleányeket tartalmazó vörös tűzköves



7. ábra. A Bél-kő északi szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). A kis körökben a képzőmények egymáshoz viszonyított korát jelző szerkezeti bélyegek láthatók. 1. Fehér, vastagpados márvány (Bükkfennsík F); 2. Szürke, márga-közös, vékony réteges tűzköves mészkő, néha olisztolitokkal (juhászkút f); 3. Sötét agyag-homokkőpala alapanyagú, világos karbonátokból álló olisztosztroma (juhászkút f); 4. Zöldes, krinoideás alapanyagú olisztosztroma (juhászkút f)

Fig. 7 Cross-section from the northern wall of Bél-kő (after CSONTOS 1988). Small circles indicate structural criteria (e.g. layering versus schistosity) used for determination of relative ages. 1 Light grey massive marble (Bükkfennsík Fm.); 2 Grey, thin-bedded cherty limestone occasionally with olistoliths (juhászkút fm); 3 Olistostrome composed of light grey limestone and with a dark, shaley-sandy matrix (juhászkút fm); 4 Olistostrome with a greenish, crinoidal matrix (juhászkút fm)

mészkövek települnek. Az összességében is vékony átülepített rétegsorban az egyes elemek főként redőződés miatt ismétlődhetnek. Laterálisan az olisztolit-szintek, tűzköves mészkő szintek száma változhat. Mindezeket a képzőményeket karbonátos olisztolitokat tartalmazó vörös radiolarit (bajoci-callovi), majd fekete, vékony homokkő és aleurolit rétegek ciklusos váltakozásából felépülő zsindeypala (malm) zárja. E korokat a Répáshutai és Lökvolgyi egységek datált képződményei analógiája alapján feltételezhetjük. Az itt leírt rétegsor gyakorlatilag folyamatosan nyomozható a Nagyfennsík délnyugati előterében, a Bél-kőtől a Tar-kő nyugati részéig. Hasonló sorozatokat találhatunk kissé délkeletre a Bánya-hegy, valamint Répáshuta körzetében (ld. később).



8. ábra. A Sándor-hegy szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). A kis körökben a képződmények egymáshoz viszonyított korát jelző szerkezeti bélyegek láthatók. 1. Fehér, vastagpados márvány (Bükkfennsík F); 2. Sárga-rózsaszín vékonyréteges mikrit (Répáshutai F); 3. Szürke, márga-közös, vékony réteges tűzköves mészkő (juhászkúti f.); 4. Vörös-lila, krinoideás mészpala (juhászkúti f.); 5. Fehér, vastagpados márványból álló olisztostróma (juhászkúti f.); 6. Vörös radiolarit, benne világos karbonát olisztolitokkal (Bányahegyi F); 7. Fekete zsendelypala (Lökvölgyi F)

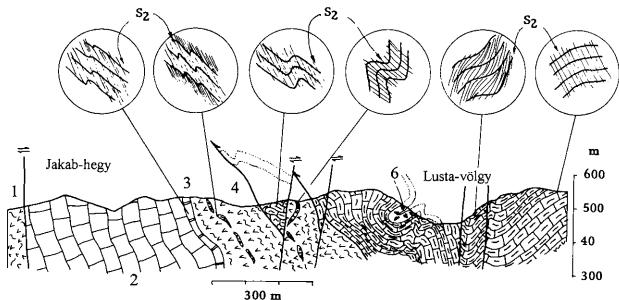
Fig. 8. Cross-section of Sándor-hegy (after CSONTOS 1988). Small circles indicate structural criteria (e.g. layering versus schistosity) used for determination of relative ages. 1. Light grey massive marble (Bükkfennsík Fm); 2. Yellow-pink, thinly layered micrite (Répáshuta Fm); 3. Grey, thinly layered cherty limestone with marl interlayers (juhászkút fm); 4. Reddish-purple crinoidal micrite (juhászkút fm); 5. Olistostrome of massive light grey limestone (juhászkút fm); 6. Red radiolarite, with light grey carbonate olistoliths (Bányahegy Fm); 7. Black roofing shale (Lökvölgy Fm)

Déli rész rétegsora

A Fennsíki antiklinális déli szárnyán a Szinva-völgy főjénél a világos, sávos Bükkfennsíki Mészköre a Szinvai metabazalt és a tűzköves Hollóstetői Mészkö települ (9. ábra). A Szinvai Formáció nem csak bazaltokat, tufákat, sekély intrúziókat tartalmaz, hanem sok aleurolitpalát, szürke tűzköves mészkö közbe-retegzést és krinoideás mészkö padokat is. A vulkanizmus alkáli jellegű és elűt a Szentistvánhegyi Metaandezitétől (Szoldán 1990). Vékony, zöldes agyagos rétegeként jelentkező, vulkáni jellegű betelepüléseket lehet nyomozni a Nagyfennsíkon is, különösen annak délkeleti, Lusta-völgy környéki szakaszán. Megemlíthető még a Nagyfennsík fő tömegében elszigetelten jelentkező fekete-sári vulkanit-előfordulás is (SCHRÉTER 1943; PELIKÁN, szóbeli közlés), mely feltehetően eme szintnek felelhet meg (természetesen egyéb, "tektonikusabb" értelmezés is lehetséges, mint pl. belső pikkely, mely a Szentistvánhegyi Metaandezitet hozza fel).

A Szinvai Metabazalt felett települő, szürke, tűzkögömös-réteges Hollóstetői Mészkö vastagpados. Helyenként (főleg bázisához közel) sötét dolomitlencsék is tartalmaz. A tűzkövek egy-két helyen megfigyelhetően homokszemcsékből vagy szivacsstükből alakultak át. Jellemzőek a több cm vastag márga közbe-

N



S

9. ábra. A Szinva-völgy Lusta-völgy–Jakab-hegy szakaszának szerkesztett szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). A kis körökben a képződmények egymáshoz viszonyított korát jelző szerkezeti bélyegek láthatók. S2: főpaláság. 1. Zöld, lila, kilúgozott metavulkanit (Szentistvánhegyi F); 2. Világos, vastagpados márvány (Fehérkői–Bükkfennsíki F); 3. Sötétszürke, sárga zsinóros márvány (Fehérkői–Bükkfennsíki F); 4. Zöld metatuffit, szürke agyaggala, krinoideás és tűzköves mészkö betelepülésekkel (Szinvai F); 5. Szürke, vastagréteges, márgapala-közös mészkö, gyakran tűzkövekkel (Hollóstetői F); 6. Sötét meta-intrúzió (Létrási F)

Fig. 9 Constructed cross-section of the Lusta-völgy–Jakab-hegy portion of Szinva valley (after CSONTOS 1988). Small circles indicate structural criteria (e.g. layering versus schistosity) used for determination of relative ages. S2: main schistosity. 1 Green, purple leached meta-volcanite (Szentistvánhegy Fm); 2 Light grey massive marble (Fehérkői–Bükkfennsíki Fm); 3 Dark grey, yellow-banded marble (Upper part of Fehérkői–Bükkfennsíki Fm); 4 Green metatuffite, grey shale, with crinoidal and cherty limestone intercalations (Szinva Fm); 5 Grey, thick-bedded cherty limestone with marly interlayers (Hollóstetői Fm); 6 Dark meta-intrusion (Létrási Fm)

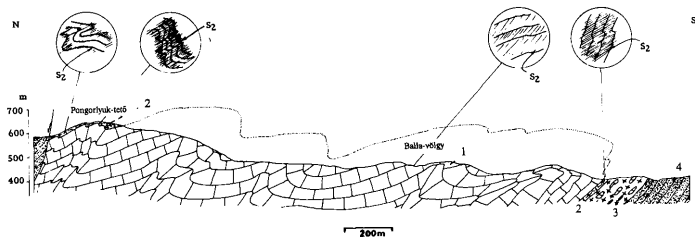
pülések is. A Szinvai Metabazalttal határos rétegek több helyen alsó-karnira jellemző conodontákat adtak (PELIKÁN P. és KOVÁCS S. publikálatlan adatai).

A rétegsor felfelé (pl. a Bánya-hegynél, 3. ábra in CSONTOS 1999) átülepített sorozatban folytatódik, melynek elemei egy lilás, vöröses, krinoideás és vörös tűzköveket tartalmazó olisztosztróma, egy sárgás-rózsaszín mikrit és egy nagy, fennsíki jellegű, áthalmazásukkor már kőzetté vált olisztolitokat tartalmazó szint. Nyugat felé (pl. a Toldi-kunyhónál, Vörös-kő-forrás felett) több szintben is előfordulnak világos, háztömbnyi olisztolitok. A bánya-hegyi olisztolit-szintből került elő egy nori korú zátonydarab (RIEDEL et al. 1988). Ez, már mérete és fáciése miatt is, feltehetően a hasonló, de kort nem adott, Nagyfennsík- déli peremi Tarkó környéki zátonyok közeléből származhatott (VELLEDITS szóbeli közlés). Éppen ezért, az őslénytani adatok hiánya ellenére, a Bükkfennsíki Mészkö korát ladin-karni-norinak tarthatjuk. Mivel a Bükkfennsíki és a Hollósetői Mészkö fedője gyakorlatilag azonos, ezért feltehető, hogy a tűzköves mészkö képződése az egész felső-triászban folyt. Ugyancsak e koradat valószínűsíti, hogy a tarka, átülepített sorozat kora fiatalabb, mint nori, talán jura.

A bánya-hegyi alapszelvényben (3. ábra in CSONTOS 1999) az olisztolitos karbonátokat vörös agyag, majd eleinte vörös-zöld, később barnás radiolarit követi (az átbuktatott szárnyon). Ennek alsó szakaszában karbonátos olisztosztrómát, krinoideás allodapikus mészköveket, felső szakaszában szürke, néhol krinoideás allodapikus mészköveket találhatunk. A radiolarit biztosan jura korú, analógiák, illetve egyéb lelőhelyek alapján bath-callovi (CSONTOS et al. 1991b, DOSZTÁLY, személyes közlés). Mivel a fekéjében található lilás-vörös mészkövek csak a mészanyag viszonylagos gazdagságában különböznek a radiolarittól, ezért valószínűleg röviddel azt megelőzően keletkeztek. Így tehát a triász sekélytengeri és pelágikus mészkövekre egy alsó-középső-jurába tartozó lejtőüledék települ. A rétegsort dél felé a fekete Lök-völgyi Zsindelypala zárja.

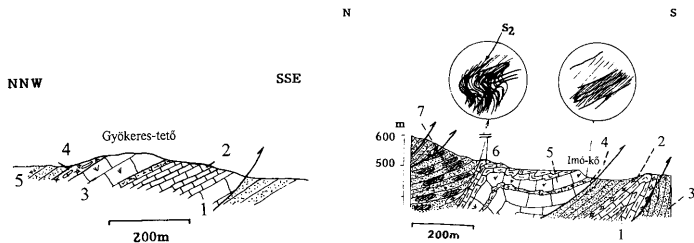
C, A Répáshutai antiklinális és a Lök-völgyi egység

A Répáshutai antiklinális és a Lök-völgyi egység (10. ábra) rétegsora a fennsíkihez igen hasonló, bár hiányosabb. A répáshutai Balla-völgy szelvénye tanúsága szerint (10a ábra) a világosszürke, barnás, sávós Bükkfennsíki Mészköre rózsaszín, vörös mikrites mészkö, majd nagy, Bükkfennsíki Mészkö olisztolitokat tartalmazó, vörös-lila krinoideás alapanyagú átülepített sorozat települ. A mikrites tarka szakaszból több helyen, így a Pongor-lyuk tetőn és az Alsó Vaskapuban nori conodonták kerültek elő (PELIKÁN és KOVÁCS illetve CSONTOS és KOVÁCS publikálatlan adatai). Ezek azonban lehetnek az iszapanyaggal átülepített helyzetben is, tehát nem pontosítják a formáció korát. Ugyancsak nori mikrit az a hasadékköltés, amely a felsőtárkányi Sziklakapu neptuni hasadékaiból került elő (VELLEDITS jelen kötet). Mindazonáltal a tarka mikritek egy triász végi kimélyülési eseményt jelezhetnek. Az átülepített sorozatban pl. az Imó-kő feletti Malom-hegynél (10c. ábra) lepényszerű testekként nagyobb tömegű, vékonyan rétegzett szürke, tűzköves mészkö települ. Helyenként (pl. a Nagy Lambot-lápától északra) a tűzkövek radiolarittá olvadnak össze, így feltehető ezen mészkövek allodapikus eredete. Akár csak a Nagyfennsík nyugati



10. ábra. A Répáshutai egység szerkesztett szelvényei (Csontos 1988 nyomán). A kis körökben a képződmények egymáshoz viszonyított korát jelző szerkezeti bélyegek láthatók. S_2 : főpalásság, a, A Balla-völgy szelvénye. 1. Világos, vastagpados márvány (Fehérkői-Bükkfennsík F.); 2. Vörös-sárga mikrit, gyakran krinoideákkal (Répáshutai F.); 3. Vörös radiolarit, benne világos karbonát olisztolitokkal (Bányahegyi F.); 4. Fekete zsindelypala (Lökvölgyi F.)

Fig. 10. Constructed cross-sections of the Répáshuta unit (after Csontos 1988 nyomán). Small circles indicate structural criteria (e.g. layering versus schistosity) used for determination of relative ages. S_2 : main schistosity, a, Section of Balla valley. 1 Light grey massive marble (Fehérkői-Bükkfennsík Fm); 2 Red-yellow micrite with crinoids (Répáshuta Fm); 3 Red radiolarite, with light carbonate olistoliths (Bányahegy Fm); 4 Black roofing shale (Lökvölgy Fm)



b, A Gyökeres-tetői szelvény. 1. Szürke, vastagpados márvány (Bükkfennsík F.); 2. vörös-sárga mikrit, gyakran krinoideákkal (Répáshutai Mészók); 3. Világos, vastagpados márvány olisztolit (juhászkúti f.); 4. Vörös radiolarit, benne világos karbonát olisztolitokkal (Bányahegyi F.); 5. Fekete, vékonyréteges, síkpalás zsindelypala (Lökvölgyi F.)

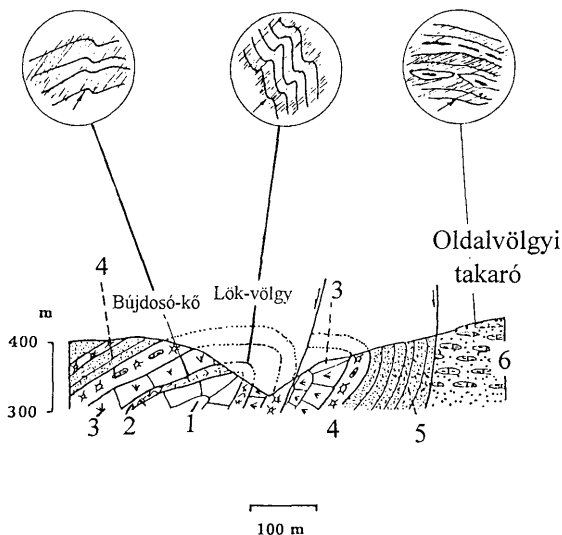
b, Cross-section of Gyökeres-tető. 1 Light grey massive marble (Bükkfennsík Fm); 2 Red-yellow micrite with crinoids (Répáshuta Fm); 3 Light grey, massive limestone olistolith (juhászkút fm); 4 Red radiolarite, with light carbonate olistoliths (Bányahegy Fm); 5. Black roofing shale (Lökvölgy Fm).

c, Az Imó-kő-Malom-hegy szelvénye. 1. Szürke, tűzköves mészkő (Felsőtárkányi F.); 2. Vörös radiolarit (Bányahegyi F.); 3. Fekete zsindelypala (Lökvölgyi F.); 4. Vörös-sárga mikrit, gyakran krinoideákkal (Répáshutai F vagy juhászkúti f.); 5. Világos, vastagpados márvány olisztolit (Imó-kő fő tömege, juhászkút f.); 6. Szürke, márga-közös tűzköves mészkő (Malom-hegy fő tömege, juhászkúti f.); 7. Szarvaskői takaró?: Fekete, homokkölencsés agyagpala (tardosi f.?)

c, Cross-section at Imó-kő-Malom-hegy. 1. Grey, cherty limestone (Felsőtárkány Fm); 2 Red radiolarite (Bányahegy Fm); 3 Black roofing shale (Lökvölgy Fm); 4 Red-yellow micrite with crinoids (Répáshuta Fm or juhászkút fm); 5 Light grey, massive limestone olistolith (main mass of Imó-kő, juhászkút fm); 6 Grey cherty limestone with marl intercalations (main mass of Malomhegy, juhászkút fm); 7 Szarvaskő type nappe?: Black shale with sandstone lenses and gravel (tardos fm?)

NW

SE



11. ábra. Az Alsó Vaskapu-Bujdosó-kő szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). 1. Világos, vastagpados márvány (Alsó Vaskapu fő tömege, Bükkfennsík F?); 2. Sárgás-rózsás mikrit nori conodontákkal (Répáshutai F?, juhászkúti F?); 3. Világos, vastagpados márvány olisztolit (juhászkúti F), foltokban sötét, tűzköves mészkő (juhászkúti F); 4. Vörös radiolarit, benne ritkán tűzköves mészkő olisztolitokkal (Bányahegyi F); 5. Fekete zsindelepala (Lök-völgyi F); 6. Oldalvölgyi takaró: Fekete, homokköllencsés agyapala (tardosi f.)

Fig. 11. Cross-section of Alsó Vaskapu-Bujdosó-kő (after CSONTOS 1988). 1 Light grey massive marble (Main mass of Alsó Vaskapu, Bükkfennsík Fm?); 2 Yellow-pink micrite with Norian conodonts (Répáshuta Fm?, juhászkút fm?); 3 Light grey, massive limestone olistolith (juhászkút fm), occasionally cherty limestone (juhászkút fm); 4 Red radiolarite, rarely with limestone olistoliths (Bányahegyi Fm); 5 Black roofing shale (Lök-völgy Fm); 6 Oldalvölgy nappe: Black shale with sandstone lenses and gravel (tardos fm?)

elvégződésénél, az Imó-kő vidékén is több vörös-lilás krinoideás mészkőszint és esetleg több nagy olisztolitos szint figyelhető meg.

A tarka mikriteket, olisztosztrómákat a Gyökeres-tetőnél (10b ábra) és a Ballavölgy déli kifutásánál (10a ábra) is vörös radiolarit burkolja, amely több-kevesebb, általában kisméretű, világos mészkő olisztolitosot tartalmaz. Érdekeséggéppen megjegyzem, hogy e kőzetet (persze az akkori időszaknak megfelelő nevezéktan szerint) BALOGH 1954-es munkájában igen szemléletesen írja le. A vörös radiolarit több helyen, így a Vaskapuk környékén (11. ábra) adott értékelhető faunát, mely bath-callovi korra utal (CSONTOS et al. 1991b, módosítva DOSZTÁLY szóbeli közléssel).

A radiolarit felett mindenhol következetesen fekete Lök-völgyi Pala következik. A cm-vékony finomhomokkő-, aleurolit-rétegek váltakozásából felépülő Lök-völgyi Pala kiválóan, párhuzamos, sík lemezek mentén válik el. Ez a tulajdonsága, mely jó osztályozottságára, finom szemcseméretére és szerkezetére vezethető vissza, különbözeti meg ezt a képződményt a másfajta paláktól. A finom szemcseméret, a gradált rétegzés, az átüledési bélyegek, a keresztarétegzés arra utalnak, hogy a képződmény mélytengerben, disztális turbiditként rakódott le. Karbonátot gyakorlatilag nem tartalmaz. Helyenként (pl. Lök-völgy 15. km, Cseresznyés-lápa) radiolarit-darabokból álló konglomerátum-rétegek, lencsék (feltehetően csatornakitöltések) találhatóak a palában. Itt gyakori a radioláriákból álló törmelékeny szint, réteg is. Az alatta fekvő radiolaritból időnként csak az különbözeti meg, hogy nagyobb benne az agyagtartalom. Ez arra utal, hogy a radiolarit és a pala egyazon medencében, ugyanolyan körülmények között üledett. A pala bath-callovi illetve fiatalabb kora a Lök-völgyi egységben radiolaritlencsék segítségével bizonyított (CSONTOS et al. 1991b).

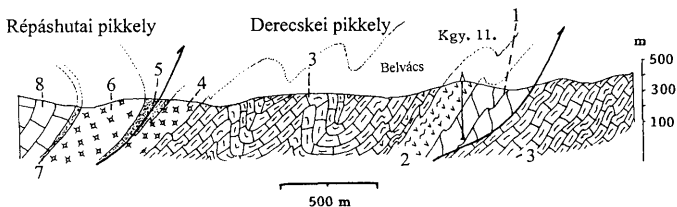
Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a felső-triászban változatos platform és medencefáciesek fogazódnak össze a Nagyfennsík és a Répáshutai-tömb környezetében. Ezen eltérő környezetben keletkezett triász kőzeteket azonban viszonylag egységes és a triásztól tektonikus felülettel el nem választható fiatalabb, átüledített, majd mélytengeri sorozat burkolja. Különösen e sorozat bázisán igen nagy a változatosság: több szintben megjelenhetnek vagy kiékelődhetnek tűzköves mészkövek, vöröses krinoideás mészkövek, olisztosztrómák. E terület rétegtani nehézségei éppen abból fakadnak, hogy több, egymás feletti szintben található litológiailag egymáshoz, vagy a triász megfelelőikhez hasonló kőzetösszetételű (pl. tűzköves mészkő). Remélem, a bemutatott, gyakorlatilag folyamatos feltárásban tanulmányozható szelvények leírásával sikerült rávilágítanom az egyes szintek eltérő voltára.

D, A délkeleti Bükk rétegsora

A délkeleti Bükk rétegsora legjobban a felsőtárkányi Várhegyen, valamint az azon mélyült Ft-7-es fúrásban (9. ábra in CSONTOS et al. 1991b, VELLEDEITS 1999) tanulmányozható. Ez utóbbi részletes leírását VELLEDEITS (1999) adja, így itt csak röviden ismertetem a rétegsort. Az anisiziban itt is a Hámori Dolomitot és a Szentistvánhegyi Metaandezitet találjuk. A medencefáciesek azonban már valószínűleg a ladinban megjelennek, maga a vulkanit is medence környezetben leülepedett palába települ. Belvács környékén (12. ábra) a Hámori Dolomitra, majd a szentistvánhegyivel azonosítható vulkanit-vulkanoklasztit-szintre a platform mészkő kimaradásával közvetlenül a tűzköves Felsőtárkányi Mészkő alsó része, azaz medencefácies települ. A déli Bükkben is van néhány ladin-alsókarni (VELLEDEITS jelen füzet) platform-maradvány. A Bervai-Subalyuki Mészkő, ami a Fehérkői Mészkővel és a Bükkfennsíki Mészkő alsó szakaszával analóg, helyenként gazdag faunát zár magába (FLÜGEL et al. 1992). A platform mészkövek felfelé tűzköves mészkőbe mennek át. Ezt az átmenetet a Setét-völgy szelvénye mutatja be. Az ugyanilyen értelmű oldalirányú összefogazódásra bizonyítékot nem találtam, bár ez igen valószínűnek tűnik.

N

S



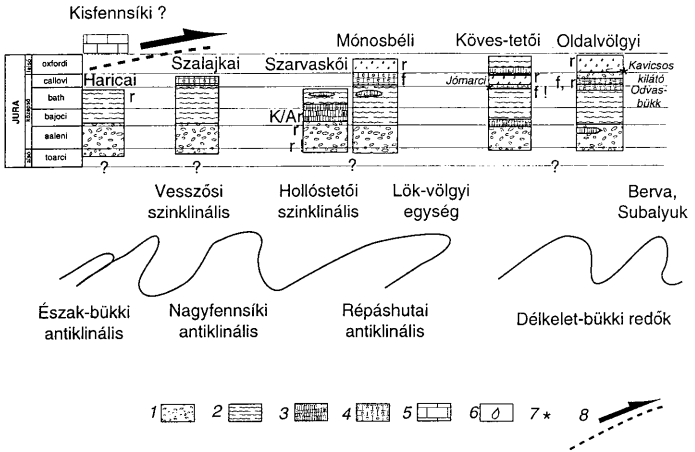
12. ábra. Belvács szerkesztett szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). 1. Fekete, laminites dolomit (Hámori F); 2. Zöldes tufit (Szentistvánhegyi F); 3. Szürke, jól rétegzett tűzköves mészkő (Felsőtárkányi F); 4. Radiolarit (Bányahegyi F). 5. Fekete zsendelypala (Lökvölgyi F); 6. Vörös radiolarit (Bányahegyi F); 7. Tarka átülepített mészkő (juhászúti f.); 8. Szürke masszív márvány (Bükkfennsík F)

Fig. 12. Constructed cross-section at Belvács (after CSONTOS 1988). 1 Black, laminated dolomite (Hámor Fm); 2 Greenish tuffite (Szentistvánhegy Fm); 3 Grey, well-bedded cherty limestone (Felsőtárkány Fm); 4 Radiolarite (Bányahegy Fm); 5 Black roofing shale (Lökvölgy Fm); 6 Red radiolarite (Bányahegy Fm); 7 Variegated resedimented limestone (juhászúti fm.); 8 Grey, massive marble (Bükkfennsík Fm)

A főként tűzköves–meszes medencefáciések a karniban a délkeleti Bükk nagy-részét meghódítják. A tűzköves Felsőtárkányi Mészkő vastagréteges, fekete tűzköves rideg kőzet, amely vékony márga-közberétegzéseket tartalmaz. A mészkőben lencseszerűen több helyütt, így az Ódorvár közelében a Zsilipes-lápánál, rétegzéssel párhuzamosan települő bázitok találhatók. E bazaltok megfelelhetnek a Szinvai vagy Létrási Metabazalt szintjének. A Nagy-Ökrösnél, illetve a felsőtárkányi Várhegyen a tűzköves mészkő felsőbb részén nori conodontákat is tartalmaz (KOVÁCS S. és PELIKÁN P. publikálatlan conodonta-leletei, VELLEDETS 1999). Tetején, helyenként (talán az átülepített jura sorozat megfelelőjeként) egy-egy agyagos alapanyagú olisztosztróma szint is fellelhető a területet egységesen burkoló bath-callovi (CSONTOS et al. 1991b) radiolarit és a zsendelypala alatt. Ilyen olisztosztrómát láthatunk a Nagy-Ökrös oldalában futó erdészeti út mentén (FODOR 1989). Az egyik itteni feltárás hierlatz jellegű krinoideás mészkőoklasztokat is tartalmaz. A tűzköves mészkövet és olisztosztrómát, sőt, helyenként az idősebb platform mészkövet (Subalyuk, Berva) burkoló vörös radiolaritban az előző egységeknél kevesebb olisztolitot találunk, gyakran ezek teljesen hiányoznak. A radiolaritra folytonosan következő zsendelypala jellegzetességei megegyeznek a fent leírtakkal.

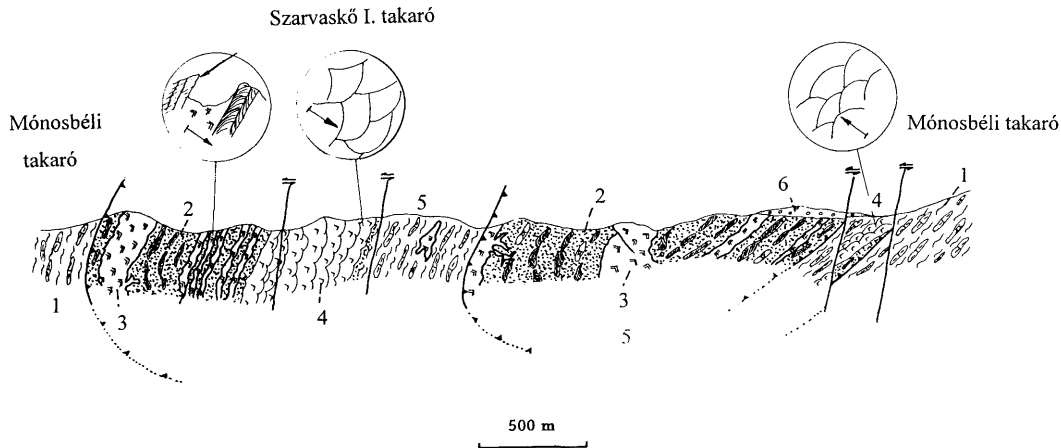
Szarvaskői takarók

A parautochton különböző kőzeteire a rétegtanilag heterogén Szarvaskői takarók települnek. Egyes kifejlődési területein hiányozhatnak a rétegsor bizonyos elemei (pl. a bázitok), de több lényeges üledékes formáció mindenütt jelen van. Három, némileg különböző rétegsort ismertettek: a szarvaskői, a köves-tetői, és az oldalvölgyi sorozatokat. A Szarvaskői takarók rétegtanát a 13. ábra összegzi.



13. ábra. A Szarvaskői típusú takarók mezozoos rétegtani összefoglalása (CSONTOS 1988 és CSONTOS et al. 1991b nyomán). Az oszlopok az egyes kifejlődési területek rétegtani tartalmát jelzik időarányosan. 1 alsó-jura? sötét (tardosi f., Vaskapui F) homokkölencsés agyaggala; 2. Középső-felső-jura? szürke (Oldalvölgyi F) mészkölencsés agyaggala esetenként allodapikus karbonát-rétegekkel; 3. középső-jura (bajoci és fiatalabb) (Szarvaskői F) bazalt és intruzívumai. A sötétebb intruzívumok a fiatal bazaltokhoz tartoznak, nem alsó-jura magmatizmust jelölnek. 4. Középső-felső-jura (bath-callovi) vastag ooidos (Bükkzsérci F) allodapikus mészkő, helyenként átülepített vulkanitokkal; ooidos mészkőből álló (Mónosbéli F) karbonátos oliszosztroma. 5. Középső-felső-jura (bajoci-callovi-oxfordi) fekete-vörös (bátori f.) radiolarit autigén breccsával és esetenként oliszolitokkal; 6. Kisfennsík F (megaloduszos mészkő); 7. Különleges oliszosztromák helye, neve; 8. Feltételezett kisfennsíkai áttolódási felület. Az ábra alján a Bükk vázlatos szerkezeti szelvénye látható a nagyobb redők nevével. A Szarvaskői takarók rendre a színformokban őrződtek meg. r= radiolária-kor; r!= átülepített radiolária-kor; f= foraminifera-kor; f!= átülepített foraminifera-kor; K/Ar= radiometrikus korhatározás

Fig. 13 Stratigraphic chart of the Szarvaskői type nappes (after CSONTOS 1988 and CSONTOS et al. 1991b). The columns are proportional to time. 1 Lower Jurassic? dark (tardos fm, Vaskapu Fm) shale with sandstone layers and lenses; 2 Middle-Upper Jurassic? grey (Oldalvölgy Fm) shale with limestone lenses and occasionally with allodapic limestone layers; 3 Middle Jurassic (Bajocian and younger) (Szarvaskői Fm) basalt and related intrusions. The darker intrusions are related to Mid-Jurassic basalts and do not indicate earlier magmatic activity; 4 Middle-Upper Jurassic (Bathonian-Callovia) thick oolitic (Bükkzsérc Fm) allodapic limestone, occasionally with resedimented volcanic material; olistostrome (Mónosbél Fm) composed of oolitic limestone; 5 Middle-Upper Jurassic (Bajocian-Callovia-Oxfordian) black-red (bátor fm) radiolarite with autigenic breccia and occasionally olistoliths; 6 Kisfennsík Fm of Megalodont-bearing limestone; 7 Place and name of special olistostromes; 8 Supposed overthrust surface of the Bükk Mts is seen with names of bigger folds. The Szarvaskői type nappes were preserved in the synforms. r= radiolarian-age; r!= redeposited radiolarian-age; f= foraminifer-age; f!= redeposited foraminifer-age; K/Ar= radiometric age



14. ábra. A szarvaskői völgy szerkesztett szelvénye (BALLA 1983, CSONTOS 1988 nyomán). A kis körökben a képződmények egymáshoz viszonyított korát jelző szerkezeti bélyegek láthatók. A kis nyilak a fiatalodási irányt jelölik. 1. Mónosbéli takaró: Sötét agyaggala sötétszürke, mikritis, tűzköves mészkőlencsékkel (Oldalvölgyi F); 2. Szarvaskői takaró: homokkőlencsés agyaggala (tardosi f.); 3. Bázisos intrúziók (Szarvaskői F); 4. Sötétzöld párnaláva (Szarvaskői F); 5. Sötétszürke agyaggala sötétszürke, mikritis, tűzköves mészkőlencsékkel (Oldalvölgyi F); 6. Tercier.

Fig. 14 Constructed cross-section at the Szarvaskő valley (after BALLA 1983, CSONTOS 1988). Small circles indicate criteria (e.g. polarity of pillows) used for determination of relative ages, younging indicated by small arrow. 1 Mónosbél nappe: Dark shale with grey, micritic limestone lenses and layers (Oldalvölgy Fm); 2 Szarvaskő nappes: dark shale with sandstone layers and lenses (tardosi fm); 3 Mafic intrusives (Szarvaskő Fm); 4 Dark green pillow-lava (Szarvaskő Fm); 5 Dark-grey shale with grey, micritic limestone lenses and layers (Oldalvölgy Fm); 6. Tertiary.

A, A szarvaskői terület rétegsora

A BALLA (1983) által felállított rétegsort sikerült kissé pontosítani és néhány koradathoz kapcsolni (14. ábra). A Szarvaskőn átfutó völgy több takaró (Mónosbéli és Szarvaskői takarók) tár fel, szel át. Az általános rétegsor a tardosi formációval (Vaskapui Formáció) indul. Ez egy helyenként vastag homokkő-retegeket, illetve -lencsákat és fekete radiolarit olisztolitokat tartalmazó sötét agyagpala. A vastagabb homokkő-retegek teljesen átkovásodhatnak. A homokkőves palában KONRÁD (1990) mélytengeri turbidites ciklusokat írt le. A formációt egyes takarókban a szarvaskői bázitok minden bizonnyal későbbi telérei, telepeltérei járják át, felső részén pedig a párnalávák jelenhetnek meg. A palában helyenként radiolarit-lencsék is találhatóak, amelyekből DOSZTÁLY L. (szóbeli közlés) karni, nori illetve jura faunát írt le.

A bázitok kemizmusával, jellegzetességeivel számos munka foglalkozott. Mindegyik korszerű munka (BALLA et al. 1983; BALLA 1984; KUBOVICS et al. 1990) közös eleme, hogy a mafikus magmatitokat és ultrabázisos-savanyú derivátumaikat óceáni litoszférából származtatják. A primitív összetételű magma differenciálódott, ez hozta létre a nem tipikusan tholeiites összetételű bázitokat. A szarvaskői magmatitok nem is alkothatták a közvetlen óceánfeneket, mivel maguk is egy nem megőrzött, feltehetőleg óceáni kérgen leülepedett mélytengeri üledékes sorozatba nyomultak illetve erre folytak. A telepeltérek kontakt-kőzeteinek radiometrikus (K/Ar) datálása 160 Ma (középső-jura) kort adott (ÁRVÁNE et al. 1986).

A Tardosi formáció (BALLA szarvaskői összelete) az Oldalvölgyi formációba (BALLA mónosbéli összelete) megy át. Ez egy allodapikus mészkőpadokat, mészkő- és radiolarit olisztolitokat és retegeket, helyenként homokkő- és konglomerátumlencsákat tartalmazó agyagpala. A radiolaritot bajoci-callovinak datálták (KOZUR 1984; CSONTOS et al. 1991b). A szarvaskői vasútállomásnál úgy tűnik, hogy a meszes pala vulkáni intrúziókat is tartalmaz. Hasonló helyzetben, a Mónosbéli takaró Mellér-völgyi útbevágásában az intrúzió környékén tarka radiolarit-szintet és kevert tarka mikrites, átülepített lencsákat találni. E különös szint radioláriái callovi kort adtak; a karbonátok igen hasonlatosak a Köves-tető Jómarci szintjéhez.

Egyes szelvényekben, pl. a batori-völgyben, a Mónosbéli takaró legfelső képződményei oolitos mészkövekből álló olisztosztrómák, vagy fekete-tarka radiolaritok breccsái. Az intenzív deformáció és a feltárási hézagok miatt nem világos a fedő-fekü viszony. Ezen képződmények is feltehetően a középső-felső-jurába tartoznak. Ilyen korokat állapított meg a mónosbéli fúrásanyag vizsgálata is (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1984).

B, A Köves-tető környékének rétegsora

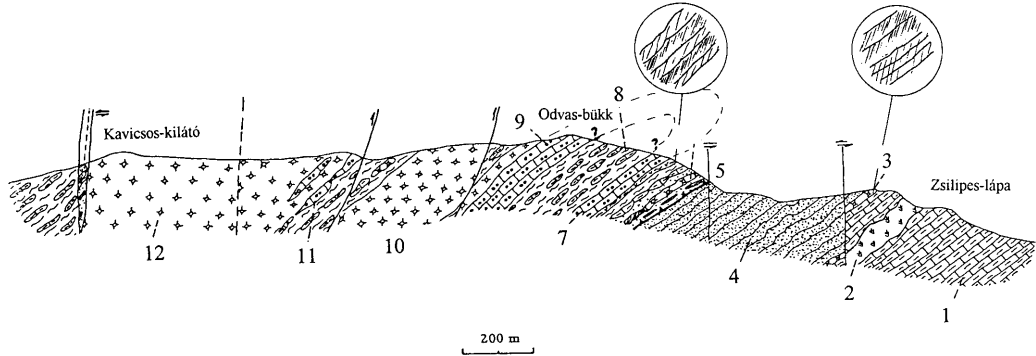
A Köves-tető környékén (6. ábra in CSONTOS et al. 1991a) a rétegsor bázisát egy helyileg nyomozható konglomerátum-szint illetve homokkőves, allodapikus tűzköves mészkőpadot is tartalmazó agyagpalák adják. Ezekbe a palákba először szarvaskői típusú bázisos sekély intrúziók, majd rájuk a Pes-kő-völgyben

párnalávák települnek. E bazaltokat selymes fényű fekete mangános pala, majd allodapikus karbonátokat, tűzköves mészkő lencsékét-szinteket tartalmazó márgapala követi. Bizonytalan rétegtani helyzetben, de feltehetően e márgapala felsőbb szakaszán egy olyan, átülepített karbonátos sorozat (Jómarci szint) található, amely lencseszerűen *Involutina liassica*-s (liász) mikritet tartalmaz (CSONTOS et al. 1991a). E platóperemi mészkövek ooidos mészkövekkel, zöld, áthalmazott vulkanittal fordulnak elő. Az agyaggalában egy nagy kiterjedésű de lencseszerű fekete, jól rétegzett radiolarit-betelepülés következik, majd ismét mafikus magmatitot tartalmazó homokkő-olisztolitos agyaggalát találunk. A radiolarit kora középső-jura (CSONTOS et al. 1991a, b). A bazaltdarabok terepi helyzetéből nem lehet eldönteni, hogy ezek a magmatitok olisztolitik-e vagy benne települnek a rétegsorban. Mindenesetre igen nagyméretű testek találhatók a radiolarit és a Jómarci-kő olisztosztrómája közvetlen közelében. Amennyiben betelepülésről van szó, úgy igen valószínű, hogy a szarvaskői magmás esemény nem egyetlen pillanathoz kötődött, hanem többször ismétlődő esemény volt.

C, Az Oldalvölgy környékének rétegsora

A délkeleti Bükk oldalvölgyi kifejlődési területén a gyéren előforduló homokkőves agyaggala felett nagy vastagságú mészkőréteges illetve mészkőolisztolitos agyaggala következik (Oldalvölgyi Formáció). A sötétszürke mikrites mészkövek gyakran finomhomok-zsinórokat, üledékes jegyeket (pl. mikrorétegzés) tartalmaznak, gyakran fekete tűzkővé kovásodnak. A formációban helyenként a mészkő, helyenként az agyaggala uralkodik. A lencseszerű mészkő előfordulások lehetnek eredetileg, az áthalmazás során szétszakadozott lencsék, de egyes esetekben biztosan a lapulás miatt szétszaggatott eredeti rétegek (boudin, hurka) alkotnak lencsékét. Az egyik kifejlődési területen a formációban egy áthalmazott vulkanitot magába záró, ooidos mészkőben gazdag szint – az odvasbükki szint – található (15. ábra), melyet BÉRCZINÉ & PELIKÁN (1984) jurának datált. Elképzelhető, hogy ez a szint egy felsőbb mészkőszint (Bükkzsérci Mészkő) átbuktatott megfelelője (ld. még PELIKÁN & DOSZTÁLY jelen fűzet).

A mészkőlencsés agyaggala a Bükk délkeleti részén egy masszív allodapikus mészkő formációba (Bükkzsérci Mészkő) fejlődik. Ennek kora foraminiferák alapján felső-dogger–alsó-malm (BÉRCZINÉ & PELIKÁN 1984; CSONTOS et al. 1991a). A mészkő ooidokat illetve ooidos mészkő padokat tartalmaz. A leggyakrabban egyenként előforduló ooidok illetve törmelékes szemcsék gradáltak lehetnek. A sekélytengeri, plató-peremi eredetű ősmaradványok is egyedekként (és nem litoklasztként) halmozódtak át. A Bükkzsérci Mészkövet felfelé egy keskeny palasáv után fekete kovapala követi. E kovapala helyenként a mészkő teljes elkovásodása révén jött létre, nagyobbik hányada azonban fekete radiolarit breccsából (olisztosztrómából) áll, melynek alapanyaga agyaggala. Egyes kavicsai dogger faunát szolgáltatottak. (KOZUR 1984). Ezen a területen különleges olisztolitik is található e radiolaritos szintben, annak jelenlegi bázisán (CSONTOS et al. 1991a). Így egy komplex, bázisos vulkanitot és pelágikus triász képződményeket is magába záró olisztolitot (Kavicsos-kilátó), egy Steinalmi Mészkő olisztolitot és egy porfirrit olisztolitot is találni a Hosszú-bérc–Kavicsos-kilátó környékén. Az



15. ábra. Az Odvas-bükk szerkesztett szelvénye (CSONTOS 1988 nyomán). Nagyfennsíki parautochton: 1. Szürke, jól rétegzett tüztköves mészkő (Felsőtárkányi F); 2. Zöld metabazalt vagy sekély intrúzió (Létrási F). A formáció vastagsága a feltűnőség érdekében kissé meg van növelve. 3. Vörös radiarilit (Bányahegyi F); 4. Fekete zsindelepala (Lökvölgyi F); 5. Takaróhatár. Oldalvölgyi takaró; 6. Homokkő- és radiarilit-lencsés agyaggala (tardosi f?); 7. Allodapikus tüztköves, helyenként ooidos mészkő átülepített vulkanitokkal (Odvasbükki szint); 8. Szürke, mészkőlencsés agyaggala (Oldalvölgyi F); 9. Vastagpados, ooidos allodapikus mészkő (Bükkzsérci F); 10. Fekete radiarilit (bátori f.); 11. Átkovárosodott allodapikus mészkő; 12. Fekete radiarilit breccsa (bátori f.)

Fig. 15 Constructed section of Odvas-bükk (after CSONTOS 1988 and CSONTOS et al. 1991b). Nagyfennsík parautochthonous: 1 Grey, well-bedded cherty limestone (Felsőtárkányi Fm); 2 Green metabasalt or shallow intrusive (Létrás Fm). Thickness is slightly increased in the figure; 3 Red radiolarite (Bányahegyi Fm); 4 Black roofing shale (Lökvölgyi Fm); 5 Nappe boundary; Oldalvölgy nappe: 6 Drak-grey shale with sandstone- and radiolarite lenses (tardos f?); 7 Allodapic cherty limestone, occasionally oolitic with redeposited volcanic material (Odvasbükki horizon); 8 Grey shale with limestone lenses (Oldalvölgy Fm); 9 Thick-bedded, oolitic allodapic limestone (Bükkzsérc Fm); 10 Black radiolarite (bátori fm); 11 Silicified allodapic limestone; 12 Breccia of black radiolarite (bátori fm)

első azért nagy jelentőségű, mert egy olyan, triász mélytengeri párnalávát tartalmazó, karni (KOVÁCS S. és PELIKÁN P. publikálatlan conodonta leletei) pelágikus mészkövekkel és olisztosztrómával burkolt rétegsor-töredék, amely az egykori óceánfenék környezetéből származhatott. E kőzetek és olisztolitok feltűnően emlékeztetnek a Darnó-hegyen mélyült Recsk-mélyszint jelű fúrások anyagára, ahol ugyancsak keverednek a triász és jura magmatitok, átülepített képződmények (DOSZTÁLY & JÓZSA 1992).

A parautochton és a fenti takarók együtt anchi-epizonális metamorfózist és több, igen intenzív deformációt (palásságok, redőződés) szenvedtek el.

A Kisfennsíki takaró

Amennyiben létezik, a Kisfennsíki takaró csak a nem metamorf nori (JÁMBOR 1957), vagy karni (VELLEDITS et al. 1999) megalodusos mészkőből áll. A vastagpados, ciklusos, világos mészkő sekélytengeri-lagunáris eredetű, üledékes szerkezetei jól felismerhetők.

Takarók a Bükk hegységben

A fentiek alapján a Bükk hegységben két-három, rétegtani tartalmában jelentősen különböző szerkezeti egységet lehet elkülöníteni: a Nagyfennsíki parautochton, a Szarvaskői takarókat és esetleg a Kisfennsíki takarót. Lássuk most, melyek azok az indokok, amelyek ezeknek takarós szintű elkülönítését szükségessé teszik.

A szarvaskői rétegsor és a nagyfennsíki rétegsor egymáshoz való viszonyát legjobban az Odvas-bükk szelvénye szemlélteti (15. ábra). Itt a fennsíki rétegsorhoz szervesen hozzátartozó tűzköves mészkő–radiolarit–zindelypala felfelé fiatalodó sorozatra a szarvaskői rétegsor mészkőlencsés agyagpalái és allodapikus ooidos mészkövei következnek. A nagyfennsíki rétegsor legfiatalabb igazolható korú szintje a kései középső-jura vörös radiolarit (CSONTOS et al. 1991b). A vörös radiolarit felett nagy vastagságban a Lökvolgyi Pala települ, melynek képződéséhez idő kellett (CSONTOS et al. 1991b).

A szarvaskői rétegsor alsó átülepített karbonátjaiból határozta meg BÉRCZINÉ & PELIKÁN (1984), majd CSONTOS et al. (1991a). a jura korú átülepített foraminiferákat. Az eredetileg kora-jurának határozott kort később (BÉRCZINÉ 1999; PELIKÁN & DOSZTÁLY jelen füzet) ártértékelték, azt jelenleg callovi környékinek tartják. Allodapikus mészkövek és mellettük lévő radiolarit-breccsa több szintben is előfordul (a hegytetőn és a lejtő közepén), de mindig ugyanolyan kor-intervallumba esnek (ld. pl. PELIKÁN & DOSZTÁLY jelen füzet). Az allodapikus padok szöveti vizsgálata arra enged következtetni, hogy a mészanyag nem diagenetizált állapotban ülepedett át (CSONTOS 1988, PELIKÁN & DOSZTÁLY jelen füzet). Mivel a diagenézis a sekélytengeri mészkőveknél közismerten gyors, valószerű, hogy az allodapikus padok (és így az egész mészkőlencsés agyagpala, valamint a masszív ooidos mészkő formáció) valós kora kései középső-jura (ld. még CSONTOS et al. 1991a). Ezt igazolják a radiolaritok is (CSONTOS et al. 1991b, PELIKÁN & DOSZTÁLY

jelen füzet). Az ooidos mészkövek (odvas-bükki szint és Bükkzsérci Mészkő) tehát ugyanolyan korúak, mint a térszínileg jóval alatta található vörös radiolarit. A két teljesen eltérő rétegsor (t.i. vörös radiolarit és zsendelypala, illetve homokkőolencsés agyagpala, mészkőolencsés agyagpala odvas-bükki szinttel, Bükkzsérci Mészkő) tehát legrosszabb esetben azonos korú: a hegyoldalon felfelé fiatalodás óslénytanilag nem igazolható.

Az odvas-bükki feltárás egyes padjaiban a gradáltság fordított fiatalodásra (SZTANÓ szóbeli közlés, PELIKÁN & DOSZTÁLY jelen füzet) és ezért a felső, Szarvaskői egység részben átbuktatott helyzetére utal. A hegytetőn előforduló Bükkzsérci Mészkőben általában normális a fiatalodás. A két ooidos mészkőszint hasonlít egymásra: a környék szarvaskői rétegsora értelmezhető egy Oldalvölgyi Mészkőolencsés pala magvú fekvő redőként is (15. ábra). Ezen értelmezés szerint tehát a Szarvaskői sorozat alkotta fekvő redő nyugodna a nagyfennsík normál állású rétegsor felett. A szarvaskői fekvőredő folytatódhatna ugyan lefelé a nagyfennsíki normális fiatalodású szárnyba, de akkor elvárható lenne, hogy a redőszárnyak azonos rétegtani tartalmúak legyenek, vagy legalább legyenek átmeneti tagok. E feltételek a terepen-szelvényben nyilvánvalóan nem teljesülnek. Rövid fáciesátmenet a két rétegsor között elképzelhetetlen, erre semmilyen jel nem utal. Az anomális helyzet legegyszerűbb feloldása az, ha a szarvaskői rétegsort takarónak minősítjük.

A szarvaskői rétegsor takaróvá minősítése irányába mutat az a megfigyelés is, miszerint a nagy kiterjedésű és intenzív szubvulkáni tevékenységgel jellemzett szarvaskői magmatitokat csak és kizárólag a szarvaskői rétegsorokban találjuk (BALLA 1983; BALLA et al. 1986). Egy teljes kérget áttörő, több szintű szubvulkáni tevékenységgel együttjáró magmatizmusnál nem lehet reálisan elvárni, hogy csak egy adott formációban alkosson intruzívumot, fekvésében pedig nem. Szembeszökő az intrúziók hiánya a szarvaskői magmatitok Köves-tető környéki kifejlődési területe tágabb környezetében. Itt a szarvaskői üledékes összleteket és bennük lévő intrúziókat, vulkanitokat minden oldalról a nagyfennsíki rétegsorba tartozó zsendelypala veszi körül (1. ábra). Egy kivételtől eltekintve sehol sem találunk intrúziókat a látszólagos fekvőredő zsendelypalaiban vagy tűzköves mészkövekben. Az egy kivétel a Kós-völgy Stimecz-ház előtti elhagyott vasúti kőfejtője, ahol azonban a kicsiny teleptelér ismét csak szarvaskői hullámos, kavicsos palákkal és nem a nagyfennsíki rétegsorba tartozó zsendelypalákkal együtt fordul elő. Szerkezeti vizsgálatok után az is kitűnik, hogy e kivételes telér előfordulási helye egy, a hegység jó részét érintő kései nyírásos zónába esik, melyben a felső egység (a Szarvaskői takarók egy töredéke) törések segítségével függőleges testként beekelődik a zsendelypala összletbe. Ugyancsak érdemes megjegyezni, hogy az újabb térképezés (PELIKÁN & DOSZTÁLY jelen füzet) szarvaskői bazaltot talált a déli Bükk, Odor-vár térségében. Eme kis folt két okból is fontos: egyrészt itt is a Szarvaskői rétegsorban és nem az azt körülvevő nagyfennsíki rétegsorban találták a bázitot, másrészt léte azt bizonyítja, hogy a szarvaskői vulkanizmus nem helyi, hanem összlethez kötött jelenség és esetleges hiánya feltehetőleg tektonikus kinyíródásra, semmint eredeti elterjedési okokra vezethető vissza.

A szarvaskői rétegsor településviszonyait vizsgálva arra a következtetésre juthatunk, hogy az azt a nagyfennsíki rétegsortól elválasztó felület nagy unkonformitás (térképezési szempontból "diszkordancia-felület"). A Szalajka-völgy térségében (5, 6. ábra) ugyanaz a szarvaskői litosztratigráfiai egység települ a nagyfennsíki rétegsor eltérő elemeire. Ennek fordítottját tapasztaljuk a központi déli-Bükkben, az Oldal-völgy térségében (CSONTOS et al. 1991a, 2., 5. ábrájuk, PELIKÁN & DOSZTÁLY, jelen füzet, 1. ábrájuk): itt ugyanarra a nagyfennsíki rétegsorhoz tartozó Lökölgyi Palára rövid távolságon belül teljesen eltérő szarvaskői formációk települnek. E két jelenség együttesen nem értékelhető eróziós diszkordancia-felületként: a települési határt tektonikusnak kell minősítenünk. Nem áll meg az az érv sem, miszerint a szarvaskői, átülepített sorozat csatornánként eltérő anyagú üledékekkel települ, mert pl. a rétegszerű ooidos mészkövek feltehetően eredetileg is lepelszerű elterjedésűek voltak. (ugyanaz az érv számos más formációra, pl. a nem breccsás fekete radiolaritra is felmúlthető).

A szarvaskői rétegsor takarós mivolta mellett geodinamikai jellegű érvek is szólnak. Az alsó, bükki rétegsor a legmélyebb kifejlődések időszakában is legfeljebb kivékonyodott kontinentális aljzatú lehetett, semmiképpen nem lehetett óceáni aljzata (ld. még KOVÁCS 1984; BALLA 1987). A Szarvaskői takarók magmatitjai viszont óceáni kéreg derivátumai, azaz aljzatuk nagyon valószínű, hogy óceáni kéreg volt (BALLA et al. 1983; KUBOVICS et al. 1990). Óceáni kérgen képződött kőzetek egy kontinentális aljzaton képződött rétegsor felett (vagy akár fordítva, ld. BALOGH et al. 1984, 1. ábra in CSONTOS 1999) csakis takarós helyzetben lehetnek.

A Kisfennsík helyzetét igen régóta takarósnak tartják (SCHRÉTER 1943; JÁMBOR 1957, LESS Gy. kéziratós térkép 1986, 1988). A közelmúltban lefolytatott térképezés szerint LESS Gy. (szóbeli közlés.) több allochton egységet különített el az Észak-bükki antiklinális felett. Az eddig kitérképezett tektonikus felületek olyan csomagokat különítenek el, amelyek a nagyfennsíki rétegsor ismétléseinek tekinthetők (LESS, szóbeli közlés) és a legfelső együtt tartalmazza a megaloduszos Kisfennsíki Mészkövet és a kisfennsíki vulkanitot.

A Kisfennsíkon számomra az okozza a fő gondot, hogy igen deformált, metamorfizálódott, erősen palás kőzetek (tűzköves mészkő, kisfennsíki vulkanit, világos kristályos-palás mészkő) együtt fordulnak elő az egyáltalán nem metamorfnak tűnő, kevésbé deformált, látszólag nem palás felső-triász megaloduszos Kisfennsíki Mészkővel. Utóbbiban a Megalodontidák és az üledékes szerkezetek könnyen felismerhetők. Ez a képződmény élesen elüt a közvetlen fekéjében lévő tűzköves mészkő izoklinális, palás redőitől, a kristályos fehér mészkő és a kisfennsíki vulkanit préseltségétől. Az eddig nem észlelt, nem térképezett takarós helyzetet tehát leginkább az eltérő metamorf-deformációs fokok indokolnák. Elképzelhető azonban, hogy az átmenet a különböző metamorf és deformáltsági fokok közt folytonos és a különböző viselkedést az eltérő litológia-reológia magyarázza. Az ellentmondásos kép tisztázására további térképező-szerkezeti munkára van szükség.

Fejlődéstörténet

Nagyfennsíki egység

Az anisusi közepéig, a Szentistvánhegyi Metaandezit ("Porfirít") megjelenéséig a rétegsorok eléggé egységesnek tűnnek a hegység északi és déli területein. A porfirít a központi, nyugati területeken azonban szárazföldi, északkeleten és délen víz alatti képződmény. A déli területen kevés lávakőzetet találunk, inkább piroklasztikumok képviselik e formációt. Ez a tény arra utal, hogy a korábbi, egységes sekélytengeri régió valamilyen mérvű differenciálódáson ment át, egyes részei sülyedni kezdtek (ld. még VELLEDSITS, jelen füzet). E differenciális sülyedés folytatódott a ladin, karni folyamán, amikor a Déli-Bükkben, az Északi antiklinális, valamint Hollóstató környékén is medencék alakultak ki. E medencék irányítottága a hegység fő szerkezeteinek K–Ny-i csapásával azonos, mert a fácies-átmenetek nem a redők tengelyirányában, hanem a szárnyakon történnek. Feltételezhető tehát, hogy az egykori triász fácieszónák valamennyire irányították a későbbi szerkezeteket. A medencék nyílásához mindhárom rész-medencében alkáli bazaltos (SZOLDÁN 1990) vulkanizmus társult. A legtovább, feltehetőleg a noriig a Nagyfennsík központi tömege és a Répáshutai egység maradt viszonylag kiemelt, sekélytengeri helyzetben. Az ezeket burkoló tarka, vörös mikritekben lelhető néhány conodonta alapján feltételezhető, hogy a nori végére ezek a korábbi platform-területek is mélytengeri régiókba sülyedtek. A felsőtárkányi Sziklakapu neptuni hasadéka alapján úgy tűnik, hogy a déli részen a platformok korábban, a karniban lesülyedhettek, de egyes részeik platformok maradhattak a noriban is (VELLEDSITS, szóbeli közlés). A felső-triász lezökkenést a neptuni hasadékok jelzik. A nori végéig a rétegsorok fejlődése tehát egy, az anisusi óta fokozatosan széteső és mélybe sülyedő passzív szegélyt jelez.

Máig megoldatlan kérdés, mi történt a felső-triász és az őslénytani leletekkel dokumentálható magasabb középső-jura között? A triász a legtöbb helyen pelágikus sorozatokkal vagy mélytengeri hasadékokkal végződik. Erózióknak, karsztos folyamatoknak sehol semmi nyoma nem található. A triászra következő tarka átülepített sorozat vagy a vörös radiolarit több helyen bizonyítottan üledékesen települ a triászra. A fentiek miatt tehát mind a triász végi nagyobb mérvű szárazföldi lepusztulást, mind a tektonikus "települést" kizárhatjuk.

A korábbi triász fácieszónákat egységesen burkolják mélytengeri képződmények. Különösen az egykori platform-területek környékén e sorozat igen gazdag átülepített képződményekben, melyek mind a platformról, mind a tüz-köves mészköves medencékből származhatnak. Ezek az átülepített kőzetek többször ismétlődnek a középső-jura vörös radiolarit fekéjében, sőt, magában a radiolaritban is, tehát feltehetően több egymás utáni tektonikai eseményhez köthetők. A hasonló képződési és geodinamikai körülmények miatt bizvást tekinthetjük a radiolarit bázisán lévő tarka átülepített sorozat legalább egy részét jurának. Ha ezt az érvelést elfogadjuk, akkor a triász végi sülyedéshez tartozó pelágikus képződményeket egy olyan, vékony, kondenzált alsó-középső-jura sorozat követi, amelynek képződése során az aljzat többször ismételtelen lesülyed. Ilyen sülyedésszerű események igen szépen dokumentálhatók a dunántúli-

középhegységi jurában (GALÁ CZ 1988; GALÁ CZ & VÖRÖS 1989; FODOR & LANTOS 1998). Ezek az események a középső-jura második felében is folytatódtak, amikor a térség a radiolarit képződé si zónájába (azaz a CCD alá) süllyedt. A Bakonnyal ellentétben a jura végén egy nagyszabású mélytengeri törmelékes esemény következett. A mélytengeri törmelék kúp távoli szegélyének értelmezhető Lök-völgyi Pala feltehetően olyan medencében ülepedett, amely egy, a Nagyfennsíki egységre toló dó takaró elö terében lehetett. A törmelékanyag egy része (pl. radiolarit breccsa) mélytengeri eredetű, más része (különösen a finom szericit, muszkovit) valamilyen finomszemcsés korábbi üledék lepusztulásából származik.

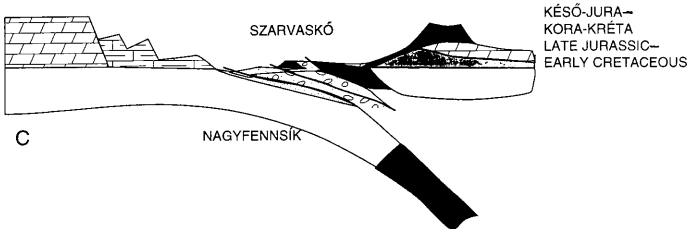
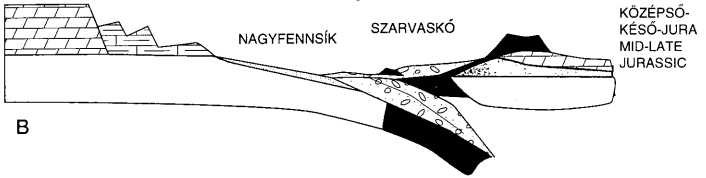
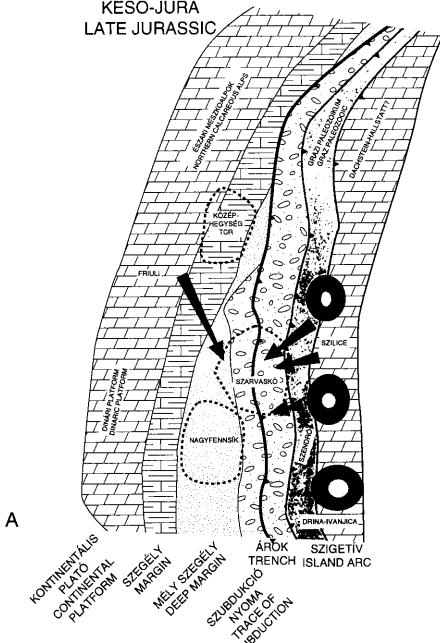
Szarvaskői egység

A Szarvaskői egység jelenleg leginkább a Lök-völgyi Palán található, tehát joggal feltételezhető, hogy ez volt az az egység, amely a Nagyfennsíki egységre toló dva létrehozta az elö tér-medencét a késő-jurában. Az összevethető szakaszok rétegtana, jellege igencsak eltér, tehát a Szarvaskői egység nem képződhetett a Nagyfennsíki parautochtonon belül, kis medencékben. A Nagyfennsíki parautochtonnal ellentétben nem kontinentális, hanem óceáni aljzata volt. A durvább törmelékek, igen gyakori átülepített képződmények arra utalnak, hogy tektonikailag aktív zónában, a törmelékforráshoz (azaz szigetívhez, akkréciós prizmához) közelebb képződött e sorozat. Az igen zavart rétegsor szintén a tektonikai aktivitást, vagy esetleg a rétegsor üledékképződés közbeni önmagára pikkelyeződését jelezheti. Mindezek egy szubdukciós zóna környéki akkréciós prizmát sejtetnek, amelybe szigetív, vagy óceáni lemezen belüli magmatitok nyomulnak.

A fentiek alapján továbbra is fenntartom azt a véleményemet (CSONTOS et al. 1991a), hogy a Nagyfennsíki és a Szarvaskői egységek képződésükkor egymással szoros kapcsolatban álltak. Ez látszólagos ellentmondást szül, hiszen az egyik (kivékonyodott) kontinentális, a másik óceáni aljzatú, az egyik parautochton, a másik rajta fekvő takarós egység. Az ellentmondást feloldhatjuk, ha egy olyan óceánt feltételezünk (*16b ábra*), melynek kivékonyodott kontinentális szegélyét a Nagyfennsíki egység alkotta. A szubdukció Szarvaskő környékén való beindulásával a két különböző fenekű, de egységes víztömegű medencében a tektonikai aktivitáshoz (és szigetívhez) közeli vidéken (Szarvaskő) proximális, az attól távolin (Nagyfennsík) disztális turbiditek keletkeztek, majd a proximális rész (aljzatáról lenyíródva) a disztális kontinentális peremre toló dott (*16c ábra*).

Összefoglalva tehát a Bükkben ma fellelhető két fő szerkezeti egység: a Nagyfennsíki és a Szarvaskői egyazon víz-térfogatban, de eltérő geodinamikai helyzetben voltak. A Nagyfennsíki egység a részben szubdukáló dó dinári peremen volt, míg a Szarvaskői takarók származási helyét a felső, részben óceáni lemezen kell keresnünk. Ennek frontális zónájában, a szubdukció hatására létrejött akkréciós prizma, a későbbi Szarvaskői egység a szubdukció előrehaladtával rátoló dott a dinári perem egy részére. Helyenként (a Bükkben nem találunk ilyeneket) az akkréciós ék feletti ofiolitok is rátoló dtak a dinári peremre: ezekből keletkeztek a dinári obdukált masszívumok, illetve ilyenekből származtathatjuk

KÉSŐ-JURA
LATE JURASSIC



a mellétei eredetű serperintiteket, vagy a geressei ofiolitos törmeléket. A Nagyfennsíki és a Szarvaskői egység történetét tehát a Vardar–Melléte óceán középső-triász felnyílása és jura–legkorábbi kréta bezáródása határozta meg.

A bükki egységek eredeti helyzete

A rétegtani eredmények néhány, ősföldrajzi jellegű következtetést is megengednek. Mielőtt azonban ezekbe bonyolódnánk, lássuk, a földtani adatok milyen relatív helyszínt jelölnek ki a Nagyfennsíki és Szarvaskői egységek számára? E földtani adatok 3 csoportba sorolhatók. Az első csoport, azaz a tektonikai adatok szerint a hegység összes szerkezete déli vergenciájú. Ráadásul a Szarvaskői takaró északról délre (különösen a Szalajka-völgy térségében, 5, 6. ábrák) egyre fiatalabb parautochtonra tolódik. Az Odvas-bükknél feltételezett, palásság előtti délre átbuktatott redővel együtt mindezek egy északról délre történő korai takarószállítás valószínűsítene (ld. még BALLA 1987). Ezért a jelenlegi helyzetben a Szarvaskői takarókat észak felé kell a Nagyfennsíki egységről visszahúzni. A paleomágneses adatok alapján (MÁRTON 1990; MÁRTON & FODOR 1995) az egész Bükk (az észak-magyarországi térséggel együtt) a terciér folyamán mintegy 90°-os óramutatóval ellentétes forgást végzett, így ennek visszaállításával a Szarvaskői egység a Nagyfennsík felé keletre kerül.

A másik, fácies-korrelációs érvcsoporthoz szerint a Bükk és a Dunántúli-középhegység illetve a dél-alpi–dinári térség a földtörténet során kapcsolatban voltak (KÁZMÉR 1987). Mint az közismertté vált (CSÁSZÁR & B. ÁRGYELÁN 1994; FOGARASI 1995), a geressei alsó-kréta ciklusos lejtőüledékek északkeleti forrásból ofiolitos (Szarvaskő–Melléte) eredetű törmeléket tartalmaznak. Az ofiolitos takaró feltehetően a Dunántúli-középhegység É–ÉK-i szegélyére tolódott. Másrészt a Csóvár környéki rétegsorok mintegy átmenetet képeznek a Dunántúli-középhegység és a Nagyfennsíki egység triász fáciesei közt. A tűzköves Csóvári Mészok szinte közvetlen megfelelőit a Felsőtárkányi Formációban kereshetjük. Ennek alapján a Dunántúli-középhegység a Bükkfennsíkkal azonos

← 16. ábra. A Nagyfennsíki és a Szarvaskői egység (pontosított kerített részek) ősföldrajzi környezete a korai malmban. a, Elvi térképvázlat méretarány és földrajzi irányok nélkül (az egyes egységek helyzetét nagyjából paleomágneses forgásaik alapján (MÁRTON 1990; MÁRTON & FODOR 1995) vázoltam. A fekete nyilak a feltételezett lehordási irányokat jelzik.

b, c, Középső–késő-jura illetve jura végi elvi szelvény a Fennsíki és a Szarvaskői területen keresztül. A jelek megegyeznek a térkép jeleivel. A fekete folt a Szarvaskői bázitok helyét jelöli. A pöttyözött ékek a szigetív előterében felhalmozódó, egymásra pikkelyezett akkréciós éket jelölik. A sötétszürke aljzat óceáni litoszférát jelöl. A szigetív előtti maradvány-óceán egyes részei obdukálhatnak az akkréciós prizma.

← Fig. 16 Palaeogeographic sketch of the Nagyfennsík and Szarvaskő-type units in the early Late Jurassic. a, Sketch map without directions and scale. Paleo-North is towards the top (the positions of the units were drafted after their rough paleomagnetic rotations measured by MÁRTON 1990, MÁRTON & FODOR 1995). Arrows indicate the supposed sedimentary transport directions, TCR: Transdanubian Central Range.

b, c, Mid-Late Jurassic and late-Late Jurassic hypothetical section between the Nagyfennsík and Szarvaskő units. Symbols correspond to those in the map. Black spot indicates the supposed place of Szarvaskő mafics. Spotted wedges indicate parts of the accretionary prism sheared in front of the advancing island arc. Dark-grey indicates oceanic lithosphere. Some remnant oceanic basins in front of the advancing arc may be obducted on top of the accretionary prism.

vagy kissé sekélyebb helyzetben a dinári–dél-alpi kontinentális peremen a foglalt helyet (16a ábra). Másszóval a Nagyfennsíki egység a dinári perem azon legmélyebbre süllyedt részének fogható fel, amelyre rátolódtak a Szarvaskő–Melléte típusú takarók. A bakonyi–dél-alpi fáciesrekonstrukciók (KOVÁCS 1982; KÁZMÉR 1987) miatt a Dunántúli-középhegység a Nagyfennsíktól eredetileg északnyugatra lehetett (16a ábra).

A harmadik érvrendszer az egységek rokonságát az azokban lelhető különleges klasztok, olisztolitok alapján határozza meg. A szarvaskői sorozatban található törmelékanyag, összetett olisztolitok valamint a jelentős allodapikus ooidos mészkő tartalom és a különböző vulkáni klasztok alapján kijelölhetők e mélytengeri (szarvaskői) felhalmozódási zóna forrásterületei: 1) a jura közepén karbonátos platóként üzemelő térség (ooidos mészkövek), 2) kiemelt helyzetben lévő triász–alsó-jura karbonátos plató (sekélytengeri, plató-peremi olisztolitok) valamint annak mélyebb szegélye (szürke pelágikus mészkövek); 3) egy idősebb finomtörmelék sorozat (feltehetően a szigetívről, vagy az akkréciós prizma kiemeltebb részéről); 4) egy felpikkelyezett és lepusztuló triász óceáni fenék (az akkréciós prizmán belüli forrás); 5) egy szigetív (mészalkáli magmatitok törmeléke). A klasztok nem származhattak a Nagyfennsíki egységről, mert ott mélytengeri, uralkodóan fimontörmelék üledékképződés folyt. Ráadásul az ottani disztális turbiditben gyakorlatilag nincsenek olisztolitok. Az óceáni fenék maradványait, valamint a szigetív magnás klasztjait tehát nem származtathatjuk a Nagyfennsíki–dinári szegélyről. Ezek a Szarvaskői egységtől eredetileg keletre helyezkedhettek el. E törmelékek megerősítik a Szarvaskői egység akkréciós ék eredetét, mivel ez szigetív előterében, óceáni szubdukciós övben keletkezik.

Amennyiben a sziliciklasztos törmelék azonos eredetű a Szarvaskői egység paláiban és a Nagyfennsíki egység Lökvölgyi Palájában, úgy a sziliciklasztos törmelékforrás közelebb volt a Szarvaskői egységhez és távolabb a Nagyfennsíkihez. Ezen érv alapján a homokkövek, agyagok forrását is a Szarvaskői egységtől keletre kell elhelyeznünk. Valószínűnek látszik, hogy a Szarvaskőtól keletre lévő szigetív kontinentális, gyengén metamorf aljzata (esetleg a vulkanitok, vagy a kiemelt és pusztuló akkréciós ék) szolgáltatta eme törmelékeket. A környező szerkezeti egységek közül litológiaiilag a Szendrő–Upponyi Paleozooikumra, vagy annak megfelelőjére illik leginkább a leírás.

A kiemelt triász–alsó-jura plató, platóperem kőzeteinek eredetéről már korábban azt gondoltuk (CSONTOS et al. 1991a), hogy azok a Szilicei egység egyes formációiból származhatnak. Ez az egység a nagyfennsíki üledékgyűjtő olisztolitmentessége miatt nem lehetett a dinári perem nagyfennsíki körzetében. A szarvaskői vályúba jutásukat két ősföldrajzi pozíció magyarázhatja: az ároktól távolabbi, oldalirányú helyzet, vagy a Szarvaskői egységtől keletre lévő szigetív. A dinári szerkezeti együttesben a Drina–Ivanjica egység (DIMITRIJEVIC & DIMITRIJEVIC 1991) olyan, amely rétegtana alapján a Szilicei egységgel összevethető. Ennek egyes darabjai a Dinári Ofiolit öv mélange-ában olisztolitiként-gravitációs takaróként fordulnak elő. Ezen analógiát alapul véve tehát a Szarvaskői egységtől keletre lévő szigetív aljzata Szendrői típusú paleozooikumából és Szilicei típusú mezozooikumából állhatott.

Mivel a Szilicei egységben nem ismerünk jura ooidos sekélytengeri platót, a Szarvaskői egység ooidos allodapikus mészköveit oldalirányú szállítással származtathatjuk (16. ábra). Az ooidok forrásául a dinári–dél-alpi térség Friuli-platformja tűnik valószínűnek, mivel itt nagy vastagságban található hasonló képződmények (Vajont Mészki; MARTINIS & FONTANA 1968).

Felvetődhet a kérdés, hogy a Nagyfennsík egységre vajon miért nem jutott a sekélytengeri klasztrókból? E jelenséget két okkal lehet magyarázni. A mélytengeri árokban tipikusan oldalirányú a törmelék-szállítás. Nyilván az árok, akkrációs prizma alja a legmélyebb tengerfenék, amely csatorna-szerűen a durvább szemcséjű törmelékot tartalmazza. Az ettől az előtér (Nagyfennsík) felé lévő terület az árok vidékénél magasabb térszínen volt található, így oda csak a "csatorna" szegélyének finomszemcsés üledéke juthatott.

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönettel tartozik a MÁFI volt Észak-magyarországi Osztályának a munkához nyújtott segítségért. A lille-i egyetem munkatársai, különösen F. THIEBAULT, F. GUILLOT és E. HANTON jelentősen hozzájárultak a munka sikeréhez. A cikk részben az OTKA T 2671 és T 019431 támogatásával készült. Köszönet illeti LESS Györgyöt és VELLEDETS Felicitást az építő jellegű kritikai észrevételeikért.

Irodalom – References

- ÁRVÁNÉ SÓS E., BALOGH K., RAVASZNÉ BARANYAI L. & RAVASZ Cs. 1986: Meozoos magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. – *MÁFI Évi Jelentése az 1985. évről*, 295–307.
- BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN G. & CSÁSZÁR G. 1998: Törmelékes krómspinellek a gerecei jura képződményekben. – *Földt. Közl.* 128/2–3, 321–360.
- BALLA Z. 1983: A Szarvaskői színform rétegsora és tektonikája. – *A MÁELGI 1982. évi jelentése*, 42–65.
- BALLA, Z. 1984: The North Hungarian Mesozoic mafics and ultramafics. – *Acta Geol. Hung.* 27, 341–357.
- BALLA Z. 1987: A Bükk hegység mezozoos tektonikája és kapcsolatai a Nyugati Kárpátokhoz és a Dinaridákhoz. – *Általános Földtani Szemle*, 22, 13–54
- BALLA Z., CSONTOS L., HAVAS L., & HORVÁTH Á. 1986: A tarkói fennsíkperem és előtér (DNY-i Bükk) geológiája. – *A MÁELGI 1985. évi jelentése*, 37–51.
- BALLA, Z., HOVORKA, D., KUZMIN, M. & VINOGRADOV, V. I. 1983: Mesozoic ophiolites of the Bükk mountains (N Hungary). – *Ophioliti*, 8, 5–46.
- BALOGH K. 1954: Földtani kutatás Répáshuta környékén. – *MÁFI Évi Jelentés az 1952. évről*, 20–21.
- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani felépítése. – *MÁFI Évkönyv.* 48/2, 555–705.
- BALOGH, K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. – *Acta Geol. Hung.*, 24/1, 3–48.
- BALOGH, K., KOZUR, K. & PELIKÁN, P. 1984: Die Deckenstruktur des Bükkgebirges. – *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*, 13/3, 89–96.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1999: Bükkzsérci jura rétegsorok sztratigráfiája foraminiferák alapján – *Földt. Közl.* 129/3. 363–392.
- BÉRCZINÉ MAKK A. & PELIKÁN P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységből. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1982. évről*, 137–166.
- CROS, I. & SZABÓ, I. 1984: Comparison of the Triassic volcanogenic formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic criteria. – *Acta Geol. Hung.*, 27, 265–276.
- CSÁSZÁR, G. & B. ÁRGYELÁN, G. 1994: Stratigraphical and micromineralogical investigations of Lower Cretaceous sediments in Gerece Mts (Hungary). – *Cretaceous Research*, 15, 417–434.
- CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk. – These (Doktori dolgozat) Univ. Lille I., n° 250, 327 p.
- CSONTOS, L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. – *Földt. Közl.* 129/4, 611–653.
- CSONTOS L., BÉRCZINÉ MAKK A. & THIEBAULT F. 1991a: Újabb foraminifera leletek a Bükk hegységből. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről*, 383–409.

- CSONTOS L., DOSZTÁLY L. & PELIKÁN P. 1991b: Radiolaria leletek a Bükk hegységből. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről*, 357–381.
- DIMITRIJEVIC, M. N. & DIMITRIJEVIC, M. D. 1991: Triassic carbonate platform of the Drina-Ivanjica element (Dinarides). – *Acta Geol. Hung.*, **34/1–2**, 15–44.
- DOSZTÁLY, L. & JÓZSA, S. 1992: Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó hill and Reck on the basis of radiolarians and K/Ar age data. – *Acta Geol. Hung.*, **35**, 371–393.
- FLÜGEL, E., VELLEDETS, F., SENOWBARI-DARIAN, B. & RIEDEL, P. 1992: Rifforganismen aus "Wettersteinkalken" (karn?) des Bükk-gebirges, Ungarn. – *Geol. Palaont. Mitt.*, **18**, 35–62.
- FODOR L. 1989: Többfázisú redőképződés a Bükk hegységi Nagy Ökrös környékén. – *Földt. Közl.*, **118**, 147–162.
- FODOR L. & LANTO, Z. 1998: Liász törésszerkezetek a Nyugati-Gerecsében. – *Földt. Közl.* **128/2–3**, 375–396.
- FOGARASI A. 1995: Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kréta korú tengeralatti lejtőn a Gerecse hegységben. – *Általános Földtani Szemle* **27**, 15–41.
- GALÁCS, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mts (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Acta Geol. Hung.*, **31/3–4**, 313–328.
- GALÁCS A. & VÖRÖS A. 1989: A Bakony hegység jura története és főbb litológiai jellegeinek értelmezése. – *Földt. Közl.*, **102**, 122–135.
- JÁMBOR Á. 1957: A Bükk hegységi Kisfennsík földtani felvétele. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1955–56. évről*, 102–122.
- LESS Gy 1986: A Mályinka és a Garadna-völgy közötti terület fedetlen földtani térképe. 1:10000. – Kézirat, Orsz. Földt. Geof. Adattár, MÁFI, Budapest
- LESS Gy 1988: A Kisfennsík keleti részének fedetlen földtani térképe. 1:10000. – Kézirat, Orsz. Földt. Geof. Adattár, MÁFI, Budapest
- KÁZMÉR, M. 1987: Lower Liassic facies zones in the Bakony unit of Hungary. – *Annales Univ. Sci. Budapestensis, Sectio Geologica*, **27**, 89–100.
- KONRÁD Gy. 1990: Adatok a Szarvaskő környéki anchimetamorf palaösszlet képződési körülményeiről. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1987. évről*, 131–136.
- KOVÁCS, S. 1982: Problems of the 'Median Massif' and a plate-tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late-Paleozoic—Early Mesozoic isopic zones. – *Geol. Rundschau*, **71/2**, 617–639.
- KOVÁCS, S. 1984: North Hungarian Triassic facies types. A review. – *Acta Geol. Hung.*, **27/3–4**, 251–264.
- KOZUR, H. 1984: New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek mountains and their tectonic implications. – *Acta Geol. Hung.*, **27/3–4**, 307–319.
- KOZUR, H. & MOCK, R. 1977: Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk mountains (North Hungary). – *Acta Mineralogica Petrographica Szeged*, **23/1**, 109–126.
- KUBOVICS I., SZABÓ Cs., HARANGI SZ. & JÓZSA S. 1990: Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas. An overview. – *Acta Geodæt., Geophys., et Montan. Hung.*, **25/3–4**, 345–372.
- MARTINIS, B. & FONTANA, M. 1968: Ricerche sui calcari oolitici giurassici del Bellunese. – *Riv. Ital. Paleont.* **74/4**, 1177–1230. Milano.
- MÁRTON, E. 1990: Kinematics of the principal tectonic units of Hungary from paleomagnetic observations. – *Acta Geod. Geophys. Mont. Hung.*, **25/3–4**, 287–297.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data - a case study from North Hungary. – *Tectonophysics*, **242**, 99–114.
- PANTÓ G. 1951: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükkzentkereszt között. – *Földt. Közl.*, **81**, 137–145.
- PELIKÁN P., CSONTOS L., LESS Gy., HÍVESNÉ VELLEDETS F., DOSZTÁLY L., SZABÓ Cs. & SZOLDÁN Zs. 1995: Bükki egység. – In: BARABÁSNÉ, STUHL Á. et al. (szerk): Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. Triász. MÁFI Kiadvány, Budapest, 101–153.
- PELIKÁN P. & DOSZTÁLY L. (jelen füz.) A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük. – *Földt. Közl.* **130/1**. 25–46.

- RIEDEL P., SENOVBARI-DARIAN B., KOVÁCS S. & PELIKÁN P. 1988: A Bánya-hegyi zátonymészkö (Bükk hegység) kora. – *A MÁFI Évi Jelentése az 1986. évről*, 106–115.
- SCHRÉTER, Z. 1943: A bükk hegység geológiája. – *A M. Kir. Földtani Intézet 1943. évi jelentésének függeléke. Beszámoló a M. Kir. Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól*. B.5, 7, 378–411.
- SCHRÉTER, Z. 1952: A Mátrától északkeletre eső dombvidék földtani viszonyai. – *A MÁFI Évi Jelentése 1948. évről*, 111–120.
- SZOLDÁN, Zs. 1990: Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts. NE Hungary. – *Acta Miner. Petr. Szegedensis*, 31, 25–42.
- TARI, G. 1994: Alpine tectonics of the Pannonian basin. – PhD Thesis, Rice University, Houston, 501 p.
- VELLEDITS, F. & PÉRÓ, Cs. 1987: The southern Bükk (N Hungary) Triassic revisited: the Bervavölgy limestone. – *Annales Univ. Sci. Budapestensis, Sectio Geologica*, 27, 17–65.
- VELLEDITS, F. (jelen füz.): A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső-felső-triászban. – *Földt. Közl.* 130/1 47–93.
- VELLEDITS F., BÉRCZINÉ MAKX A. & PIROS O. 1999: A Kisfennsíki mészkő (Bükk hegység) fáciese és kora. – *Földt. Közl.* 129/4, 573–592.
- A kézirat bérkezett: 1999. 01. 29.

Rövid közlemények

Platform-, lejtő- és medence fáciesű képződmények a Balaton-felvidéki és balatonfői alsó-paleozoikumban

Formations of platform, slope and basin facies in the Lower Palaeozoic of the Balaton Highland and Balatonfő area

CSÁSZÁR Géza

Key words: platform, slope and basin facies, Lower Palaeozoic, Balaton Upland, Hungary, Carnic Alps, South Karavanke Mts.

Tárgyszavak: platform, lejtő, és medence fácies, alsó-paleozoikum, Balaton-felvidék, Magyarország, Karni Alpok, Dél-Karavankák

Abstract

The Polgárdi Limestone, the Úrhida Limestone and the Kékkút Limestone were united into the Balatonfő Limestone Group by CSÁSZÁR & LELKES-FELVÁRI (in: BUDAI et al. 1999). This short communication gives evidences that within this Group in the Balaton Highland and Balatonfő area – in addition to the carbonate platform and basin facies – slope sediments are also developed in the Devonian and they show great similarities to those known in the Carnic Alps and Southern Karavanke Mountains. The graded carbonate sand and breccia intercalations and fragments of corals (*Favosites* sp., *Tetracorallia* sp. - FÜLÖP 1990) and stromatoporoids within the well-bedded, often nodular, pelagic Úrhida Limestone in the Úrhida–4 borehole represent the lower, bathyal part of a slope facies of a shelf basin. The more clayey succession of Székesfehérvár–5 borehole took place in more internal part of the basin. The Polgárdi Limestone that is a typical product of carbonate platform was also found at Balatonkenese, Balaton Highland (FÖLDVÁRI 1952). It can be well correlated with several formations in the Carnic Alps. These are as follows: Hohe Warte Limestone (EBNER et al. 1997) or “Algenlaminitkalk” (BANDEL 1972, SCHÖNLAUB & FLAJS 1975), Gamskofel Limestone (EBNER et al. 1997) and “Korallenkalke” (EBNER 1975). Consequently the Balatonfő and north-eastern part of Balaton Highland can be considered either as counter part of the Carnic Alps and South Karavanke Mountains or both areas were part of a transitional zone between a carbonate platform and basin of large extent.

Manuscript received: 10 01 2000

A Balaton-felvidék 1:50 000-es magyarázója számára – egyebek mellett – elkészült a Balatonfői Mészke Formációcsoportba sorolt Polgárdi és az Úrhidai Mészke Formációk leírása is (CSÁSZÁR & LELKES-FELVÁRI in: BUDAI et al. 1999). Ezek, sajnálatos módon kimaradtak a magyarázóból, ezért leírásuk, illetve értelmezésük kivonatát az alábbiakban kívánom közreadni. E rövid közlemény lényegét tekintve a FÜLÖP (1990) monográfiájában és FÖLDVÁRI (1952), tanulmányában foglalt adatok alapján a Polgárdi Mészke és az Úrhidai Mészke földrajzi elterjedésére, üledékképződési környezetére és a paleogeográfiára

kapcsolataira vonatkozó összefüggéseket kívánja az olvasó elé tárni. Az Úrhida és Polgárdi közötti "jegeces" mészkövekről (Polgárdi Mészki) WINKLER (in: LÓCZY 1913) tudósított elsőként az 1870-ben kelt kéziratban jelentésében. Első, ma is elfogadott devon besorolása TELEKITÓL (1941) származik. Rétegtani és földtani viszonyaival KISS (1951), FÖLDVÁRI (1952), MAJOROS (1971), LELKESNÉ-FELVÁRI (1978, 1998), FÜLÖP (1990), a szerkezeti viszonyokról TELEKI (1941) és DUDKO (1986) közölt adatokat, esetenként azok értelmezését is.

Egyetlen felszíni feltárásában a Polgárdi Mészki szürkésfehér színű, vastagpados vagy tömeges, helyenként algalaminites. Gyakori benne az eocén andezit telér, és tartalmaz karbon gránitporfirt is. Sajátos ásványosodását: a dolomitosodást, a szideritesedést, az ankeritesedést, a kovás metasomatózist, a galenites ércesedést, továbbá a tremolit és aktinolit ásványok megjelenését is ezekkel hozzák kapcsolatba. Helyzete takaróként értelmezett: fekéjében a Balatonfőkajári Kvarcfillit található, de érintkezése a Szabadbattyáni Formációval is tektonikus. A stromatoporoideát (?) is tartalmazó mészkő legnagyobb ismert vastagsága 300 m. Típusterületén kívüli előfordulása nem bizonyított ugyan, de FÖLDVÁRI (1952) leírása alapján valószínűnek kell tekinteni. A balatonkenesei Fővárosi Üdülő vízellátásának megoldását célzó fúrások némelyikében a Polgárdi Mészkiel azonosított kristályos mészkövet ismert fel a Lovasi Agyagpala ("fillit") fedőjében. Tekintettel arra, hogy FÖLDVÁRI ez idő tájt a Polgárdi Mészki egyik legjobb ismerője volt, és hogy a fúrások a Balatonfelvidéki Homokkő bázisától legalább 4 km-nyire esnek DK-i (fekü) irányban, a mészkövek másik lehetséges – triász – besorolása valószínűtlen.

A formáció képződési környezete olyan zátony-háttéri karbonát platform, ahol az alkalmankénti kismértékű vízszintesés árapályövi körülményeket eredményezett. Az egykori zátonyövek nem ismerünk előfordulását.

Az Úrhidai Mészki Formáció a Velencei-hegység részletes ércföldtani célú térképezése során vált ismertté. Az Úrhida-Ú-4. fúrás – HORVÁTH I. és ÓDOR L. terepi dokumentációja szerint – a Lovasi Agyagpala (szericitpala, kovapala) fekéjében, azzal breccsás kontaktus alkotva kb. 220 m vastagságban, a feké elérése nélkül harántolta a fehér, világos, ritkábban sötétebb tónusú szürke, sztiliolitos, agyagfilmes, gumós vagy flázeres rétegzésű mészkövet, egyes szintekben vékony, gradált mészhomok vagy mészkőbreccsa betelepüléssel (FÜLÖP 1990). *Styliolina* sp.-t végig, de főként alsó szakaszán, conodontát végig tartalmaz. Ez utóbiák alapján a mészkövet KOVÁCS (in: FÜLÖP 1990) az alsó-devon emsi és a középső-devon eifeli és giveti emeletébe sorolta. Ugyanebben a munkájában FÜLÖP 2,5 mm-es méretű korall törmelék (*Favosites* sp. és *Tetracorallia* sp.) metszetét is közölte (52. fotótábla I és J fénykép a 165. oldalon). Az 50. fotótábla B. fényképén látható "bekérgezéses gumók" minden kétséget kizáróan egy elágazó telepalkotó ősmaradványt, talán stromatoporoideát ábrázolnak.

A Székesfehérvár-5. térképező fúrás katalázós és közönséges agyagalajában közbetelepülésként feltárt mészkőből KOZUR (in: FÜLÖP 1990) a felső-devon frasni emeletébe sorolt conodontákat határozott ugyan, de megítélésem szerint litosztratigráfiailag ez is az Úrhidai Mészki részét képezi.

Következtetések

Az Úrhidai Mészkö – az Úrhida-4. fúrásban megismert turbidit eredetű gradált mészhomok és breccsa közbeteleplések, valamint a korall és stromatoporoidea (?) törmelékek alapján - egy mélyszublitorális vagy sekélybatiális selfmedence lejtőlábi szakaszát képviseli. A zátonyépítő szervezetek alapján megállapítható, hogy e törmelékek valószínűleg a Polgárdi Mészkönél hiányolt platform peremi zátony öv lepusztulásából származnak, vagyis a devon idején a mai Dunántúli-középhegység (Balaton-felvidék és Balatonfő) területén egymás mellett volt megtalálható a karbonát platform- és a medence-, valamint a kettőt egybe- kapcsoló lejtő fáciesű üledék is. A Székesfehérvár-5. fúrás ennek a medencének egy belsőbb részét tárta fel.

A gyengébb feltártsági viszonyok és kifejlődési jelek ellenére a balaton-felvidéki (CSÁSZÁR & LELKESNÉ-FELVÁRI in: BUDAI et al. 1999) és balatonfői rétegsorokban a – passzív óceáni peremnek tekintett – Karni-Alpokban megismert devon platform, platformperemi zátony, továbbá lejtő és a medence fáciesövek (FLÜGEL 1973) szerényebb mására ismerhetünk. Ezen belül a Polgárdi Mészkönek a Karni Alpokban több képződmény is megfeleltethető. Ilyen pl. a Hohe Warte-n az "Algenlaminitkalk" (BANDEL 1972, SCHÖNLAUB (FLAJS 1975), más néven a Hohe Wartei Mészkö (EBNER et al. 1997), Remschnigg környékén a "Korallenkalk" (EBNER 1975), vagy a Polnik- Gamskofel területén a Gamskofeli Mészkö (BANDEL 1972, EBNER et al. 1997). Következésképpen a Balatonfő és a Balaton-felvidék északkeleti része vagy a Karni-Alpok és Dél-Karavankák egymás ellenpontjának tekinthetők, vagy mindkét terület részét képezte egy platform és medence hosszan elnyúló átmeneti zónájának.

Hivatkozott irodalom

- BANDEL, K. 1972: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – *Palaeontographica* Abt. A 141/1–4, 1–117.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS G. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1: 50 000. 1-168. (Geology of the Balaton Highland. Explanation to the Geological Map of the Balaton Highland, 1: 50 000.) 169–257, Plates 17, Annex 3, MÁFI, Budapest
- DUDKO A. 1986: A Velence -Balatonfő terület variszkuszi szerkezetalakulása. – *MÁFI Évi Jel. az 1984. évről* 23–63.
- EBNER, F. 1975: Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – *Verhandlung Geol. B.-A.* 1974/2–3, 281–287.
- EBNER F., KOVÁCS S. & SCHÖNLAUB H. P. 1997: A Szendrő- és Upponyi-hegység paleozoikumának összehasonlítása a Karni-Alpok, Déli-Karavankák paleozoikumával és a Grazi paleozoikummal. – In: HAAS (szerk.) FÜLÖP Emlékkönyv 157–176, Akadémiai Kiadó
- FLÜGEL, H.W. 1973: Útmutató az osztrák paleozoikum rétegtani táblázatához. – *MÁFI Évi Jel. az 1971. évről* 303–309.
- FÖLDVÁRI A. 1952: A szabadbattyáni ólomérc- és kővetes karbonelőfordulás. – *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 5/3, 25–53.
- FÜLÖP J. 1990: Magyarország geológiája Paleozoikum I. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 325 p.
- KISS J. 1951: A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. – *Földtani Közöny*, 81/7–9, 264–277.

- LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 1978: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének közettani vizsgálata. – *Geol. Hung. ser. Geol.* **18**, 193–295.
- LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 1998: A Dunántúli-középhegység metamorf képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI & JÁMBOR (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* 73–86, MOL Rt. és MÁFI kiadványa, Budapest
- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *A Balaton. tud. tanulm. eredményei.* 1/1. 617 p.
- MAJOROS Gy. 1971: A Balatonfői újpaleozoikum kutatása. – *Földtani Int. Évi Jel.* 1969-ről. 675–676.
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS 1975: Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). *Carinthia II*, **165/85**, 83–96.
- TELEKI G. 1941: Polgárdi és környékének paleozoikus képződményei. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1936–1938-ról **1**, 311–328.

Az "Oncophorás (=Rzehakiás) rétegek" új felszíni előfordulása Bekölce és Borsodnádasd vidékén

BÁLDI Tamás

A Bekölce, Szentdomonkos és Borsodnádasd körüli terület reambulációja során, melynek célja Cs. MEZNERICS I. egercsehi-özdi kőszénfekvő "burdigaliali" molluszkafauna-lelőhelyeinek felkutatása ill. újabb lelőhelyeknek a felfedezése volt, az onchophorás rétegek egy eddig ismeretlen felszíni feltárására bukkanunk az Ökör-hegy csoportban.

A feltárás több tíz méter hosszú, és lépcsősen elhelyezkedő rögök egymástánját teszi hozzáférhetővé. Az egyik rög laza homok, péltites homok összetételeben észleltük a *Rzehakia* (= "*Onchophora*") *partschii* alakkörébe tartozó, nem valami jó megtartású, de elég gyakori rzehakiákat. A törékeny, néhol porló teknők ellenére már a terepen egyértelműen felismerhető volt a kagylók *Rzehakia* nemzetségbe tartozása. A rzehakiákon kívül, azoknál jóval nagyobb gyakorisággal cardiidák gyűjthetők. Azonban ehelyütt nem a Kazárról már jól ismert *Cerastoderma edulis* különféle módosult formái, hanem a felső-ottnangi endemikus alakjainak körébe sorolható *Limnopagietia bavarica* és esetleg a *L. ex. aff. moravica*, *schnetti* előfordulása valószínűsíthető. Egyes példányok talán a *Limnopappia génuuszba* tartoznak. Minderre a választ a lelőhely gondos begyűjtése és a fauna alapos feldolgozása adja majd meg.

Sajnos a lépcsős vetős szerkezetből következően a rzehakiás rétegek csak az egyik "lépcsőfokot" alkotják. Dny-i irányban a vető mentén eggenburgi, Pétervásárai Homokkőre támaszkodnak, míg ÉK felé egy másik vető, kárpáti Garábi Slírtől választja el a kérdéses összetet. Így települési helyzetét nehéz lesz kihámozni, habár a mélyebb fekvőben szálban megtaláltuk az alsó riolittufát (Gyula-keszi Formáció). Úgy tűnik, hogy a széntelepes csoport (Salgótarjáni Formáció) e feltárás vidékén jelentősen kiékelődve és elvékonyodva fordulhat csak elő. (A riolittufa a mélyfekvőben, az "onchophorás" rétegek a magas fedőben települnek.)

Amellett erősen összetört, "tektonizált" lehet. Nincs is tudomásunk arról, hogy a lelőhely közvetlen környékén valaha is szénbányák működtek volna.

"Oncophorák" felszíni előfordulását először D-Szlovákiából, a kékkői (Modrykameni) szénmedencéből ismertük. Majd egy Piliny-szecsényfelfalui feltárásból, ezúttal már magyar területről publikált elsőként rzehakiás réteget HANO, CECHOVIC az ötvenes években. Később HÁMOR leírta és értelmezte az eddigi legjobb hazai felszíni feltárást Kazáron. Szerinte Mizserfalva környékén is előkerültek rzehakiák. Mélyfúrásból került elő Kisterenyén (BARTKÓ, HÁMOR), valamint Sajómercsén (BÁLDI, BOHNNÉ HAVAS publikálta) "onchophorás" réteg. Ez a fontos fácies tehát kevés helyen fordul elő Magyarországon, ezért az új, most felfedezett lelőhely talán segíti a fácies pontosabb megismerését. Segít az eggenburgi felső határának megvonásában, és az ottnangi Kárpát-medencei nyitott problémáinak megoldásában.

Fenti kutatásokat az OTKA T 026623 sz. téma keretében végeztük.

Hírek, ismertetések

Geológia a közoktatásban c. konferencia

Tokaj, 1998. november 21–22.

A fenti konferenciára a geológiának – tágabb értelemben a földtudománynak vagy földismeretnek – a közoktatásba és a középfokú oktatásba – megfelelő néven – történő visszaállítását előmozdítandó, a Földtani Örökségünk Egyesület és a Magyarhoni Földtani Társulat közös szervezésében került sor. A mintegy 180 résztvevő (geológusok, geofizikusok, hidrológusok, földrajz tanárok, vállalkozók, diákok és sok más társszakma képviselői) a 11 előadás meghallgatása után, hosszúságos vita eredményeként egy memorandumot fogalmazott meg, illetve hagyott jóvá. A Földtani Közlöny jelen számában az előadások egy részének rövidített változatát, illetve vázlatát adjuk közre. A memorandumot és az ahhoz kapcsolódó dokumentumokat a F. K. következő füzetében közöljük, s ebben adunk együttal tájékoztatást az ide tartozó eseményekről is.

A Föld és az élet fejlődése

CSÁSZÁR G.

Az előadás a földtörténet és a földi élet fejlődési etapjainak, valamint a földtörténeti eseményeknek az élet fejlődésében megnyilvánuló hatásait vázolta fel. Ennek során külön hangsúlyt kapott a földtörténet klimatikus változásaiból (száraz, meleg sivatagosodási; meleg, nedves kőszénláp képződési, továbbá az eljegesedési időszakok), valamint a földtörténeti katasztrófák hatásaiból a mai ember számára levonható tapasztalatoknak a jelentősége. Mindezek alapján az alábbi megállapítások hangzottak el:

1. A Föld – az univerzum legjobban tanulmányozott részeként – térben és időben változó dinamikus egyensúlyi rendszer, amelyet a tudomány és a technika mai szintjén már az ember is képes olyan mértékben megbontani, amely az élővilág jelentős részének, köztük az embernek a megsemmisüléséhez vezet.

2. A Föld és az élet fejlődéstörténetének ismerete eszköz az önhitt antropocentrikus világmépünk megváltoztatásához:

3. A természettudományi tárgyak esetében a jelenségek megértését, a diák szintetizáló készségének kifejlesztését a leghatékonyabban a történetiség, vagyis az időtényező bekapcsolása segíti elő. A geológia az egyetlen tudomány, amely az élő és élettelen környezet evolúciós folyamatait térbeli és időbeli fejlődésében rekonstruálja, és ezek kölcsönhatásait a diákkal – a jövő generációval – a leginkább képes megértetni és elfogadtatni.

4. Ha a tanár csak olyan mélységig ismeri a geológiát, mint amennyi ismeretet átad, akkor fenn áll annak veszélye, hogy a diák kérdéseire hamis választ, jobb esetben félismeretet közöl. A fentiekből adódóan, sajnálatos módon elmarad a legújabb globális érvényű törvényszerűségek jelentőségének ismertetése is. A megoldásra a további előadások mutatnak rá.

Tudomány és tantárgyrehabilitációs folyamatok az ezredfordulón

KOZÁK Miklós

A II. világháború után az ideológia szolgálatába állított ipar, tudomány és oktatás (ORMOS 1992.) részben felszámolta a hagyományos értékrendet, sok esetben a kialakult funkcionális kapcsolatokat, átfogalmazta az ágazati feladatokat. A folyamat máig érezteti hatását, és hatványozottan sújtotta az igen összetett földtudományokat. A földtan, geofizika, geokémia és a műszaki földtudományok részére az ipari feladatok túlhangsúlyozása, az alap kutatások alulfinanszírozása, a közoktatási funkciók megszüntetése, valamint az óhatatlan kontraszelekció az 1989-es rendszerváltás idejére ellehetetlenítette, aránytalaná tette működésüket. Az útkereső, önértékelő szakasz kezdetén a geológiának a közismeretből való csaknem teljes eltűnése a perifériális helyzetbe sodródó tudománycsoport számára az aránytalan és káros mértékű leépítés kényszerpályáját hozta.

1993-ban a Földtani Társulat Oktatási Bizottságában fogalmazódott meg a megújulásnak az a programtervezete, amely megfogalmazta, hogy a valós értékek megőrzése, a pozitív kibontakozás záloga az oktatás teljes vertikumát átfogó reform, amely a minisztériumhoz is benyújtott ún. "tantárgyrehabilitációs" programtervezetben (KOZÁK et al. 1993a) sürgette a tudományos öndefiníciók újrafogalmazását, a feladatok és lehetőségek ésszerű megosztásának felülvizsgálatát, a geológia (vagy földtudomány) c. tantárgy közoktatásban való újbóli megjelenését, az ehhez szükséges graduális és posztgraduális tanárképzés megindítását. Ehhez megtörtént a hazai múltbeli és jelenlegi helyzet, valamint a külföldi földtudományi oktatási gyakorlat elemző átvilágítása (LISZTES 1985).

Az általános- és középszintű tanárokat, főiskolai és egyetemi oktatókat, gyakorlati szakembereket is mozgósító kezdeményéseink mind markánsabban országos mozgalommá szélesedtek. A Társulat erkölcsi és anyagi támogatásával kísérleti geológiai tankönyvek és segédanyagok készültek (VINCZE 1994–96, FILEP 1995a, b), majd sor került ezek gyakorlati próbájára is (FILEP & EGERESI 1998). Országosan felmértük az iskolák geológiai gyűjteményi ellátottságát, a földtani ismeretanyag iránti fogadóképességét. Egyetemeink és főiskoláink összefogásával kialakítottuk az alpműveltség szintjeinek elsajátításához kívánatos egységgyűjteményeket (ásvány, kőzet, kövület) és elkezdtük ezek országos terjesztését. Sikertől elérni a Társulat közoktatási kérdésekben kompetens szakmai szervezetként történő minisztériumi elfogadását. Nemzetközi oktatási kapcsolatokat építettünk ki és elemeztük a földtudományok közoktatásának nemzetközi helyzetét.

Egyetemeink összefogásával elkészült a földtan tanári B-szak szakalapítási tervezete (KOZÁK et al 1993b), melyet illetékes egyetemi és országos fórumok akkreditáltak (OAB 1995). Az időközben sajnálatos módon megváltozott minisztériumi hozzáállás azonban ezúttal az A szaktervezet benyújtását javasolta, így elkezdődött ennek kidolgozása is (SZAKMÁNY & KOZÁK 1998). A tanártovábbképzéseknek több típusát indítottuk el egyetemeinken az anyagismereti alapok és a földtan új eredményeinek bemutatása, elmélyítése céljából.

Közoktatási megbízottaink országos vitákon és rendezvényeken képviselték érdekeinket, regionális előadásokat tartottak (pl. Debrecen, Békés, Hajdúhadház, Budapest, Zalaegerszeg, Sopron, Nyíregyháza, Miskolc) és elkészítették, majd a NAT 7. sz. Bizottsága elé terjesztették a kétszintűre tervezett geológiai ismeretanyag tartalmi és formai követelményrendszerének tervezetét (KOZÁK & FILEP 1995). Hosszas vajúdas után a Bizottság az alapszintű (7. osztályos) részt iktatta rendszerbe. Időközben több mint 3000 iskolába jutottak el gyűjteményeink és történt piacutatás, igényfelmérés a geológia tantárgyat és kiadványainkat illetően.

A szervezeti háttér magasabb szintű megteremtése érdekében a Választmány ösztönző jóváhagyásával 1997. április 18-án a Magyar Állami Földtani intézet dísztermében 54 fő alapító tag részvételével megalakult a Magyarhoni Földtani Társulat Oktatási és Közművelődési Szakosztálya (PÜSPÖKI et al. 1997), s elkezdődött a területi egységek kiépítése. A középiskolai megjelenés – reméljük csupán átmeneti – ellehetetlenülése ellenére nagyfokú érdeklődés nyilvánult meg a gyakorló tanárok részéről. A vajúdo korszak nehézségeinek áthidalása céljából a közoktatásban dolgozók, tanulók valamint érdeklődők számára elkészült és jelenleg lektorálás alatt áll a társulati jubileumi év tiszteletére tervezett 14 000 címszót tartalmazó Geológiai kislexikon (I-II.) (KOZÁK & PÜSPÖKI 1998).

Reméljük, hogy a Társulat keretében megindult és egyre kiszélesedő oktatáskorszerűsítési reformfolyamat a földtudományok teljes köre számára ill. a jövő nemzedék szemléletformálása, arányosabb alapműveltsége érdekében egyaránt előremutató és pozitív hatású fejlődés alapjait rakta le.

Irodalom:

- FILEP M. 1995a: A természet harmadik országa – Geológia, tankönyv az általános iskolák hatodik osztálya számára – Hajdú Bihar Megyei Pedagógiai Intézet, Debrecen
- FILEP M. 1995b: A természet harmadik országa – Képes geológia, ábrák az általános iskola hatodik osztályos geológia tankönyvhöz – Hajdú Bihar Megyei Pedagógiai Intézet, Debrecen
- FILEP M. & EGERESI J. 1998: A geológia tantárgy közoktatási gyakorlata K-Magyarországon – Resume a MFT Jubileumi Vándorgyűlés Kiadv. Nyíregyháza 1998. okt. 1–3.
- KOZÁK M., KECSKEMÉTI T. & SZANYI J. 1993a: A geológia, mint közismereti tantárgy rehabilitációs programja. Kézirat (Minisztériumi előterjesztés) 50 p. MFT Adattár.
- KOZÁK M., SZANYI J. & SZŐÖR Gy. 1993b: A földtan tanári (B szak) szakalapítási ill. újraindítási tervezete a Kossuth Lajos Tudományegyetemen – Kézirat (Minisztériumi előterjesztés) 15 p.. KLTE Ásvány-és Földtani Tanszék Adattára.
- KOZÁK M. & FILEP M. 1995: A földtudományi, s ennek részeként a geológiai ismeretek közoktatási megjelenésével kapcsolatos észrevételek és javaslatok – A Magyarhoni Földtani Társulat előterjesztése a NAT 1995. 05. 15-i egyeztető tárgyalásra. Kézirat MFT Titkárság Adattár
- KOZÁK M. & PÜSPÖKI Z. 1998: Geológiai kislexikon bemutatása – Resume a MFT Jubileumi Vándorgyűlés Kiadv. Nyíregyháza 1998. okt. 1–3.

- LISZTES E. 1985: A középiskolai földtani oktatás múltja és jelene – Doktori értekezés – Debrecen KLTE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár.
- Országos Akkreditációs Bizottság 1995: Elfogadott szakalapítási/szakindítási javaslatok – *Magyar Felsőoktatás* 95/10. p. 22.
- ORMOS M. 1992: A reformtörekvésektől az autonómia felszámolásáig – Történelmi fordulatok és a Magyar Tudományos Akadémia c. cikksorozat *Magyar Tudomány* 9. 1051–1059.
- PÜSPÖKI Z., PETÓ A. & KOZÁK M. 1997: A MFT Oktatási és Közművelődési Szakosztályának alapító dokumentumai – 18 p. + 15 csatolt melléklet MFT Titkárság Adattára
- SAKÁMÁNY Gy. & KOZÁK M. 1998: A földtan tanári szak újrarendelési kísérlete – Resume a MFT Jubileumi Vándorgyűlés Kiadv. Nyíregyháza 1998. okt. 1–3.
- VINCZE Péter 1994–96: Geológia – középiskolai kísérleti tankönyv gimnáziumok számára.– kézirat, ELTE

A természeti nevelés fejlődése, ennek földtudományi oktatási vetületei

PÜSPÖKI Zoltán – LISZTES Edit

A közoktatás és még inkább köznevelés problémaköre nem csupán azért stratégiai fontosságú „ágazat”, mert szélesebb társadalmi rétegeket érintve piacot teremt az oktatásban érintett szervezetek, tudományterületek számára, hanem azért is, mert mondanivalóján, szerkezeti felépítésén és megjelenési módján keresztül nemzedékek szemléletét, világnézetét és gondolkodásmódját határozza meg, középtávon szinte megmásíthatatlanul. Ezért minden tudományterületnek, amely a társadalom életének alakításában nélkülözhetetlen szerepet játszik, súlyához és valós jelentőségéhez mérten kell megjelennie a köznevelésben, s ezen keresztül a közgondolkodásban (ZSOLNAI et al. 1992).

Az ezredforduló küszöbén megfogalmazott Nemzeti alaptanterv a jövő nemzedékének természettudományos alpműveltségi szintjét a természetet egységben látó, ismerő, így azt szeretni és védeni is képes világnép kialakításában fogalmazta meg. Szemléletében így visszatérni látszik hagyományainkhoz, melyek közoktatási alapjait a Mária Terézia idején bevezetett Ratio Educationis (1777) rakta le. Fejlődését nyomon követhetjük a XIX. sz. igényes természetismereti oktatásában, ill. a XX. sz. természetrajzi oktatásában alap-, közép- és felsőfokon egyaránt (GARAMI 1963, NOGA 1963, GÁTI 1975, LISZTES 1986, 1990a, b, SIMON 1995). E kiteljesedés hazai kiválóságok egész sorának alpműveltségi szintű arányos ismeretszerzését tette lehetővé.

A földtan hazai oktatása együtt ívelt a természetrajz integráló szemléletének fejlődésével, s arányos részt kapott a köznevelésben is. Ezen keresztül a geológiai anyagismereti alapokkal felvértezett műveltség előnyösen hatott az oktatási és kutatási gyakorlatra, s pozitívan visszahatott a tudományok fejlődésére is.

A természettudományok túlspecializálódásból adódó kiegyenülése, a szerepek mind erőteljesebb megosztása a XX. sz. közepére a közoktatás szintjén is kezdte szétfeszíteni az integráló tantárgyi kereteket. Ami a tudományban előnyt jelent, az alpműveltség szintjén túl korai specializálódáshoz és aránytalan

szemlélethez vezethet (KOZÁK & PÜSPÖKI 1997). A megjelenő utódtárgyak egyedi módon, szűkebb belső szemléletük szerint értelmezve jelenítették meg jól-rosszul a teljességet. Az egységben láttatás a tantárgyközi integráció lehetőségeire korlátozódott. Az, hogy mely tudomány milyen részt kapott és vállalt a közoktatási tudatformálásban, döntően függött annak pillanatnyi politikai megítélésétől, oktatásügyi "menedzsmentjétől". Az így kialakult versenyhelyzet gyakorlatilag a geológia és általában a földtudományok által közvetített alapfogalmi szintű ismeretek gazdátlanvá válásához, erőteljes megritkításához vezetett (KOCH 1964, KOZÁK et al. 1993, 1996). A sajnálatos eredmény vesztese maga a "piac", amelyért a verseny folyik. A nemzetközi gyakorlatban a szomszéd országokban és számos fejlettebb államban (pl. Ausztria, Franciaország, Portugália, Anglia, USA, Japán) a jelenlegi magyar állapotnál sokkal markánsabb és arányosabb a földtan, a földtudomány képviselője és megjelenése a közoktatás szintjén (LISZTES 1990c).

A tudományok gyakorlatban megjelenő pillanatnyi konjunkturális helyzete nem határozhatja meg egy kulcsfontosságú ágazat hosszú távú fejlesztési stratégiáit, mert ha így lenne, a világpiac áringadozásai lépten-nyomon húzóágazatok meggondolatlan felszámolásához vezetnének, amit egyetlen arányosan fejlődő gazdaság sem engedhet meg magának. Különösen így van ez legkiemelkedőbb nemzeti vagyónunk, az emberi tudat fejlesztésének terén, ahol – ha úgy tetszik pillanatnyilag egy új évezred természettudományos emberi viszonyulásának alapjait kell leraknunk, s ahol az arányos megjelenés hosszútávon minden érintett tudománynak és a társadalomnak egyaránt közös érdeke, felelőssége és feladata.

Irodalom:

- GARAMI K. 1963: A hazai természettudományos oktatás történelmi alakulásának néhány vonása. – OPI Tantárgytörténeti tanulmányok
- GÁTI I. 1795: A természet históriája, amelyben az Ásványoknak, Plántáknak és Állatoknak három világát azoknak megismertető bélyegeivel ... rendbe szedve ... mind együtt Magyar nyelven először bocsátja ki Pozsony, Wéber
- KOCH S. 1964: A geo-tárgyak oktatásáról – *Felsőoktatási Szemle* 2. Bp.
- KOZÁK, M., RÓZSA, P., LISZTES, E. & FILEP, M. 1993: The status of geology in hungarian lower and higher secondary education Resume – Intern. Conf. on Geosciences Education and Training Southampton
- KOZÁK, M., RÓZSA, P., LISZTES, E. & FILEP, M. 1996: The status of geology in lower and higher secondary education in Hungary – Geoscience Education and Training A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield 115–120.
- KOZÁK M. & PÜSPÖKI Z. 1997: Geodiverzitás és természetrajz – *Calandrella XI/1-2.* 72–84.
- LISZTES E. 1986: A magyarországi földtanoktatás története Mária Terézia uralkodásától az 1848/49 évi szabadságharcig – *Földt. Közl.* 116. 179–184.
- LISZTES E. 1990a: A földtanoktatás az 1848/49. évi szabadságharctól 1945-ig – *Földt. Közl.* 120. 103–107.
- LISZTES E. 1990b: Magyarország földtani oktatása az I. világháborútól napjainkig – *Földt. Közl.* 120. 261–268.
- LISZTES E. 1990c: A középiskolai földtani oktatás napjainkban Európa néhány országában – *Földt. Közl.* 120. 269–274.
- MKM (1995): Nemzeti alaptanterv
- NOGA T. 1963: A magyarországi gimnáziumok természetrajzi oktatási feladatának vázlatos története 1879–1959. OPI – *Tantárgytörténeti tanulmányok* II.

- SIMON M. 1995: Földtan oktatás a debreceni Református Kollégiumban. – Kézirat, Szakdolgozat KLTE Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen
- ZSOLNAY J. et al. 1992: A magyar közoktatás minőségi megújításának szakmai programja – *Iskolakultúra (OKI)* II. 6–7. szám

Hozzászólás a “Geológia a közoktatásban” című konferencián

SZEDERKÉNYI Tibor

A Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztályának meghatalmazottjaként elmondottak fontosabb megállapításai:

1. A nálunk fejlettebb országok 2/3-ban a geológia önálló tantárgyként szerepel a közoktatásban. Ezt a lehetőséget nálunk is meg kell teremteni, helyesebben visszaállítani ezen a néven vagy földtudomány címszó alatt, amelybe súlyuktól függően legalább egy-egy óra erejéig több földtudomány is megjelenhetne.
2. A geológiának (földtudománynak) a közoktatásba történő ismételt beiktatása feltételezi a földtan tanári szak újraindítását második és harmadik szakként.
3. Mindezek szükségképpen felvetik a jelenlegi tanszéki-, tanszékcsoporti rendszer reformját is, amelynek egyik megoldása – ugyancsak a fejlettebb világ példájára – földtudományi intézetek létrehozása lehet.

Hozzászólás és javaslat a “Geológia a közoktatásban” konferencián

PÉNTEKNÉ SZILÁGYI Aranka¹

Két évtizedes általános és középiskolai földrajz tanítás után végeztem el a földrajz tanárok számára meghirdetett földtudományi szakos akkreditált tanár-továbbképzést. Ezt követően tanárképző főiskolán oktatom – mégpedig megváltozott szemlélettel – a földrajzot, és általában a földtudományt, benne a geológiát is. A továbbképzésnek is következménye, hogy őszinte elkötelezettség vagyok a környezet- és természetvédelemnek, a környezeti nevelésnek és a környezettudatos magatartásra nevelésnek. Úgy érzem, ma sokkal világosabban tudok rámutatni a Föld és az élővilág szerves egységére, az utóbbinak előzőtől való meghatározó függőségére, a Föld története során és ma is ható felszíni, felszín alatti, sőt kéreg alatti geológiai folyamatokra, amelyek formáltak – és a felszínen szemléltethetően ma is formálják – Földünk arculatát. Azon tanár társaimmal, akik FILEP Miklós “Geológia” tankönyvét és a hozzá tartozó segédkönyvet több éve a gyakorlati oktatásban is használják, meggyőződéssel vallom, hogy a

¹ a természetismeret tanára, Károli Gáspár Református Egyetem Tanárképző Főiskolai Kar Természettudományi és Matematikai Tanszéke Nagykovács

globális szemlélet átadására, az ok és okozati viszonyok bemutatására, azok hatásmechanizmusának szemléltetésére csak azok a tanárok képesek, akik az átadandó ismereteknél elmélyültebb ismeretekkel rendelkeznek, és ebből adódóan mindezen összefüggéseket maguk is világosan, átfogóan látják. Nem lehet tehát eléggé hangsúlyozni a geológia tantárgy közoktatásba történő visszaállításának fontosságát. Ez azonban ne korlátozza a földrajz tantárgynak a tanításban elfoglalt helyét, szerepét. Ezen igény megvalósíthatóságának alapfeltétele a geológia tantárgynak a tanárképzés különböző szintjein történő visszaállítása is.

Java-slataim

1. A tanárképzésben alkalmazható megoldások: nappali tagozaton 3. szakként geológiai tanári szak bevezetése, diplomás tanárok esetében levelező kiegészítő képzés.

2. Össze kell állítani a geológia tantárgy bevezetéséhez szükséges dokumentumokat a Kossuth Lajos Tudományegyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke és a körülötte kialakult előkészítő csoport bevonásával.

A geológia oktatás tapasztalatai a 6–7. osztályban

TÓTH Katalin – EGERESI Julianna

Az elemi szintű kísérleti geológia tankönyv elkészülte után, a KLTE tanár továbbképzési programjának, ill. az ott kiadott oktatási segédanyagoknak a segítségével néhány kelet-magyarországi általános iskolában (Hajdúhadház, Békés, Debrecen) megkezdődött a geológia közismereti tantárgy gyakorlati kísérleti oktatása.

A debreceni Angyalföld téri Általános Iskolában hat éve került bevezetésre a geológia tantárgy, a hatodik osztályban. Hatása a természet egészének megismerési folyamatában a tanári tapasztalatok szerint igen pozitívan értékelhető. Több évtizedes hiányt pótol az élő természet mellett a befogadó élettelen környezet megismertetése (KOZÁK 1993; FILEP & KOZÁK 1994; KOZÁK et al. 1994). Az anyagismeret (ásványok, kőzetek), a természet elemi építőköveinek megismerése nélkül a nagyobb egységek (pl. hegységek, kontinensek) felépítése csak érthetetlen, semmihez sem kapcsolódó tudást jelenthet (FILEP 1996). A korosztály értelmi képességéhez igazodva az elemi, anyagszerű szinttől haladunk a bonyolultabb, összetettebb szintetizáló szint felé.

A természetegységben láttatása akkor a leghatékonyabb, ha egy tanár kezében összpontosul annak teljessége. A legeredményesebbnek akkor bizonyult az oktatói nevelő tevékenység, amikor egy osztályban geológiát, földrajzot és biológiát egy személy tanított, heti 2–2–2 órában. Az ismeretanyagok nem párhuzamosan, egymás mellett kerültek feldolgozásra, hanem egymást követő epohális rendszerben. A geológiát "A Föld amin élünk" c. fejezet vezette be, melyben a tanulók megismerkedtek bolygónk kialakulásával, belső felépítésével,

a belső erők munkájával és ennek eredményeivel. A második témakörben kerültek tárgyalásra az ásványok és kőzetek. Csak ezen elemi ismeretek elsajátítása után kerültek sorra a kontinensek, elsőként Afrika. Ekkorra a tanulók már ismerték a gránitot, az üledékes kőzetek különböző típusait, s építkezni lehetett az előzőekben megtanított ásvány-kőzettani és általános földtani ismeretekre. Miután az egyes kontinensek természeti földrajzát és éghajlatát is megtanulták, az illető kontinens növény- és állatvilága került feldolgozásra. Végül a kontinens gazdasági élete zárta a sort. Ezek után újabb geológiai rész következett, melyben Földünk múltjával és az élővilág fejlődésével foglalkoztak. Végül a 6. osztályt geológiai környezetvédelemmel zárva, lehetőség nyílt a természet- és környezetvédelem szerepének hangsúlyozására változó Földünk életében. Tantárgypedagógiai szempontból igen előnyös helyzetet teremtett az iskola fogadókészsége, megfelelő előadóterem biztosítása, ahol gyűjteményes anyag került kiállításra. Emellett poszterek, valamint egy teljes falat beborító, a dinoszauruszok világát idéző freskó készült el. A vázolt oktatási mód eredményességét egy bemutató tanítási nap keretében ismertettük meg a régió érdeklődő pedagógusaival és a Földtani Társulat ill. a Debreceni Kossuth Egyetem patronáló képviselőivel.

A békési 1. sz. Általános Iskolában alternatív kísérletként 6. osztályban került sor a tantárgy bevezetésére. Az előadóteremben motivációs céllal szétcszedhető földgömb, színes ásványfotók, valamint vitrinben elhelyezett ásvány-, kőzet- és kövületgyűjtemény került kiállításra. A gyűjtemény kialakításánál jelentős segítséget nyújtottak a MOL Rt.-nek a Békési-medence kutatásán dolgozó és a Földtani Társulat regionálisan illetékes szakemberei. Átlagos képességű osztályokkal folytatott oktatási kísérletünk igen sikeresnek mondható. A kapcsolódó és egy évvel később következő tantárgyak tanárai elismeréssel szóltak a tanulók szemléletmódjában tapasztalható előnyös változásokról. Szerencsésnek bizonyult a tankönyvnek az a szerkezeti felépítése, hogy az ismeretanyag mellé az érdeklődést serkentő olvasmányt rendel, a "Tanuljunk együtt!" c. módszertani fejezetben tanárt és tanulót egyaránt segítő módon az anyagrészek lényegét érintő kérdéseket vet fel és válaszokat ad meg. A tantárgy jól harmonizál a ráépülő földrajzi tananyaggal, kitűnően alapozza azt. Tanulmányi kirándulásokon a teljes természetet láttatni akarás jegyében az érintett osztályok meglátogatnak védett területeket, nevezetes geológiai feltárásokat és nevezetes közgyűjteményeket, múzeumokat is. Mindezek a látókör és műveltség bővítése mellett kitűnően hasznosíthatók az országos tanulmányi versenyeken, amelyekhez a Társulat szakemberei egyéb segédanyagokat is juttatnak az iskolának. Az oktatási modell országos nyilvánosságot kapott egy bemutató tanítási kapcsán, amelyhez a földtan korszerű eredményeit, regionális kutatásait és számos érdekességet bemutató előadói konferencia társult.

Az országban elsőként Hajdúhadházon a Dr. FÖLDI János Általános és Művészeti Iskolában került bevezetésre a geológia tantárgy 6. osztályban. Egy fakultációs óra felhasználásával, a természetföldrajzi ismeretanyaggal párhuzamosítottuk az első félévben 2+1, a másodikban 1+2 hangsúlyeltolódással. Az előadótermekben a tananyaghoz kapcsolódva földtani térképek, időskála, színes ásványfotók, és az élet fejlődését bemutató szalagtabló van kiállítva. A folyosón üvegvitrinben bemutatott példányokat tartalmazó ásvány-, kőzet- és

kövület gyűjtemény van. A kísérleti stádiumon túljutva, annak sikereiből táplálkozva és tapasztalatait fölhasználva ma már minden párhuzamos osztály tanulja a tantárgyat. Nagyon sikeresnek bizonyult az a kezdeményezés, amelynek során a tanulók meglátogatják a Nemzeti Múzeumot, az alkalmi kiállításokat (pl. dinoszaurusz kiállítás), az ásványbörzékét, s egy gyakorló nap keretében a debreceni kiállítóhelyeket, köztük a Kossuth Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének gyűjteményét és gyakorlótermét, ahol érdekességeket, mikroszkópi csiszolatokat láthatnak. Az első regionális bemutató tanítás Hajdúhadházon történt.

Irodalom:

- FILEP M. 1996: A NAT nagy vesztese.– *Környezetvédelem*, IV. 96/3–4. 34–35.
- FILEP M & KOZÁK M. 1994: Geológiai ismeretek a hazai közoktatásban.– *Iskolakultúra*, IV/14. 48–55.
- KOZÁK M. 1993: A geológia mint közismereti tárgy rehabilitációja az egységes természet-, környezetszemlélet, az ökológiai gondolkodásmód elősegítésére.– TKTE Természeti, környezeti nevelés mint a nevelés megújításának lehetősége konf. kiadv. Bp. 143–147.
- KOZÁK M., RÓZSA E. & FILEP M. 1994: A geológia helyzete a magyar oktatásban.– *Köznevelés* 50/18.

A környezetpedagógiai tanár-továbbképzési anyag geológiai motívumai, különös tekintettel a nemzeti parkok értékeire

BÁROSS Gábor – GELLAI Mária

Javaslataink a környezeti–természeti neveléshez, az ehhez szorosan kötődő természetvédelmi oktatáshoz és képzéshez illeszkednek, s az ún. természeti, környezeti tudatosság növelése, az iskolán kívül, “szabad ég alatt” bejárható terület földtani felépítéséből fakadó érzékenység felismeretése, egyúttal a természethez, benne az élettelen természethez való érzelmi kötődés egyengetése jegyében fogalmazódtak meg. A képzett tanárnak a környezetben folytatott munkája eredményeképpen a tanuló a közvetlen benyomások és a környezetben kapott magyarázatok révén a környezetről, benne a földtani felépítményről, az alapvető földtani fogalmakról, folyamatokról, az élő és élettelen környezet térbeli és időbeli fejlődéséről és összefüggéseiről tapasztalataihoz, élményeihez kötődő s ezáltal jobban rögzülő ismereteket szerezhet, könnyebben felismerheti, hogy a földtani természet- és környezetvédelem ügyében mit tehet. A terepgyakorlatok címen összefoglalt módszerek és lehetőségek, a megfigyelő sétától az erdei iskoláig és a természet- és környezetvédő táborokig, nagy mértékben elősegítik a készségfejlesztést a környezeti problémák megértéséhez, a környezeti valóság kezeléséhez. A geológia ismeretanyagának már alapfokú megismerése is előnyösen hat mind az elemző, mind az integráló készség fejlődésére. A környezeti etikai és esztétikai érzék kialakítása egészíti ki a tanulók, köztük a holnap társadalmának környezeti döntéseiért felelős tagjai, holisztikus fejlesztését.

A NAT felülvizsgálata során kerettantervek kialakításával elérhető, hogy az iskolák környezetéből meríthető helyi értékek között megfelelő súllyal szerepeljen a földtani és felszínalaktani (geomorfológiai) jelek értéke, a környezetérzékenységet befolyásoló tulajdonságok kibontása, alkalmazása az oktató-nevelő munkában. Legyen kiemelt helyen a geológiai alapfogalmak elsajátítása. Használják fel ehhez a természetvédelem, így a nemzeti parkok lehetőségeit.

Gyűjtemény ellátási program a hazai általános és középiskolákban

CSERPÁK Gyula

A természettudományi iskolai tantárgyak oktatása kialakulásának kezdete óta megkívánja a gyakorlati anyag- és fajismeretet, a kísérleteket, a szemléltetést (BENDA 1931, KOZÁK & PÜSPÖKI 1994, KOZÁK & SZANYI 1994). Így volt ez a geológiai, földtudományi ismeretek esetében is, egészen addig, míg a tantárgy 1949-ben el nem tűnt a közoktatásból. Korábban a nyolcosztályos gimnáziumok szinte kivétel nélkül rendelkeztek tekintélyes mennyiségű kiállítási és gyakorló anyaggal. Többségükben az ásvány, a kőzet és a kövület mennyisége meghaladta az 1000 darabot (VITÁLIS Gy. & KECSKEMÉTI T. (eds) 1991). Funkciójukat a múzeumok természettudományi részei nem tudták átvállalni és helyettesíteni. A 70-es évek végétől a 90-es évek elejéig több hullámban végzett állapotfelmérések tanulsága szerint a magyar iskolák túlnyomó részéből eltűntek a gyűjtemények, s ami maradt az rendezetlen, passzív anyag.

A KLTE Ásvány- és Földtani Tanszéke, majd a Földtani Társulat 1993 tavaszán kért föl gyűjteményterjesztésre. Feladatomból volt az általános és középiskolák geológiai gyűjteményekkel történő ellátása.

Az egyetemek és főiskolák által megadott összeállításban elkészültek az alapgyűjtemények (ásványtani, kőzettani, őslénytani) mintapéldányai. Ekkor kezdődött az a még ma is tartó munka, melynek eredményeképpen mintegy 3500 általános és 70 középiskolát kerestem föl, némelyiket több ízben is. A meglátogatott iskolák mintegy 75–80%-a már rendelkezik gyűjteményeinkkel. A maradék 20–25% nagyobb hányada – bár igényelte volna – pénz hiánya miatt nem tudta megvásárolni még a kedvezmények ellenére sem. Ebben segíthetne akár egy központi keretből juttatott 1–1,5 millió Ft-os összeg, mely révén mintegy 100–150 iskola juthatna ingyen e gyakorló és szemléltető anyagokhoz.

Az iskoláknál és a pedagógiai intézeteknél a gyűjtemények kedvező fogadtatásra találtak, további igény merült fel szakszerű egyéb speciális kollektciókra (pl. Magyarország ásványai, drágakövek). Indokolt lenne egyéb oktatási segédanyagok (földtani térképek, szelvények, időskálák, poszterek stb.) előállítására is. Az érintett iskoláknál szükség van a folyamatos pótlásra is.

Irodalom:

- BENDA L. 1931: Iskolai talaj-, kőzet és ásványtani gyűjtemények – Dunántúli Tanítók Lapja Könyvtára 9., Szombathely
- KOZÁK M. & PÜSPÖKI Z. 1994: Geológiai anyagismeret mint a környezeti értékvédelem egyik alapja – Ökológiai Kultúra - Ökológiai nevelés TKTE I. és II. konf. kiadv. Bp. 192–195.
- KOZÁK M. & SZANYI J. 1994: A geológiai gyűjtemények szerepe a közismeret formálásában – Ökológiai Kultúra - Ökológiai nevelés TKTE I. és II. konf. kiadv. Bp. 186–191.
- VITÁLIS, Gy & KECSKEMÉTI, T. (ed.) et al (1991): Museums and Collections in the History of Mineralogy, Geology and Paleontology in Hungary – INHIGEO 16th intern symp. – Dresden, Germany p. 440.

A Nemzeti alaptanterv, a természettudományok kapcsolatai, integrációja, a megjelenés lehetőségei

FILEP Miklós

E konferencia lehetőséget adott arra, hogy nyilvánosság előtt vessünk számot az elmúlt évek történéseivel, a jelen helyzettel és vázoljuk a lehetséges és kívánatos stratégiát.

Üdvözlünk kik állhatatosak Máté év. 24. 13.

1988-ban készült a Nemzeti alaptanterv (NAT) első megfogalmazása, és 1998. szeptember elsején került bevezetésre az immár sokadik változat. A rendszer-váltás előtt az 1978-as tanterv "rendezte" a természettudományok közoktatási megjelenését és viszonyrendszerét. Az alaptudományok, a fizika, a kémia, a biológia és a földtudományok igen kiterjedt, hatalmas területeket fognak át és egymásból építkeznek. Képviselőtüket az azonos nevű integrált tantárgyak látták el, ám a földtudományokat csupán egyetlen részterület, a részben már társadalomtudomány jellegű földrajz volt kénytelen képviselni a saját alpműveltségi ismeretanyagának közvetítéséhez is szűkösen elegendő órakeretben. Tankönyvekből összegyűjtve, hogy a környezetismeret, a földrajz, a biológia, a kémia, a technika és a fizika milyen földtani alapfogalmakat használ kiderült, hogy igen széles e fogalmak köre és gyakori az előfordulásuk (FILEP 1990a, b, 1991). Ezzel szemben ezeket soha, sehol egyetlen tantárgy sem értelmezi az alpműveltség szintjén megfelelően, így azt sem a tanárok, sem a tanulók nem tudják szabatosan használni, haszonnal beépíteni.

Az elmúlt két kormányzati periódus során részben a hagyományos formák továbbélése, a mechanizmus tehetetlensége, ill. esetenként a szükséges akarat hiánya miatt az oktatási reform kevéssé érintette az alapvető és lényegi kérdéseket, fontosabbnak ítélte az egyéb szférák (pl. gazdaság, külpolitika reformját). Ez rányomta bélyegét a NAT-vitákra, az egymást követő kiforratlan változatok megszületésére (FILEP M. 1991, KOZÁK & FILEP 1995). A jól megfogalmazott alapelképzelések a gyakorlati megvalósulás terén nem érvényesülhettek a kívánt mértékig. Különösen igaz ez a természet és környezetismereti vonatkozásokra

(KOZÁK & PÜSPÖKI 1995), ahol az élettelen környezet fogalmai szinte meg sem jelennek, valamint a földtudományokra, amelyek változatlanul nincsenek jelentőségüknek megfelelő formában és tartalommal képviselve. Ez tehát egy értékrendi zavar továbbélését, egy hiányjelenség elmélyülését idézheti elő.

Bár számos fórumon érveltünk, vitáztunk és terjesztettünk elő módosító javaslatokat (FILEP & KOZÁK 1994), ezek igen csekély mértékben tükröződnek vissza az alaptantervben. Így jobbára csak annak lehetőségét sikerült elérni, hogy arra fogadóképes általános iskolák 6. vagy 7. osztályában a geológia tantárgy önálló formában jelenhessen meg.

Várható, hogy a polgárosodás és a fokozódó nyugati orientáció inspirálni fogja az értékrend és ezen belül a stratégiai fontosságú oktatásügyi reform újraértékelését és továbbbisttúlását. Ebben egyszerre kell érvényesülnie a nemzeti hagyományok követésének és az előremutató fejlődés fő irányainak. Mivel a gyakorlat is igazolta, hogy a geológiának vagy az angol, amerikai, japán stb. minták szerint földtudománynak (earth science) nevezett önálló ismeretanyagra szükség és igény van, remélhető, hogy a közel 10 éve képviselt álláspontjaink e tekintetben nagyobb figyelmet kapnak. Ehhez azonban a földtudományok egységes fellépése, közös érdekek és célok egyeztetése, az elmúlt években kielélt kísérleti eredményeink figyelembevételére és szakszerű megfogalmazása szükséges. Mindezeknek ki kell terjednie az oktatás minden szintjére. Az arányos alapműveltség az egész társadalom közös érdeke.

ÖRKÉNY István "Fasírt" c. egypercesének tanulsága szerint nem mindegy, hogy mi daráljuk e meg a húst vagy minket darálnak meg.

Irodalom

- FILEP M. 1990a: Ásvány- és kőzettani fogalmak a környezetismeret, a földrajz és a biológia tantárgyakban. – *Innovációs Füzetek* 6. Hajdú Bihar Megyei Pedagógiai Intézet, Debrecen
- FILEP M. 1990b: Geológiai fogalmak megjelenése az általános iskola felső tagozatának technika, fizika és kémia tantárgyaiban. – Kézirat, Hajdú Bihar Megyei Pedagógiai Intézet Adattára
- FILEP M. 1991: Tantárgyi koncentráció lehetőségei ásvány- és kőzettani fogalmak kapcsán. – Hajdú Bihar Megyei Pedagógiai Intézet, Debrecen
- FILEP M. & KOZÁK M. 1994: Geológiai ismeretek a hazai közoktatásban – *Iskolakultúra*, 5/14. 48–55.
- KOZÁK M. & FILEP M. 1995: Földrajz – földtan – földtudomány. – *Iskolakultúra*, 5/3–4. 101–106.
- KOZÁK M. & PÜSPÖKI Z. 1995: The Place and Role of Environmental Geology in the Teaching of the Subject: the Study of Nature. – *Acta Geogr. Geol. et Meteor. Debrecina* 33. 239–251.

A földtan tanár szak felsőoktatásba történő bevezetésének szükségszerűsége

SZAKMÁNY György

Előzmény

Az országos oktatási reform megteremtette annak lehetőségét, hogy a geológia a korábbinál nagyobb mértékben kerüljön bele az alap- és középfokú oktatásba. Nálunk ennek oktatása a földrajz tantárgy keretein belül folyt és folyik. Ugyanakkor azonban a tudományegyetemek földrajz tanár szakán a geológiai tárgyak részaránya a szakmai tárgyakon belül rendkívül csekély (4–5% mindössze!), így a hallgatók nem tudják megszerezni azokat az ismereteket, amely alapján a geológia megnövekedett ismeretanyagát oktathassák. Mindezekből következően szükséges, hogy a földtan tanár szak bevezetésre kerüljön a felsőoktatásban.

Cél

Olyan szaktanárok képzése, akik a geológia, mint szintetizáló tárgy egészét – fő vonalaiban – átlátják, annak anyagismereti és természetismereti alapjait elsajátítják, és ismeretüket képesek az alap- és középfokú oktatásban képviselni és átadni a tanulóknak. További cél, hogy az iskolák geológiai gyűjteményét létrehozzák, újjászervezzék, bővítsék és azokat szakmailag kezeljék. Képesek legyenek az oktatáshoz szükséges demonstrációs anyagokat előállítani illetve a korszerű számítógéphálózatokon keresztül elérhető anyagokhoz eljutni, azokat az oktatásba bevonni. Az iskolai tanulmányi kirándulásokon a földtani vonatkozásokat bemutatni, a tanulókkal észrevetetni.

A földtan tanár szak feladatai

– Alapozó és szintetizáló ismeretek átadása a természetben lezajló folyamatokról, eseményekről, azok földtörténeti fejlődésének menetéről térben és időben, kapcsolódva a fizika és kémia továbbá a természetföldrajz felé, valamint a biológia rendszertani–evolúciós–ökológiai ismeretanyagához.

– A hasznanyag kitermelés földtani alapjainak, valamint a kitermelés során keletkezett “sebhelyek begyógyítása”-nak vagyis a rekultivációnak megismeretése.

– Kiemelten kezelje a környezet- és természetvédelem földtani vonatkozásainak felismerését, bemutatását, az ember szerepét ezeknek a folyamatoknak az alakításában.

– Ismertesse a Föld, ezen belül a Kárpát-Pannon Régió geológiai felépítését, adottságait, kialakulását, történetét.

Rövid történet

1950-es évek elején már – rövid ideig – létezett földrajz–földtan tanárszak.

1993 elején a KLTE majd ehhez csatlakozva az ELTE és a JATE szakújrاندítási-szakalapítási kérelmet adott be. A három egyetem eltérő oktatási szerkezete miatt a KLTE B szakként, valamely A szak mellé tervezte a földtan tanári szak bevezetését, és követelményeit kreditben adta meg. A másik két egyetem 1 illetve 2 év egyetemi tanulmányok után felvehető második szakként (JATE) illetve képzés során felvehető szakként (ELTE) 3 év földtani oktatás betervezésével kívánta azt bevezetni. Többszöri átdolgozás, egyeztetés után az OAB (mai nevén MAB) 1995 őszén támogatásával adta át az anyagot az MKM felé, amely azonban az új felsőoktatási törvényre hivatkozva (ti. egyetemi diploma kiadásához minimum 4 év tanulmányok szükségese) a beadott formában a szakindítást-alapítást nem engedélyezte, hanem átdolgozásra visszaküldte. Ezután 1997–98 során az új kívánalmaknak megfelelően megkezdődött az átdolgozás, amely a korábbi változatokhoz képest tartalmában nem, de szerkezetében jelentősen megváltoztatva kerül majd végleges kidolgozásra.

Az új tervezet legfontosabb jellemzői

Mindhárom tudományegyetem egységesen, 5 éves, másik természettudományi tanárszakkal szakpárban kívánja a földtan tanárszakot beindítani. A szakpárok közül elsősorban a földrajz, másodsorban a biológia jöhet szóba, de más tanárszakok (pl. fizika, környezettan, kémia stb.) szakpárosítása is lehetséges lenne (ez függ a másik szak "fogadókészségétől" is).

A képzés nappali tagozatos és levelező tagozatos formában (ez utóbbinál már középiskolai földrajz, biológia, kémia vagy fizika tanári diplomával rendelkezők számára), valamint kutatószakos geológusok (feltétel: a tanárképzés követelményeinek elvégzése és a geológus kutatószakon nem szereplő szaktárgyak lehallgatása) számára kerülne meghirdetésre.

A Földtan tanárszakon hallgató tantervcsoportok:

I. Szakmai illetve azokat megalapozó tárgyak

a, Természettudományos ismereteket megalapozó tárgyak (matematika, fizika, kémia, informatika)

b, Földtudományi ismereteket "megalapozó" tárgyak, amelyek ismerete nélkülözhetetlen ahhoz, hogy a geológiát mint szintetizáló tárgy egészét a hallgatók megfelelően átlássák és oktassák az iskolákban (geomorfológia, térképészet, geofizika, meteorológia, csillagászat stb.).

c, Kötelező szaktárgyak, elsősorban a geológia legfontosabb területeinek alaptárgyai (általános földtan, ásványtan, kőzettan, őslénytan, földtörténet, alkalmazott földtan) keretében koncentráltan kerülnének megvalósításra, kiemelkedő fontosságot biztosítva a környezetvédelem geológiai vonatkozásainak.

d, kötelezően választható tárgyak, amelyek keretében lehetőség nyílik specializálódásra illetve a geológia és egy másik tudomány határterületének részletes megismerésére.

e, Évközi és nyári terepgyakorlatok (összesen néhány hét időtartamban) az elméleti és gyakorlati órákon tanultak terepen történő bemutatása és alkalmazása céljából.

II. Tanári blokk

Kormányrendeletben előírt szempontok és szabályok szerint egy-egy tudományegyetem általában egységesen szabályozza az általa meghirdetett tanárszakokra (beleértve a tanítási gyakorlatot is).

Kiemelkedő fontosságú a "Szakmódszertan" oktatása, amely gyakorlatilag kapcsolatot teremt a szaktárgyak és a tanárképzési blokk között. E tárgy keretében kerül sor az ismeretek szintetizálására a geológia tanításának szempontjából, illetve a geológia tanításához szükséges konkrét gyakorlati ismeretek megszerzése.

Tanár-továbbképzés

A szaktanárok részére előírt 7 évenkénti kötelező továbbképzés új lehetőségeket nyit a felsőoktatási intézmények számára a geológia oktatásának fejlesztésére. Elsősorban a felsőoktatási intézményekben eddig megszerzett igen gyér geológiai ismeretek kibővítése valamint a korábban megszerzett ismeretek óta eltelt idő alatt felhalmozódott geológiai újdonságok megismertetése a cél. Több 30 tanórás program akkreditálása van jelenleg folyamatban.

GEO '99

Ez év augusztus 18–23. között immár negyedik alkalommal találkoztak a világon szerte élő magyar földtudományi szakemberek (geológusok, geofizikusok, geográfusok, kartográfusok) a Magyarhoni Földtani Társulat égisze alatt működő HUNGEO Tudományos és Oktatási Program GEO '99 nevű rendezvényén, hogy ismerkedjenek egymással, bemutassák legújabb kutatási eredményeiket, tanulmányozzák a felkeresett területet – vándorrendezvényről van szó! – földtani, földrajzi viszonyait, tapasztalatokat cseréljenek a geo-tudományok oktatás-módszertani kérdéseiről.

Ez alkalommal a szlovákiai magyar kollégák ajánlására a kelet-szlovákiai Szepes-Gömöri-érchegység tágabb vidéke volt a rendezvény helyszíne. Ennek megfelelően a rendezvény központi témája az "Ásványi nyersanyagok, gazdaság, kultúra" címet viselte.

A két délutánt/estét kitöltő előadási programon KOMLÓSSY György (H), a HUNGEO TOP elnöke megnyitója után DURAY Miklós (SK): Vélemény a felvidéki magyarság jelenlegi helyzetéről és jövőjéről, politikus-geológus szemmel,

SASVÁRI Tibor (SK): Strukturtektonika és mineralizáció kapcsolatai a rozsnói ércmező telepeinek kialakulásánál,

BACSÓ Zoltán (SK): Kelet-Szlovákia neogén vulkanizmusa és neogén ércesedése,

ROZLOZSNIK András (SK) – HAIDECKER, Ernst (A): Rozsnó környékének nemérces ásványi nyersanyag-telepei (Háromdimenziós bányatervezés számítógéppel),

BACSÓ Zoltán (SK) – RÉTI R. László (SK): Néhány emlék a gömör-szepesi ércbányáknak a nagy multú Rima-Murány-Salgótarjáni Vasmú Rt. és elődei által történt felvirágoztatásáról című előadások hangzottak el.

Ezek a hegység alapvető földtani, szerkezeti, kőzettani, ásványtani, teleptani és gazdaságtörténeti kérdéseivel foglalkoztak.

Az alábbi előadások különböző aspektusból kapcsolódtak a központi témához, de nem szükségszerűen a területhez, ásványtani, kőzettani, teleptani, kartográfiai, geofizikai és archeometriai kérdéseket taglalva.

GÖTZ Endre (RO): Opál és sziderit előfordulások a Dél-Hargitában, Kéruly vidékén,

TÖVISSINÉ LOSONCZI Ibolya (RO): Az Ompoly-völgyi higanyérctelep rövid ismertetése,

TÖVISS JÓZSEF (RO): A Persány-hegység negyedkori bazaltvulkánosságáról,

KOVÁCSVÖLGYI Sándor (H): DANREG, TIBREG - szlovák-magyar geofizikai együttműködés,

PÁSZTOHY Zoltán (RO): Középkori és kora-újkorai vasbánya maradványok Csíkdánfalván,

KISARI BALLA György (H): Hogyan kerültek Kassa, Komárom, Buda és Belgrád térképei Svédország királyához és Württemberg hercegéhez?,

OROSZLÁN Zoltán (H): Néma kövek titkai.

Három előadás pedig a HUNGEO TOP oktatási profilját hangsúlyozandó oktatás-módszertani témájú volt. Ezek:

KECSKEMÉTI Tibor (H): A földtani gyűjtemények szerepe a középfokú oktatásban,

WANEK Ferenc (RO): Az őslénytan oktatása a kolozsvári Bolyai Tudományegyetemen,

DUDICH Endre (H): A Soproni Egyetem Csíkszeredán. Földtudományi képzés környezetmérnök hallgatók részére.

Az előadási programot földtani szelvényeket, ásványi nyersanyaglelőhelyeket bemutató terepjárás (Veszverés-Dlha dolina: talkum, Tiszolc-Tisovec: neogén vulkanitok, Dobsina: azbeszt, Jolšva-Jelsava: magnezit, Veresvágás-Cervenica: nemesopál, Szádelői-völgy-Zadielska: karsztos formák), valamint mélyművelésű bánya látogatása (Alsósajó-Nižná Slana: sziderit) gazdagította.

A bányászat által termelt anyagi javak virágzó kultúrát teremtettek e tájon, mely mind a fejlett városiasodásban, mind a szellemiekben (iskolák, irodalmi és tudományos műhelyek, könyvkiadás stb.) megnyilvánultak. Ezekből is ízelítőt kapott az út során a 7 országból (Anglia, Ausztria, Magyarország, Németország, Románia, Svédország, Szlovákia) érkezett 56 résztvevő. Láthatta Kassa (Košice), Rozsnó (Rožnava), Eperjes (Prešov), Jászó (Jasov), Csetnek (Štitník), Betlér (Betliar), Kasznahorka (Krasna Horka), Ránkfűred (Herlany) műemlék középületeit, polgárházait, templomait, kolostorait, kastélyait, fürdőit.

A gazdag program összeállítása és levezetése kiváló kassai kollégánk, a geológus BACSÓ Zoltán érdeme. Ő nyerte meg a rendezvény tudományos programjába való részvételre SASVÁRI Tibor geológus professzort (Kassa), valamint ROZLOZSNIK András igazgatót (Rozsnyó) is, akik nagyban hozzájárultak a rendezvény sikeréhez.

A rendezvény utolsó napján a résztvevők átlátogattak Kárpátaljára (Ukrajna) is, ahol az idő rövidsége miatt csak kulturális programra, Ungvár (Uzsgorod), Munkács (Mukacseve), Beregszász (Beregove) nevezettségűeknek rövid megtekintésére futotta az időből.

A kiegészítő program két emlékezetes eseményét Rozsnyó és Beregszász szolgáltatta. Rozsnyón a polgármester magyarul köszöntötte a csoportot, fogadást és a Bányamúzeum meglátogatása után ebédet, valamint gazdag ismertető anyagot adott, a helyi televízió magyar nyelvű interjút vett fel elnökünkkel, Beregszászon pedig a magyar nyelvű Tanárképző Főiskola születésének és működésének izgalmas története nyűgözte le a résztvevőket.

A rendezvény eredményességéhez és jelentős sikeréhez nagyban hozzájárult a DUDICH Endre szerkesztésében megjelent 43 oldalas "Előadások kivonatai" c. füzet, valamint a VERŐ László szerkesztésében készült 41 oldalas "Kirándulásvezető". (Mindkettő hozzáférhető a Társulat titkárságán!). A bejárt terepre, tájra és településekre vonatkozó gazdag művelődéstörténeti ismeretanyaggal gyarapodtak a résztvevők az utazás során a helyi ismeretekkel rendelkező, spontán jelentkező kollégák mikrofonos tájékoztatásaiból is.

A HUNGEO TOP szervező bizottsága, a régiók képviselőinek bevonásával augusztus 21-én ülést tartott Kassán. Ezen határozat született arról, hogy a HUNGEO legközelebbi Találkozója, a magyar államalapítás millenniuma alkalmából 2000. augusztus 15–19. között kerül megrendezésre Magyarországon HUNGEO 2000 néven. Központi témája "A földtudományok a Kárpát-medence fejlődéséről".

Találkozunk ezen is!

KECSKEMÉTI Tibor

A Magyar Geofizikusok Egyesülete és a Magyarhoni Földtani Társulat közös vándorgyűlése

Zalakaros, 1999. szeptember 28 - október 2.

Az 1999. évi vándorgyűlés, amely Bányászati körkép 99 néven került a két társszervezet tagjai számára meghirdetésre, a Magyar Geofizikusok Egyesülete (MGE) szervezésében valósult meg. A vándorgyűlés a hazai olajipar megalapítója, PAPP Simon geológus emlékének szentelték a szervezők. Erre az a szomorú tény kínált alkalmat, hogy ebben az évben volt a MAORT per 50. évfordulója. A zalai olajmező közelsége is súlyal esett latba a helyszín kiválasztásában. A zalaezerszegi Olajipari Múzeum munkatársainak ebből az alkalomból készített

kiállítása PAPP Simon mellett alkalmat kínált a per során meghurcolt többi ártatlan emberre történő emlékezésre is.

A rendezvény előadójának 90 geofizikus és 24 geológus, míg a kapcsolódó két kirándulásnak összesen 30 szakember résztvevője volt. A hagyományoknak megfelelően a MFT vendégeként részt vett még a vándorgyűlésen Andzrej PAULO a Lengyel Földtani Társulat alelnöke, a Krakkói Műszaki Egyetem tanszékvezető egyetemi tanára, továbbá egy olasz és egy szlovén szakember is. Az előadóját az MGE elnöke MESKÓ Attila nyitotta meg, és a Magyarhoni Földtani Társulat (MFT) elnöke, BÉRCZI István előadása zárta. A megnyitó és a záró mozzanat között 30 előadás hangzott el és 9 poszter került szóban is bemutatásra. Egy félnapos önálló programot jelentett az IMAGEO magiszkenner bemutatása.

Az elegáns, bár nem olcsó környezetben, igazi nyárutói időjárás viszonyok között, kellemes hangulatban lezajlott előadóját követően a résztvevők egy egynapos hazai és egy kétnapos szlovéniai kirándulás között választhattak.

A hazai kirándulás elsősorban a geofizikusok kérésére a Keszthelyi-hegységet célozta meg. Erre október 1-jén, CSILLAG Gábor vezetésével került sor az alábbi útvonalon: Rezi (Rezi Dolomit), Gyenesdiás, Vadleány-barlang (Földolomit F és pannóniai dolomittörmelék), Lesenceistvánd, Billegei kavicsbánya (pannóniai), Sümeg, Sintér-lápi kőfejtő (Tatai Mészke, Ugodai Mészke), Sümeg, Mogorósdomb (jura–alsó-kréta).

A Szlovén Földtani Társulat kedves közreműködésének köszönhetően hosszú idő után először kínálhatott fel tagságának a MFT a vándorgyűléséhez kapcsolódva külföldi kirándulási lehetőséget. Ezzel a lehetőséggel a külföldi vendéget is beleértve a két egyesületből 14 szakember élt. A kirándulás célja a Dunántúli-középhegység folytatását képező Pohorje és Északi-Karavankák, továbbá a közép-dunántúli szerkezeti egységhez kapcsolódó Déli-Karavankák, valamint a két területet elválasztó Periadriai lineamens tanulmányozása volt. A kirándulás útvonala az alábbiak szerint alakult: Slovenka Bistrica, Cezlak (tonalit, illetve granodiorit), Areh (metamorfitok), Muta (metamorfitok), Vuzenica (fillit, diabáz, illetve permotriász), Crna (granit, granodiorit, tonalit), Solcava (tengeri karbon és perm, triász), Logarska Dolina (felső-triász), Plesivec (jura–alsó-kréta)

A kirándulás külföldi vezetője Pero MIOC volt, akinek a Pohorje esetében Nina ZUPANCIC volt segítségére. Ezt az alkalmat is szeretném megragadni arra, hogy a MFT nevében is kifejezzem legmelegebb hálánkat rendkívüli áldozatkészségükért, figyelmességükért, amit a kirándulás egész ideje alatt alkalmunk volt tapasztalni. Alapvető szerepük volt abban, hogy a rövid két nap után messze a várakozásunk fölötti ismeretekkel és felismerésekkel a tarsolyunkban térhettünk haza

A kirándulás sikeres lebonyolításához a MÁFI, illetve az ELTE Regionális Földtani Tanszékének egy-egy mikrobuszát vehettük igénybe. Ennek, valamint a saját vezetésnek köszönhetően a kirándulást elfogadható költséggel sikerült megvalósítanunk.

Könyvismertetés

TRUNKÓ László: *Geology of Hungary.*

Beitrage zur regionalen Geologie der Erde, 23, 464 old., 116 ábra, 57 fotó, 5 táblázat.
Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1996

Immár 27 éve annak, hogy a szerző hasonló témakörű könyve ugyanennek a kiadónak regionális geológiai sorozatában német nyelven "Geologie von Ungarn" címen megjelent. Ez az 1969-es német kiadás nemcsak, hogy nem kapta meg itthon a neki joggal kijáró méltatást, de a magyar geológiai "köztudatban" sem jutott számára hely, még a jelesebb hazai geológusok közül is elég sokan nem ismerték, vagy nem férték hozzá. Nem feladatom itt e jelenség okainak firtatása, a szerző bizonyos előítéletes nehézségekre maga utal az angol kiadás bevezetőjében. Hivatkozhatnék az "öregék" emlékeiben még elevenen élő devizális gondokra, ami a Nyugaton megjelent könyv beszerzését nehezítette, azután nyelvtudásunk gyarlóságaira (az én generáción volt az utolsó, amelyik még kicsit "pöntyögött" németül). Mentség tehát volna, de valóban mulasztás terhel a hivatalos magyar geológiát abban, hogy a hazájától távol, egy ideig számkivetésben élő, hazája földjéhez mégis oly szeretettel ragaszkodó szerzőt, és kítűnő összefoglaló művét, szakmai és személyi elismerésben nem részesítette. A kilencvenes évek elismerő gesztusai már a most ismertetendő angol nyelvű kiadásnak szóltak elsősorban.

Ez az angol nyelvű kiadás végső célkitűzésében hasonló a német könyvhöz, de szerkezetében, tartalmában, terjedelmében erősen eltérő, külön, önálló könyv, vagyis nem második kiadása a "Geologie von Ungarn"-nak. Az 1969-es kiadás még erősen sztratigráfia-központú volt, a kor szellemének megfelelően. Az angol változattól sem hiányzik a sztratigráfiai szemlélet, de most már összefonódva a tektonikai és szedimentológiai események boncolásával. 1969-ben pl. a "Tektonika" még külön önálló fejezetben került tárgyalásra, ahogyan azt VADÁSZ könyvében is látjuk. A szerkezet tehát a következő. Először és bevezetés után a Dunántúli-középhegység paleo- és mezozoos rétegtana, majd tektonikája kerül tárgyalásra. Ezt követi hasonló felosztásban az Igali-egység,

Alpi-egység, Vepori-egység, Bükki-egység, Rudabánya-Aggtelek-egység és a Tisia (Tisza)-egység. Csak mindezek után kerül sorra a kainozoikum bemutatása: a tercier sztratigráfiája, ezen belül a Parathetys-emeletek. Örömmel üdvözlendő a bőséges kvarter fejezet. A korszak idehaza is sokáig "mostohagyernek" volt az elmúlt néhány évtizedben, sok területét átengedték a "földrajzosoknak". Trunkó világosan "ráérez" a témakör hazai fontosságára, és a kvarter végre bővebb "geológusi" kifejtésre kerül. Ugyanez vonatkozik a paleogén és neogén medencék kiemelésére is, habár ezek fontossága olyan jelentős, és az ismeretanyag mennyisége az utóbbi két-három évtizedben olyan nagy mértékben megnőtt, hogy örömmel üdvözlöttünk volna még hosszabb terjedelmet és több ábrát. A Magmatizmus c. fejezet már arányosnak tűnik a téma hazai fontosságával. Rendkívül érdekes a tektonikai események és a palinszasztikus rekonstrukciók összefoglalásáról írt átfogó fejezet, mely itthon is állandó viták tárgyát képezi. A szerző itt saját önálló nézeteit is igen röviden és szerényen kifejti. További főfejezet szól még a természeti erőforrásokról. A közel ezer tételből álló óriási irodalom-lista, geográfiai és külön sztratigráfiai-tektonikai névmutatók zárják a könyvet.

A minden sorában mértéktartó, hibátlan, óriási mennyiségű információt hordozó könyv szerzője: dr. TRUNKÓ László, Karlsruhe környékén él, ott muzeológus és egyetemi tanár. Anyanyelve azonban magyar, és számos hazai kollégája, barátja van még az ötvenhatos forradalom előtti időkből, mikor az ELTE geológia szakán három évet már elvégzett. Ennek előnyeit a szerző fel tudta használni, hátrányait pedig le tudta küzdeni. Az előnyök között említhető, hogy az anyanyelvi szintű magyar tudáson kívül tökéletesen beszéli a németet és jól tud angolul. Így követni és közvetíteni tudott számos olyan magyar problémát, amelyet a nyelvi nehézségek és a helyismeret, barátok hiányában más külföldi nem tudott volna megoldani. Ő, aki

egyszerre "külföldi, német geológus" és egyidejűleg magyar útlevelel rendelkező magyar utazó, mindenkinél jobban meg tudta ítélni, hogy mi az, ami a magyar föld tudományából a "valódi" külföldieket: földtudományi szakembereket, tanárokat, diákokat leginkább érdekelné.

Nehézségeket jelentett ugyanakkor a hazától való 1000 km-es távolság, a magyar minden napok geológiájával való kontaktus hiánya, stb. Mindennek ellensúlyozása céljából TRUNKÓ László a hatvanas évek óta minden évben hekre hazalátogatott. Ez természetesen nem pótolta teljesen az említetteket. Szerencsére a

szerzőt az összegyűjtött hatalmas adattömegellenére nem terhelte az a hazai geológusok körében gyakori "gyengesség" mely szerint a "fától nem látják az erdőt". TRUNKÓ egyik nagy érdeme, hogy a lényegest mindig találóan elválasztotta a lényegtelenről. Így könyve műfajilag mint kítűnő kézikönyv definiálható (s nem hiányos monográfia, vagy lexikális tankönyv).

Mindezért csak köszönetet mondhatunk a távolban élő szerzőnek, aki – meg merem kockáztatni – ezen aktív hazaszeretetével sokkal többet tett hazánkért, mint sok külföldön vagy itthon élő hazánkfia

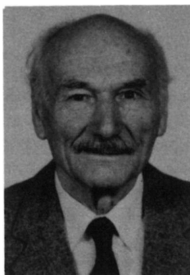
Prof. dr. BÁLDI Tamás

Jubiláló tagtársaink

Tisztelettel és szeretettel köszöntjük Társulatunk azon tagjait, akik az 1999. év első felében ünnepelték 80., 75., illetve 70. születésnapjukat. Köszönjük Társulatunk és szakmánk érdekében végzett munkájukat, és kívánunk további jó erőt, egészséget és jó szerencsét.

Bérczi István
az MFT elnöke

80 éves

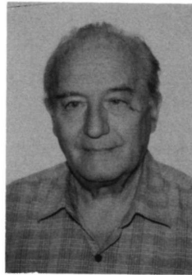


OCSKAY László
(1919. jún. 21.)

75 éves



BIDLÓ Gábor
(1924. márc.19.)

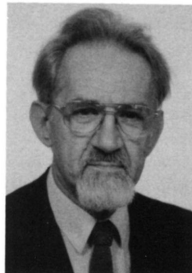


RICHTER István
(1924. ápr. 16.)

70 éves



KÁRPÁTINÉ RADÓ Denise
(1929. jan. 27.)



OTTLIK Péter
(1929. jan. 28.)

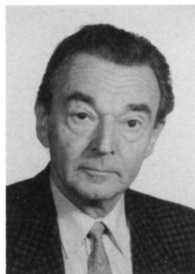


TORDAY Jenő
(1929. febr. 3.)



BÓNA JÓZSEF
(1929. márc. 31.)

70 éves



MÁNDY Tamás
(1929. ápr. 3.)



HARNOS János
(1929. ápr. 4.)



MAROSI Sándor
(1929. máj. 16.)



JUHÁSZ A. Zoltán
(1929. jún. 24.)



SZÓFOGADÓ Pál
(1929. jún. 13.)



LUKÁCS Zoltánné
(1929. jún. 27.)

Az elmúlt két évben minősítettek listája.

1998

- PÁLFY József: Calibration of the Jurassic time scale. Ph.D. thesis, University of British Columbia, Canada, honosítva Kossuth L. Tudományegyetem
- LEÉL ÓSSY Szabolcs: A József-hegyi-barlang (Budapest) geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. A földtudományok kandidátusa

1999

- DETKYKNÉ LŐRINCZ Katalin: Részletes tektonikai vizsgálatok a Szolnoki flis nyugati peremén szeizmikus és mélyfúrási adatok alapján. A földtudományok kandidátusa
- BADA Gábor: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian basin and surrounding orogens. Inferences from kinematic indicators and finite element modelling. Ph. D. thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, Hollandia és ELTE, Budapest
- KONRÁD Gyula: A DK-dunántúli alsó- és középső-triász képződmények szedimentológiai vizsgálatának eredményei. A földtudományok kandidátusa
- HABLY Lilla: Flóra- és vegetációfejlődés, valamint klímaváltozások a magyarországi terciérben az alsó-oligocéntól a pliocénnel bezáróan. A Magyar Tudományos Akadémia doktora
- CSÁSZÁR Géza: A magyarországi urgon képződmények és azok viszonya a Keleti-Alpok és a Nyugati-Kárpátok hasonló kifejlődéséhez. A Magyar Tudományos Akadémia doktora

Végzett hallgatók

ELTE 1998:

BENEDEK Kálmán	BÓTHI Zoltán
BRINZANEK Zsuzsa	CSOMA Anita
FARKAS Márta	GAUL Réka
GÁL Zsuzsa	KOVÁCS Attila
KÓSA László	ifj. LORBERER Árpád
NAGY Zsolt Róbert	NÉMETH Tibor
NIKL Andrea	PETHÓ Sándor
SIPOS Péter	VASS Tibor

ELTE 1999

BALI Enikő	BUZOGÁNY Péter
CSÁNYI Viktor	GELLÉRT Balázs
Gherdán Katalin	Gyetvai Gabriella

GYÖRÖSI Ibolya
 JUHÁSZ Attila
 KISS Ada
 KORITÁR Zsuzsanna
 NÉMETH László
 RÓZSA Enikő
 VIGASSY Tamás

HORVÁTH Zoltán
 JURANITS Judit
 KISS Henriett
 NÉMETH András
 OZSVÁRT Péter
 VARGA Borbála

Miskolci Egyetem

Geológusmérnöki szakirány

DEMETER Anikó
 SÉLLEI Csaba

LAUKÓ Ágnes

Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai szakirány

ÁCS Viktor
 HAJNALI Beáta
 JUHÁSZ Gitta
 KÖCSKINÉ DUDÁS Anett
 MONDEL Marietta
 TARDOS Tamás
 VADÁSZI Marianna
 VERES Anita

ESZES Melinda
 HORVÁTH Szabolcs
 KLECSKÓ Bernadett
 MARÓTI Rita
 NAGY Adrienn
 TÓTH Katalin
 VASS László

1998. december 1-én tartotta ÁRKAI Péter akadémiai székfoglalóját *Regionális metamorfózis és jelentősége a Kárpát-medence kéregfejlődésében* című témával.

A Magyar Tudományos Akadémia elnöksége 1999. májusi rendes közgyűlésén az 1999. évi Akadémiai Aranyérmét STEFANOVITS Pál akadémiai rendes tagnak, társulatunk tagjának adományozta. Ugyanakkor az elnökség Akadémiai Díjban részesítette HETÉNYI Magdolnát a földtudomány doktorát.

1999. június 8-án a MTA Föld és Bányászati Osztálya zárt osztályülésén PANTÓ György akadémiai rendes tagot választották osztályelnöknek.

1999. szeptember 9-én a Miskolci Egyetem fennállása 50-ik évfordulója alkalmából rendezett ünnepségen az Egyetem Rektora kitüntetésekkel adott át. Társulatunkat érintően emlékérmeket kapott FALLER Gusztáv. Nemzetközi kapcsolatok ápolásáért emléklapot kapott SOMFAI Attila. A Miskolci Egyetemért Emlékérmeket KAPOLYI László kapta.

Az 1999 évi Bányásznap alkalmából a Magyar Köztársaság Elnöke Köztársasági Elnöki Ezüstéremben részesítette dr. FARKAS Istvánt a Magyar Geológiai Szolgálat főigazgatóját. Kiváló Bányász miniszteri kitüntetést kapott BREZSNYÁNSZKY Károly, a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatója, az MFT társelnöke.

Társulati ügyek

A Magyarhoni Földtani Társulat 1998. évi ülészakán a szakosztályokban és a területi szervezetekben elhangzott előadások

Központi rendezvények

Március 18.

1998. évi Ünnepi Közgyűlés a Magyarhoni Földtani Társulat fennállásának 150. évfordulóján

A Közgyűlés a magyar Himnusszal kezdődött.

A Közgyűlés elnökségében helyet foglaltak:

BÉRCZI István elnök, BREZSNYÁNSZKY Károly társelnök, SOMFAI Attila társelnök, CSÁSZÁR Géza főtitkár, MAROS Gyula titkár

BREZSNYÁNSZKY Károly a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatója, a Társulat társelnöke, mint a Közgyűlés házigazdája köszöntötte: Társulatunk tiszteleti tagjait, rendezvényünk védnökeit, a minisztériumok, főhatóságok képviselőit, a külföldi és a hazai társegyesületek képviselőit, az egyesületünket támogató szervezetek képviselőit, a Társulatot megalapító KUBINYI testvérek leszármazottait, a megjelent kedves tagtársainkat és vendégeinket.

Ünnepi köszöntőt mondott BÉRCZI István elnök

Ezután GÖNCZ Árpád a Magyar Köztársaság elnöke - rendezvényünk fővédnöke - levélben köszöntötte ünnepi Közgyűlésünket.

Ezt követően az alábbiak részéről hangzottak el köszöntések:

Dr. FARKAS István főigazgató, Magyar Geológiai Szolgálat

Dr. TARDY János helyettes államtitkár, a Természetvédelmi Hivatal elnöke

A külföldi társulatok képviselői:

Prof. Dr. Eckart WALLBRECHER - Ausztria

Dr. Ladislav A. PALINKAS - Horvátország

RNDr. PhD Lubomil POSPISIL - Cseh Köztársaság

Prof. Dr. Mileva SLADIC-TRIFUNOVIC - Jugoszlávia

Prof. Dr. Andrzej SLACZKA - Lengyelország

RNDr. Peter REICHWALDER - Szlovákia

Dr. Katica DROBNE - Szlovénia

Az angol Földtani Társulat elnökének levele

A Román Földtani Társulat elnökének levele

Hazai üdvözlések:

szakmánkkal szorosabb kapcsolatban lévő minisztériumok, főhatóságok képviselői:

Dr. JÓJÁRT László helyettes államtitkár

Földművelődésügyi Minisztérium

Dr. SZENTKLÁRAY Ferenc főosztályvezető, Közle-

kedési, Hírközlési és Vízügyi Minisztérium

Dr. ESZTÓ Péter, a Magyar Bányászati Hivatal elnöke

Dr. HAVASS Miklós, a Műszaki és Természet-

tudományi Egyesületek Szövetsége elnöke

DETREKŐI Ákos, a MTA levelező tagja, a BME rek-

tora, a Művelődési és Közoktatási miniszter kép-

viselőjeként, és egyben a Magyar Földmérési,

Térképészeti és Távérzékelési Társaság elnöké-

ként. Szakmánkhöz közel álló társadalmi szervezetek és társegyesületek képviselői:

PÁLYI András, a Magyar Geofizikusok Egyesü-

letének elnöke

Dr. DOBOS Irma, a Magyar Hidrológiai Társaság tiszteleti tagja

Dr. SZABLYAR Péter, a Magyar Karszt- és Barlang-

kutató Társulat főtitkára

TÓTH János, a Magyar Olajipari Múzeum igaz-

gatója

Dr. DANK Viktor, a Magyar Természettudományi Társulat elnöke

MAROSI Sándor, az MTA levelező tagja, a Magyar Földrajzi Társaság elnöke

Dr. TARDY Pál, az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület elnöke

Dr. NAGY Ferenc, a MTESZ Évfordulóink c. Évkönyvének és a Magyar Tudós Lexikon fejlesztője

Ezután Dr. DUDICH Endre, a Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának elnöke "A 150 ÉV MÉRFÖLDKÖVEI" címmel tartott előadást

Dr. BÉRCZI István elnök, a Társulat megalakulásának 150. évfordulója alkalmából Ezüst Emlékérmeket adott át a jelenlegi tiszteleti tagoknak.

először a külföldről jelenlévő tiszteleti tagnak:

Prof. Dr. Andrzej SLACZKA - Lengyelország.

Belföldi tiszteleti tagok:

Dr. SZÉKYNÉ FUX Vilma

Dr. VÉGH Sándorné

BÁRDOSSY György az MTA levelező tagja

Dr. CSÍKY Gábor

Dr. DANK Viktor

GÉZY Barnabás az MTA levelező tagja

Dr. HÁMOR Géza

Dr. JASKÓ Sándor

Dr. JUHÁSZ András

Dr. KECSKEMÉTI Tibor

Dr. KÖRÖSSY László

NEMECZ Ernő az MTA rendes tagja

Dr. VITÁLIS György

Ezután következett az új tiszteleti tagok megválasztása, akiknek az elnök a oklevél mellé az ünnepi közgyűlés Ezüst Emlékérmét is átadta.

A Tiszteleti Tagokat ajánló Bizottság elnöke, és a javaslatok előterjesztője

Dr. KECSKEMÉTI Tibor volt.

A szavazást SOMFAI Attila társelnök bonyolította le. A Közgyűlés egyhangúlag az alábbi tiszteleti tagokat választotta:

belföldi tiszteleti tagok

Dr. ALFÖLDI László

Dr. DUDICH Endre

Dr. JÁMBOR Áron

Dr. KÉRI János

Dr. KERTÉSZ Pál

KOVÁCS Endre

Dr. KISS János

Dr. TARDY János

Dr. ZELENKA Tibor

külföldi tiszteleti tagok

Prof. Dr. Werner JANOSCHEK – Ausztria

Dr. Ondrej SAMUEL – Szlovákia

Az oklevelek és érmeik átadása után a társulati 50–60 éves tagságot elismerő Diszoklevelek átadása következett:

60 - éves: Dr. SZUROVY Géza

Dr. VENKOVITS István

50 - éves: BÁRDOSSY György az MTA levelező tagja
Dr. SÍPOS Zoltán

A Társulatért végzett áldozatos szolgálatkész munkájukért Társulati Emlékgyűrűt kaptak a következő tagok:

Dr. BARABÁS Andor

CSICSÉLY György

FUTÓ János

Dr. HALMAI János

Dr. KECSKEMÉTI Tibor

Dr. NÉMEDI VARGA Zoltán

Ezt követően BÉRCZI István elnök megköszönte az elmúlt évtizedekben a Társulat Titkárságán dolgozó munkatársak munkáját,

Ezüst Emlékérmeket kapott FORBÁTH Lászlóné nyugalmazott ügyvezető titkár.

Bronz Emlékérmeket kapott: BÁNSÁGI Lászlóné nyugalmazott gazdasági előadó,

GÉBER Zsuzsa korábbi ügyvezető titkár,

SIMON Lászlóné jelenlegi gazdasági előadó,

WEIN Györgyné egykori adminisztrátor,

ZIMMERMANN Katalin jelenlegi ügyvezető titkár.

* Ezután a Társulat működésével kapcsolatos jelentések következtek az alábbi sorrendben

Az Ellenőrző Bizottság jelentése: ERDÉLYI Gáborné a bizottság elnöke.

A Gazdasági Bizottság jelentése:

BREZSNYÁNSZKY Károly a bizottság elnöke.

Főtitkári Jelentés: CSÁSÁR Géza főtitkár

Hozzászólások

A jelentések elfogadása, szavazás

Zárszót mondott BÉRCZI István elnök

A Közgyűlés végén elhangzott a Bányász-himnusz és a Szózat.

A Közgyűlés dokumentumai megtalálhatók a Földtani Közlöny 128. évfolyama 1. számában (1998.)

A közgyűlésen résztvevők száma: 230 fő

Március 19. a Magyarhoni Földtani Társulat megalakulásának 150. évfordulója tiszteletére

(Hol tartunk ma? – A magyar geológia eredményei a nemzetközi földtani kutatás tükrében
A Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya tudományos előadójelentése

Köszöntőt mondott MÉSZÁROS Ernő az MTA rendes tagja, az MTA Földtudományok osztálya elnöke

PANTÓ Gy., ÁRKAI P.: Ásványtan, kőzettan és geokémia: a hazai kutatás helyzetképe

HAAS J., JUHÁSZ Gy., SZTANÓ O.: Az üledékképződési folyamatok dinamikája

KECSKEMÉTI T.: A magyar őslénytani kutatások utolsó negyed százada.

CSÁSZÁR G., GALÁCS A., HAAS J. et al.: A hazai földkéreg rétegtani tagolásának helyzete

CSONTOS L.: A hazai szerkezetföldtani kutatás helyzete

HORVÁTH F., ÁDÁM A., POZSGAY K.: A Pannon-medence kialakulása és szerkezetfejlődése

BREZSNYÁNSZKY K., TURCZI G.: Litografált térképektől a térinformatikáig

BÉRCZI I.: A világ kőolajföldtana a XXI. század küszöbén

ZELENKÁ T.: Helyzetkép a hazai szilárd ásványi nyersanyag-kutatásokról

TÓTH J. (Canada): Hidrogeológia ma és holnap.

BÁRDOSY Gy.: A radioaktív hulladékok elhelyezése Magyarországon

KLEB B.: A mérnökgeológia fejlődésének hazai útja

Az előadóiülésen elhangzott előadások teljes szövege megtalálható a Földtani Közönlöny 128. évfolyama I. számában (1998)

Résztevők száma: 150 fő

Március 20–21. GEO '98 Magyar földtudományi szakemberek (geológusok, geofizikusok, kartográfusok, geográfusok) tudományos tanácskozása

Március 20. "Földtudományi oktatás, tematikus térképészet"

KOMLÓSSY Gy.: Elnöki megnyitó

ERDŐDY G.: Hogyan készül Magyarország az államalapítás 1000. Évfordulójára (Magyarország)

SZABÓ Z.: Megemlékezés Eötvös Lorándról (Magyarország)

TÓVISSI J.: A magyar nyelvű földrajztanítás története a 125 éves kolozsvári egyetemen (Románia)

WEISZBURG T.: Megkezdődött (újra) a magyar nyelvű földtani oktatás a kolozsvári egyetemen (Magyarország)

KLINGHAMMER I.: A magyar tematikus térképészet kezdetei és jelenlegi eredményei (Magyarország)

ZELENKÁ T.: A távérzékelés oktatása a Miskolci Egyetemen (Magyarország)

MICZEK Gy.: Az úrfelvételek felhasználása a gimnáziumi földrajzoktatásban (dia vetítéssel) (Magyarország)

HAHN Gy.: Geográfus-mérnök képzés a Miskolci Egyetemen (Magyarország)

GÁLOS M.: Építési kőanyagok az építő- és építészmérnökök oktatásában (Magyarország)

NAGY B.: A geokémia szerepe a földtudományi és a környezettudományi oktatásban (Magyarország)

KUTI L.: A magyarországi agrogeológiai térképezés múltja, jelene és jövője (Magyarország)

SCHÁREK P.: Az információs rendszer és földtani térképezés a Kisalföldön (Magyarország)

KORPÁS L.: Új iskola a karsztföldtani térképezésben (Magyarország)

KISARI BALLA Gy.: Kogutowitz Károly élete és munkássága (Magyarország)

VUICS T.: Rendszerváltozás a Kárpát-medencében (Magyarország)

VOFKORI L.: Az udvarhelyszéki tízes település-szerkezet térképezése (Románia)

SÁSI A.: Nemzetiségi helynevek térképezése (Magyarország)

HAJDÚ-MOHAROS J., HORVÁTH Zs.: A Lóczy-munkacsoport ez évi munkája

Posztterek

EIGEL T.: Új tematikus iskolai térképek a Székelyföldről (Románia)

HADNAGY Á.: A mezőmadarasi (Maros megye, Erdély) 1852-es meteorokórhullás szórási területének feltérképezése

MURÁTI J., FODOR L.: A Héreg-Tarjáni-medence szerkezetföldtani térképezése geológiai, geofizikai, geomorfológiai adatok alapján. (Magyarország)

VOFKORI L.: Székelyföldi térképek

Március 21. Szemlőhegyi barlanglátogatás, A Hadörténeti Múzeum 1848-as kiállítása és a Természettudományi Múzeum megtekintése

Hungeo TOP bizottsági ülés az Operatív Bizottság és a régióképviselek részére

A résztvevők száma: 64 fő (Magyarország 39 fő, Ausztria 2 fő, Jugoszlávia 2 fő, Románia 19 fő, Szlovákia 2 fő)

Május 25. Rendkívüli Alapszabálymódosító Közgyűlés

Résztevők száma: 45 fő

Október 1–3. Nyíregyháza A Magyarhoni Földtani Társulat Jubileumi Vándorgyűlése
"Kelet-magyarország földtani, természetvédelmi, környezetvédelmi és hidrogeológiai kérdései"

Október 1. (csütörtök)

Plenáris ülés

Levezető elnök: PAP Sándor (MFT Alföldi Területi Szervezet elnöke)

BÉRCZI István a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke megnyitó beszéde

KATONA Kálmán Közlekedési, hírközlési és vízügyi miniszter üdvözlő levele

TARDY János a Környezetvédelmi Minisztérium helyettes államtitkára köszöntője

SERES Antal (a Szabolcs-Szatmár-Bereg megyei Közgyűlés alelnöke, a rendezvény házigazdája): A megye földtani vonatkozású problémái

MOLNÁR B. (JATE): Földtani kutatás az elmúlt 150 évben a Nagyalföldön

BOKOR Cs. (MOL Rt.): Szénhidrogén-kutatás Magyarországon

BREZSNYÁNSZKY K. (Magyar Állami Földtani Intézet): A földtani kutatás szerepe a kelet-magyarországi térség fejlesztésében

MIKÓ L. (Magyar Geológiai Szolgálat Kelet-Magyarországi Területi Hivatala): Építésföldtani problémák geológiai okai, és a megoldás módjai

ALMÁSI I. - TÓTH J. (Albertai Egyetem Edmonton): A felszínalatti vizek folyadékpotenciál terének tomografikus ábrázolása a felszíntől az aljzatig a Nagyalföldön

TÓTH J. - Almási I. (Albertai Egyetem Edmonton): Modern kép a felszín alatti vizek hidraulikájáról a Nagyalföldön

LORBERER Á. F. (BIOKÖR Kft.): A Nyírségi hátság felszínközeli földtani - hidraulikai viszonyai

Levezető elnök: MIKÓ Lajos (Magyar Geológiai Szolgálat Kelet-Magyarországi Területi Hivatala)

TÖRKÖLY T. (Felső-Tisza vidéki Környezetvédelmi Felügyelőség): Felső-Tisza vidék hidrogeológiai jellemzése

KIRÁLY I. - MISKOLCZI L. (Felső-Tisza vidéki Vízügyi Igazgatóság): Szabolcs-Szatmár-Bereg megye csatornázási, szennyvíztisztítási keretterve a vízföldtani és természetvédelmi adottságok figyelembevételével

JUHÁSNÉ VIRÁG M. (Felső-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság): A vízbázisvédelmi célprogram végrehajtása a Felső-Tisza-vidék területén

KISS B. - TÓTH J. - VARGÁNÉ TÓTH I. (MOL Rt. - KUMMI): A fluidumtárolók legfontosabb jellemzője a permeabilitás

SCHAREK P. (Magyar Állami Földtani Intézet): European Geologist cím és megszerzésének módja

MARTON L. - SZANYI J. (Magyar Geológiai Szolgálat Dél-Alföldi Területi Hivatala): A talajvízszin helyzetét befolyásoló tényezők a debreceni Nagyerdő és az Erdőpuszták térségében

Október 2. (péntek)

Levezető elnök: MOLNÁR Béla (JATE)

ÚJLAKI P. (Debreceni Vízmű Rt.): Debrecen mélységi vízbázisvédelmi munkáinak ismertetése

KUTI L. (Magyar Állami Földtani Intézet): A Nyírólaposi-mintaterület (Hortobágy) földtani-agrogeológiai jellemzése

FÖRIZS I. (MTA Geokémiai Kutatólaboratórium): A Nyírólaposi-mintaterület (Hortobágy) talajvízeinek izotóp-vízföldtani kiértékelése

VÁRALLYAY Gy. (MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet): A talajok szélsőséges vízgazdálkodása és szikesedése, mint környezetvédelmi probléma Kelet-Magyarországon

TÓTH T. (MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet) - KUTI L. (Magyar Állami Földtani Intézet) - KABOS S. - PÁSZTOR L. (MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet): Összefüggés az alföldi szikes talajok regionális elterjedése és egyes agrogeológiai tényezők között

Levezető elnök: IVANYOSI SZABÓ András (Kiskunsági Nemzeti Park Igazgatósága)

PŰSPÓKI Z. - KOZÁK M. (KLTE): Geodiverzitás
SÜTŐ L. - BAJZÁTH T. (KLTE) - DOBOS A. (EKTF): Földtani természetvédelem lehetőségei a Bükk Nemzeti Park környezetében

MAGYAR B. - STICKEL J. - SCHÖNVISZKY L. (ELGOSCAR INT Kft.): Kelet-Magyarország környezeti kárelhárítási munkái

STICKEL J. - KASZÁS I. (ELGOSCAR INT Kft.): Tiszavasvári Alkaloida területén végzett környezet geofizikai vizsgálatok

Levezető elnök: RÓZSA Péter (KLTE)

PÁSZTOR L. - SZABÓ J. - NÉMETH T. - BAKACSI Zs. (MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete): Magyarországi talajok érzékenysége a nitrát bemosódásra; térinformatika alkalmazása a talajok nitrát érzékenységi térképezésében
 KOVÁCS J. - MÁRKUS L. (ELTE TTK) - CSEPREGI A. (VITUKI Rt.): Dinamikus faktor analízis alkalmazási lehetőségei a vízföldtanban
 MÁTYÁS T. (GEOPRODUCT Kft.): Új ásványi nyersanyagok a környezetvédelemben
 KERÉK B. (Magyar Állami Földtani Intézet): Öko-geológiai vizsgálatok a Duna-Tisza közti hátság nyugati peremén

Levezető elnök: MIKÓ Lajos (Magyar Geológiai Szolgálat Kelet-Magyarországi Területi Hivatala)

PAPP L. (Magyar Geológiai Szolgálat Kelet-Magyarországi Területi Hivatala): Környezetföldtani térképszerkesztés lehetőségei alföldi területeken
 BARTA I. (BIO-GENEZIS Környezetvédelmi Kft.): Veszélyes hulladék lerakó környezetvédelmi kárelhárítása
 ÓSZ Á. (MOL Rt.): A fúrási technológia fejlődése környezetvédelmi szempontból
 BALOGH J. - VADÁSZ E. (MOL Rt.): Kút munkálati folyadékok likvidálása a leművelt "Hajdú"-tárolókba Hajdúszoboszlón
 RUMMEL É. (DOPPSTADT Környezetvédelmi Kft.): A települési szilárd hulladékkezelés aktuális feladatai Magyarországon
 CSATH B.: A Nagyhortobágy-1. sz. kutatófúrásra emlékeztető

Levezető elnök: POGÁCSÁS György (MOL Rt.)

SÓREG V. - HORVÁTHNÉ VINCZE M. (MOL Rt.): A MOL Rt. kutatási tevékenysége ÉK-Magyarországon
 KÓRÓSI T. (MOL Rt.): 40 éves a Hajdúszoboszlói földgázmező
 PAP S. (MOL Rt.): Az álmosdi metamorf tároló - esettanulmány
 ÓSZ Á. (MOL Rt.): Kőolaj- és földgázkitörések K-Magyarországon
 GOÓZ L. (Bessenyei György Tanárképző Főiskola): A kárpátjai CH- és termámvíz kutatások

Levezető elnök: SZEDERKÉNYI Tibor (JATE)

UNGER Z. - SAMU L. (MOL Rt.): Statisztikai vetőnyomozás egy CH-kutatási területen (poszter is)

MÜLLER T. - KUTI L. - VATAI J. - KERÉK B. - SZENTPÉTERY I. (Magyar Állami Földtani Intézet): Térinformatikai módszerek alkalmazása az Alföld komplex földtani térképezése során
 Ifj. GULYÁS S. (JATE): A Pannon-tó ősföldrajza, a Congeria rhomboideás rétegek lerakódása idején
 KOZÁK M. - PÜSPÖKI Z. (KLTE): Kelet-Magyarország szerkezeti és magmatektonikai helyzetének geodinamikai értelmezése az alpida rendszerben

Levezető elnök: KOZÁK Miklós (KLTE)

ARDAY A. - ANGELUS B. - MÁDLNÉ SZÓNYI J. (ELTE TTK): Hidrosztratigráfiai tagolás az Alföldön
 SZALAI K. - CSATHÓ B. - PETÓ A. - CSÁMER Á. - NÉMETH G. (KLTE): Miocén szelvények Uppony környékén
 EGERER F. - NAMESÁNSZKI K. (ME): Homok- és agyagkőzetek ionadszorpciója
 FODOR L. (ELTE TTK) - MÁRTON E. (Eötvös Loránd Geofizikai Intézet): Miocén feszültségtér és deformáció Észak-kelet-Magyarországon

Levezető elnök: TATÁR Andrásné (MOL Rt.)

PÜSPÖKI Z. - KOZÁK M. - SÜTŐ L. (KLTE): Tömegmozgások folyamatok a Bükk előtéri molassz térszínén
 SZÉKYNÉ FUX V. - KOZÁK M. - PÜSPÖKI Z. (KLTE): Kelet-Magyarország eltemetett miocén vulkanizmusának 1:500 000-es térképe és térképmagyarozója (vulkáni körzetek)
 ÉSIK Zs. - BAJZÁT T. - PETÓ A. - MCINTOSH R. (KLTE): Reambuláló földtani felvételek Varbón
 SZŐÖR Gy. - RÓZSA P. - BESZEDA I. (KLTE): Extraterresztrikus anyagfelelések azonosítása a kelet-magyarországi régiókban

Levezető elnök: KECSKEMÉTI Tibor (MTM)

KOVÁCS-PÁLFFY P. (Magyar Állami Földtani Intézet) - KOZÁK M. - PÜSPÖKI Z. - SZŐÖR Gy. (KLTE): Bentonit kutatás a Tardonai-domság területén
 CSÁMER Á. - BIRTA A. - VINCZE L. (KLTE): Földtani térképezés Tardona térségében
 SZEPESI J. - PETÓ A. - BARTA I. (KLTE): Tokaj-Lebuj perlitfeltárás kőzetföldtani vizsgálata
 SZÓNOKY M. (JATE): Néhány DK-alföldi középkori templom és kolostor faragott kőanyagának és tégláinak vizsgálata és származása
 PETÓ A. - KOZÁK M. (KLTE) - KOVÁCS-PÁLFFY P. (Magyar Állami Földtani Intézet) - HORVÁTH T.

(Magyar Nemzeti Múzeum) - BARTA I. (KLTE): Vatyai kultúra köeszközének eredetvizsgálata
 KOZÁK M. - PUSPÓKI Z. (KLTE): Geológiai kislexikon bemutatása
 FILEP M. (Földi János Általános és Művészeti Iskola, Hajdúhadház) - EGERESI J. (1. Általános Iskola, Békés): A geológia tantárgy közoktatási gyakorlata K-Magyarországon
 SZAKMÁNY Gy. (ELTE TTK) - KOZÁK M. (KLTE): A földtan tanári szak újraindítási kísérlete
 SZÓNOKY M. (JATE): Motivációs lehetőség a földtan oktatásában: a kultúr- és művészettörténet és a geológia kapcsolata

Zárszó Plenáris ülés

Kötetlen beszélgetés az ankét témáiról
 Poszterek:

BALOGH Z. Zs. (ELTE TTK): Radon anomália vizsgálata a Sajó-Hernád hordalékkupján
 CSATH B. - LENGYEL I.: A Nagyhortobágy-I. sz. fúrás eredeti dokumentumai
 DÁVID Á. (EKTF): Védtelen feltárások a K-Magyarország nyugati peremén
 KASZÁS I. - STICKEL J. (ELGOSCAR INT. Kft): Környezeti és vízföldtani vizsgálatok
 RADNAI F. - MURÁNYI F. (Tiszamenti Vízművek Rt.): Vízadó réteg védelme Debrecenben
 SZÓNOKY M. (JATE) - PAP S. (MOL Rt.): A Hajdúszoboszló-36. sz. fúráskitörése
 ÜNGER Z. - SAMU L. (MOL Rt.): Statisztikai vetőnyomozás egy CH-kutatási területen

Október 3. terepbejárás Szabolcs körút a Felső-Tisza vidéken:

Tákos, vagy Csaroda református harangtoronyos templom - Barabás kőbánya - Tarpai-hegy - Tárpa, ipari műemlék, szárazmalom - Szatmár-ceseke - Túrtorkolati bukógát - Tiszaköröd, kavicsbánya - Túrístvándi, vízimalom - Nagyecsed, ipari műemlék, szivattyútelep, Vízügyi Múzeum - Tiszai övzátony (Vásárosnaményban, vagy Tivadarban)

Résztevők száma: 150 fő

Október 30. A vidéfalvai volt Kubinyi-kúria falán 1994-ben elhelyezett emléktábla megkoszorúzása.

A Magyarhoni Földtani Társulat nevében CSÁSZÁR Géza főtítkáromondott beszédet és koszorúzott.

A MTA koszorúját NEMECZ Ernő akadémikus Társulatunk volt elnöke helyezte el.
 Szlovák részről Peter REICHWALDER a Szlovák Földtani Társulat elnöke és Dionyz VASS helyezett el koszorút.

A részttevők száma: 15 fő

Agyagásványtani Szakosztály

Január 19. Előadóülés

WEISZBURG T.: Szakmai beszámoló a XI. Nemzetközi Agyagásványtani Konferenciáról (Ottawa, 1997. június)
 KRISTÓF J. - TÓTH M. - GÁBOR P.-né: Interkalált kaolinitek vizsgálata FTIR módszerrel
 Részttevők száma: 18 fő

December 7. Ünnepi előadóülés a Magyarhoni Földtani Társulat megalakulásának 150. évi jubileuma tiszteletére "Az agyagásvány kutatás jelenlegi irányzatai" címmel

Elnöki megnyitó

VICZIÁN I.: A szakosztály rövid története
 Ásványtan, szerkezetkutatás, vizsgálat módszer-
 tan
 DÓDONY I.: Modulált szerkezetű agyagásványok
 VICZIÁN I.: Új eredmények a kevert szerkezetű agyagásványok vizsgálatában (V. A. DRITS munkássága alapján)

WEISZBURG T.: Mössbauer- és Fourier transzformációs infravörös spektroszkópia komplex alkalmazásának példái agyagásványok jellemzésére
 FÖLDVÁRI M.: Extrapolált bomlási hőmérséklet alkalmazása a földtani-genetikai vizsgálatokban
 CSIKÓSNÉ HARTYÁNYI Zs. - NEMECZ E. - HORVÁTH T. - BAUMANN M.: Talajok ásványi komponenseihez kötött nyomelemek meghatározása röntgenanalitikai módszerrel
 JUHÁSZ Z.: Ioncsere befolyása a mechanikai aktiválásra

KRISTÓF J. - PROST R.L. - HORVÁTH E. - TÓTH M. - GÁBOR P.-né: Termoanalitikai vizsgálatok interkalált kaoliniteken
 GÁBOR P.-né - KRISTÓF J. - TÓTH M. - SZABÓ P.: K-acetáttal interkalált kaolinitek termikus és szerkezeti sajátosságai
 Alkalmazott agyagásványtan

RAUCSIK B.: A komlói mészmárga agyagásványai, paleoklimatológiai és diagenézis történet modelle

HETÉNYI M. - TÓTH M. - SZABÓ P.: Agyagásványok és szervesanyag kölcsönhatás vizsgálata kerogén érettségi modell-kísérletekben

STEFANOVITS P.: Talajok agyagásványainak ismerete alapján levonható következtetések

SZENDREI G.: Új lehetőségek a talaj agyagásványainak vizsgálatára a XVI. Talajásványtani Konferencia előadásainak tükrében

KESSERÜ Zs.: Agyagok múltja és izolációs tulajdonságai

PATZKÓ Á.: Talajagyagásványok vízáteresztő képességének alakulása tenzidek hatására

JUHÁSZ Z.: Átnedvesedéskor végbemenő folyamatok és mérési lehetőségei porosolok esetében
Résztevők száma: 23 fő

Általános Földtani Szakosztály

Február 18. Közös kerekasztal fórum a Magyar Geofizikusok Egyesülete Általános Geofizikai Szakosztályával

A Pannon- és Cirkum-Pannon régió legfontosabb tektonikai zónái: a mozgások jellege és időzítése.

Gondolatébresztő előadást tart: CSONTOS L., FODOR L., HORVÁTH F.

Résztevők száma: 38 fő

Március 25. Előadóülés

KÁZMÉR M. - DUNKL I.: A Moesiai-mikrolemez és az alpi-kaukázusi orogén ütközése a miocénben
NÉMETH A. - WÓRUM G.: Tektonosedimentológia a szénhidrogén kutatásban

Beszámoló az Eurobasin School norvégiai rövid-kurzusról

Április 1. Előadóülés és műszer- valamint szoftverbemutató (21 fő)

MAROS Gy. - PALOTÁS K.: Az IMAGEO magszkennner - új módszer a fúrások maganyagának szerkezetföldtani feldolgozásában

Június 19–20. Közös előadóülés és kirándulás a Dél-Dunántúli Területi Szervezettel a "Mecsek-alja zóna geológiája" címmel (tektonikai jelleg, metamorfózis, gránit) - Pécs (40 fő)

MAJOROS Gy.: Dél-Dunántúl földtani szerkezetének újabb szemlélete

CSONTOS L. - BENKOVICS L.: Mecseki terciér szerkezetfejlődés

MAROS Gy. - PALOTÁS K.: Előzetes tektonikai eredmények az Üveghuta-1-5 fúrások szerkezeti elemzéséből

További előadók és kirándulásvezetők: SZEDERKÉNYI T., BUDA Gy., CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD Gy.

Terepbejárás Pécs és Ófalu közötti térségben
Résztevők száma: 49 fő

November 16. Vitaülés a Kárpát-Pannon térség neogén mészkáli magmatizmusának eredetéről

HARANGI Sz.: A Pannon-medence északi részén előforduló miocén vulkáni kőzetek geokémiai jellegei és genetikája: szubdukciós vagy extenziós eredet?

BENEDEK K.: A Visegrádi-hegység kőzettani és geokémiai fejlődéstörténete

KÓSA L.: Gránátok geokémiai jelentősége a Visegrádi-hegységben

Résztevők száma: 29 fő

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Január 12. Előadóülés

DUDICH E. - GAÁL G.: Paleozoos granitoidokhoz kapcsolódó arany-, rézérc- és ritkaföldfém-telepek Kazahsztánban és Kirgíziában (IUGS/UNESCO Deposit Modeling Program Workshop, 1997)

SZEBÉNYI G.: A recskai szkarnos ércesedések sajátosságai

Résztevők száma: 20 fő

Március 9. Előadóülés. A Nemzetközi Ásványtani Szövetség (IMA) torontói konferenciájára tervezett magyar előadások előzetes bemutatása

BUDA Gy.: Néhány közép-európai variszkuszi granitoid korrelációja

DÓDONY I.: Az antigorit új szerkezeti modellje nagy fölbontású transzmissziós elektronmikroszkópos képek feldolgozása alapján

KÁKAY SZABÓ O.: Szferulák morfogenetikája

KOVÁCS A.: A coquimbit és politíp módosulatának vizsgálata

LEÉL-ÖSSY Sz.: Ásványtani és radiometrikus vizsgálatok alkalmazása egy barlang fejlődéstörténeti rekonstrukciójában

WEISZBURG T.: Glaukonitok kristálykémiai vizsgálata

Résztevők száma: 16 fő

Április 20. Közös előadóiülés az Általános Földtani Szakosztállal a "Magyarország neogén vulkanizmusának rekonstrukciója (Az IGCP 356. sz. projektum keretében elkészült nemzeti paleovulkáni térképek bemutatója) címmel

ZELENKÁ T.: Bevezetés
SZÉKYNÉ FUX V. - KOZÁK M. - PÜSPÖKI Z.: Kelet-Magyarország fedett vulkanitjai
GYARMATI P. - ZELENKÁ T.: Tokaji-hegység
ZELENKA T. - SZAKÁCS S. - PENTELÉNYI L.: Bükkalja
ZELENKA T. - PÓKA T.: Mátra hegység
PÓKA T.: Karancs hegység
PRAKALVI P. - BALOGH K.: Nógrádi bazaltok
KORPÁS L.: Visegrádi-hegység - Börzsöny hegység
HARANGI SZ.: Dunántúli bazaltok
BALÁZS E.: Dunántúli fedett vulkanitok
Résztevők száma: 65 fő

Május 11. Közös előadóiülés az Agyagásványtani Szakosztállal

HÁMORNÉ VIDÓ M.: Ősi és recens tőzegképző környezetek szerves fáciesei. Beszámoló az 1997. évi EAOG floridai ösztöndíj eredményeiről
RANCSIK B.: A Komlói Mészmaréka Formáció agyagásványtani vizsgálata
Résztevők száma: 13 fő

Június 8. Előadóiülés

PELIKÁN P.: Savanyú vulkanizmus nyomai a Budai-hegységben (bejelentés)
MÁRTON E. - PÉCSKAY Z. - VETŐNÉ ÁKOS É.: Beszámoló az IGCP 356. sz. projekt 1997. évi munkájáról és eredményeiről. Új értelek Európában és más földrészekben. Az ércutatás jelenlegi helyzete
Résztevők száma: 12 fő

Október 12. Előadóiülés

GATTER I.: Újabb teleptani megfigyelések a Középső-Mátra epitermás értelepein
NAGY B.: A fertőrákosi szulfidércesedett ásványparagenézisének újvizsgálati eredményei
SZAKÁLL S.: Arzenátos ásványtársulás a Meleghegyen (Velencei-hegység)
Résztevők száma: 23 fő

November 9. Előadóiülés

DUNKL I. - JÓZSA S.: A Csatka Kaviccszarmazás-elemzése egyedi kristályokon végzett fission track kormeghatározással

NAGY Zs. R.: A Csatka Kaviccs Formáció rétegtana, elterjedése, jelentősége és új szedimentológiai vizsgálatának eredményei

BENEDEK K. - BALOGH K.: A Csatka Kaviccs Formáció magmás kavicsanyagának közettani és geokémiai vizsgálata, valamint geokronológiai értékelése

Résztevők száma: 33 fő

November 23. Előadóiülés a "Tellúrásványok a Kárpát-medencében" címmel az MFT 150 éves jubileuma tiszteletére

PAPP G.: A tellúr és Kárpát-medencéből leírt ásványfajai felfedezésének történeti vázlata

NAGY B.: A tellúr geokémiája

PAPP G.: Újabb tellúrtartalmú ásvány Nagy-Börzsönyből (bejelentés)

WEISZBURG T.: A nagybörzsönyi wehrilit-pilsenit újvizsgálata

DÓDONY I. - SZAKÁLL S. - HORVÁTH T. - KISS J.: A nyírjesi Bi-Te ásványok vizsgálatának előzetes eredményei

NAGY B.: Mátrai tellúrásványok vizsgálata

Szakáll S.: A Kárpát-övezet további tellúrásvány-előfordulásai

Résztevők száma: 26 fő

December 14. Évzáró klubdelután "Mi történt a közelmúltban, mi várható a közeljövőben?" címmel

Évzáró beszélgetés tudományágaink aktuális érdekességeiről. A beszélgetés előtt rövid, tudományterületenként mintegy tíz perces bevezetést tart DÓDONY I., LOVAS Gy., PAPP G., WEISZBURG T. (ásványtan), FÖLDVÁRI M., VICZIÁN I. (agyagásványtan), VETŐ I. (geokémia), KUBOVICS I. (extraterresztrikus anyagok), BUDA Gy., HARANGI Sz., SZABÓ Cs. (mágnás közet), TÓRÓK K. (metamorf közet), ZELENKÁ T. (érteleptan)

Résztevők száma: 25 fő

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

Május 4. Előadóiülés

FÜST A. - KOVÁCS J.: Sztohatikus folyamatok elméletének alkalmazása a földtanban

Résztevők száma: 12 fő

Június 2. Előadórészt "Az ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszéke bemutatkozika" címmel

MINDSZENTY A.: Beköszöntő

KOVÁCS J.: Tájékoztató a geológus hallgatók matematikai tanulmányairól (múlt és jelen)
KOVÁCS J. - MÁRKUS L. - CSEPREGI A.: A dinamikus faktor analízis egy alkalmazási lehetősége a hidrogeológiában

FÜST A.: Zárszó
Résztevők száma: 11 fő

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Január 26. Vetített képes előadás

SCHEUER Gy.: A világ legnevezetesebb hidrotermális területeinek ismertetése (Kamcsatka, Új-Zéland, Yellowstone park, El Tatio és Izland)
Résztevők száma: 16 fő

Február 26. Előadórészt

MECSI J.: Norvégiai videófelvétel bemutatása egy csúszásról
SCHAREK P.: Ismertetés a „European Geologist” cím tartalmáról és elnyerési lehetőségéről
Résztevők száma: 13 fő

Április 3–12. SZABÓ Péter emléktúra a Magyarhoni Földtani Társulat 150 éves fennállása alkalmából Rómától Sziciliáig - olaszországi vulkánok

Túravezetők: MÁRTON Gy., VITÁLIS Gy.
Budapest–Firenze–Róma–Nápoly–Vezúv–Pompei–Amalfi–Calabria–Messina–Lipari-szigetek–Taormina–Giardini–Naxos–Catania–Etna–Palermo–Cefalu–Róma–Budapest
Résztevők száma: 43 fő

Április 27. Közös előadórészt a Budapesti Területi Szervezettel "A DBR IV. metróvonal földtani, hidrogeológiai és mérnökgeológiai adottságai" címmel

GRESCHIK Gy.: Elnöki megnyitó
SCHEUER Gy. - SZLABÓCZKY P.: A korábbi dunai metró fúrások földtani és vízföldtani eredményei
HORVÁTH T.: A IV. metróvonal komplex földtani munkáinak helyszíni kivitelezésével kapcsolatos tapasztalatok összegzése

RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs.: A IV. metróvonal legújabb földtani eredményeinek összefoglalása
HORVÁTH Gy.: A IV. metróvonal feltárásainak és laborendményeinek geotechnikai újdonságai
JUHÁSZ J.: A IV. metróvonal új hidrogeológiai eredményei
FÁY M. - HORVÁTH T.: Mérnökgeológiai adottságok és építéstechnológiai megfontolások
Résztevők száma: 37 fő

Május 25. Előadórészt vetített képekkel

SCHEUER Gy.: A világ legismertebb recens időszi hévíz előfordulásainak ismertetése és megalapítások
Résztevők száma: 7 fő

Szeptember 28. Előadórészt

SCHAREK P.: Magyar-mexikói környezetföldtani kutatás León város környékén (Mexikó, Guanajuato állam)
Résztevők száma: 7 fő

Október 6. Előadórészt és terepi bemutató a MOM Városcsopont mélygarázsának építkezésén

SZÖRÉNYI J. - RADVÁNYI L.: MOM Városcsopont talajmechanikai vizsgálata és a munkagödör megtámasztásának ismertetése
SCHEUER Gy. - SZENTIRMAI L.-né: Építéshidrogeológiai vizsgálatok és a munkagödör vízteleltése
Résztevők száma: 40 fő

November 2. Szakmai bemutató: a DBR 4. sz. metróvonal Duna alatti átvezetéséhez készülő mederfúrások és maganyagok megtekintése - Gellért tér, felső rakpart

A bemutatót HORVÁTH T. (GEOVIL Kft.) tartotta, ahol sor került a pontonon folyó munkák helyszíni megtekintésére
Résztevők száma: 52 fő

December 16. Évzáró klubdélután

MÁRTON Gy. - VITÁLIS Gy. et al.: Beszámoló az olaszországi vulkanológiai kirándulásról
Résztevők száma: 40 fő

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

Február 16. Előadókülés

BOHN P.-né - RADÓCZ Gy.: A középső riolituffa és pteropodás bádeni képződmények rétegtani helyzete a Borsodi-medencében (OTKA T19107)
SZEGŐ É.: Kisalföldi fúrások miocén korú foraminifera asszociációinak biokronológiai vizsgálata

CSÁSZÁR G. - KOLLÁNYI K. - LANTOS M. - LELKES Gy.: A hidasi-völgyi (Mecsek hegység) kréta szelvények integrált sztratigráfiai és szedimentológiai vizsgálata
Résztevők száma: 16 fő

Május 8-9. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés - Tata

HABLY L.: Köszöntő

GÉCZY B.: Megnyitó előadás

DOSZTÁLY L.: Mezozoos radiolaritok biosztratigráfiai vizsgálata Észak-Magyarországon

VÖRÖS A.: "Vezérkövületek", vagy "fácies-lények"? - Balaton-felvidéki középső-triász ammonoideák környezeti eloszlásának vizsgálata

SZABÓ J.: Paleogeográfiai és paleoökológiai következtetések egy felső-szinemuri gastropoda-fauna kapcsán (Hierlatzi Mészkö, Nagy-Teke-hegy, Gerecse)

GÉCZY B. - GALÁCZ A.: Bath ammonitesek a Villányi-hegység klasszikus középső-jura faunájából

SZÍVES O.: Apti ammonoideák paleobiogeográfiai értékelése

KEDVES M.: A magyarországi pre-Quarter palinológia irányzatai és perspektívái

BOHNNÉ HAVAS M.: Magyarország paleogén pteropodái és paleobiogeográfiai kapcsolataik

DÁVID Á.: Rákok (Decapoda) által okozott paleológias elváltozások felső-oligocén (Egri-medelő) puhatestűek vázmaradványain (Wind-féle téglagyár, Eger)

BÁLDI T.: A hazai eggenburgien makrofaunának paleoökológiai elemzésének első eredményei
LANTOS M. - BOHNNÉ HAVAS M.: A középső miocén magnetobiosztratigráfiai korrelációk problémái

DULAI A.: A diódsi felső-bádeni foltzónny rekonstrukciója a Mollusca fauna paleoökológiai vizsgálata alapján

HIR J.: Új aprógerinces leletek a keleti-cserhádi szarmata mocsári képződményekből (Sajóvölgyi Formáció)

KORFÁS-HÓDI M. - NAGY E. - NAGY-BODOR E. - SZÉKVÖLGYI K. - Ó. KOVÁCS L.: Ciklikus klíma és környezetváltozások a pannóniai emeletben
BAJZÁTH J.: Dryas-flóra Magyarországon
NAGYNÉ BODOR E. - SZUROMINÉ KORECZ A.: A Pediatrum kawraisky (zöldalga) és a Cytherissa lacustris (ostracoda) együttes előfordulása és ökológiai jelentősége néhány baltoni sekély-fúrás kvarter rétegeiben

Poszter bemutató

BARBACKA M. - BÓKA K.: Egy különleges termés a mecseki liász flórából

BÁLDINÉ BEKE M. - BOHNNÉ HAVAS M. - KOLLÁNYI K. - LANTOS M.: A dunántúli eocén kronosztratigráfiaja magneto- és biosztratigráfiai alapon
BOSNAKOFF M.: Otolithok a szobi (Börzsöny hegység) középső-miocénből

DUDÁS G.: Naticidae fúrások középső-miocén puhatestűek mészvázain (Szob, Börzsöny hegység)

FÓZY I.: Az utolsó hazai ammoniteszek

GASPARIK M.: A tokodi édesvízi mészkő összehozható kapcsolódó késő-pleisztocén korú gerinces fauna vizsgálatának új eredményei

HABLY L.: Közös endemikus fajok a magyarországi és szlovéniai alsó-oligocénben

KAZÁR E.: A Kárpát-medence harmadidőszaki cetfaunái (Cetacea, Mammalia)

KÁZMÉR M. - SZAKMÁNY Gy. - E. STARNINI - ALTMANN J. - TÖRÖK K.: A paleolit kőeszközöktől a középkori szobrokig - a mikrofácies-vizsgálat alkalmazása régészeti nyersanyagok eredetvizsgálatában

KERCSMÁR Zs.: Egy tektonikailag aktív medenceperem tafoneimiai és ichnológiai elemzése a Tatabányai eocén medence keleti peremén

KOVACSIK É.: Epókiás jelenségek és életnyomok felső-karbon tengeri liliomok maradványain (Nagyvisnyó, Bükk hegység)

LELKES Gy.: Magyarországi bádeni és szarmata karbonátos mikrofáciesek és őskörnyezeti jelentőségük

NAGYNÉ BODOR E. - CSERNY T.: A Balaton-tó vízminőségváltozása kialakulásától napjainkig, sporomorpha vizsgálatok tükrében

OLLÉ R.: Epókiás jelenségek és életnyomok a máriahalmi homokbányában gyűjtött puhatestűek mészvázain

RADÓCZ Gy. - BOHNNÉ HAVAS M. - BALOGH K. - PÉCSKAI Z.: A középső-miocén riolituffák rétegtani helyzete és K/Ar kora a Ny-borsodi medencében

SIEGL-FARKAS Á.: Alföldi felső-kréta képződmények palynosztratigráfiai (pollen és dinoflagellata) vizsgálata

SZENTE I.: Korai jura gastropodák a Mecseki Kőszén Formációból

SZEGŐ É.: A Kisalföld és a Tapolcai-medence miocén korú Foraminifera faunájának biosztratigráfiai összehasonlítása

SZUROMINÉ KÖRECS A.: Őslénytani adatok a zsanai "lajta típusú" mészkő jellemzésére

TÜRK A.: A Nagyvisnyó (Bükk hegység) környéki felső-karbon agyagpalák nyomfossziliái

Őslénytani terepbejárás a Gerecsében
Résztevők száma: 44 fő

Tudománytörténeti Szakosztály

Január 19. Előadóülés

BREZSNYÁNSZKY K.: James HUTTON nyomában a Holyrood Parkban (Edinburgh)

DOBOS I.: A Magyarhoni Földtani Társulat harmadik ötven éve IV. rész

BREZSNYÁNSZKY K.: Megjelent Csíki Gábor: A földtudományok honi történetéből című könyve. Bemutató

Résztevők száma: 16 fő

Február 23. Előadóülés

BÁRDOSY Gy. - PATAKI A. - TISZAI J.: A halimbai bauxittelep megismerésének és megkutatásának története

KÖRÖSSY L.: Egy olajkutató magyar geológus Kínában (1959–1962)

Résztevők száma: 26 fő

Március 16. Emlékülés Zsigmondy Béla születésének 150. évfordulója alkalmából

Társrszervezők: OMBKE KFVSZ Olajbányászattörténeti Munkabizottsága, a Magyar Olajipari Múzeum, a ZSIGMONDY Béla Klub és a Magyar Hidrológiai Társaság Vízügyi Történeti Bizottsága

DOBOS I.: A geológus ZSIGMONDY Béla

CSÁTH B.: ZSIGMONDY Béla vízfúrasi tevékenysége

KORIM K.: Talajmechanikai (kém) - szénkutató fúrások, hídépítési munkák

PATAKI N.: ZSIGMONDY Béla közpályán történő működése

TÓTH J.: Epilógus

Résztevők száma: 50 fő

Április 21. Előadóülés

MORVAI G.: A Központi Földtani Hivatal rövid története I.

VÍZI B.: A magyar alumíniumipar története 1945-től, különös tekintettel a bauxitkutatásra

Résztevők száma: 28 fő

Május 11. Előadóülés

SZÉKYNÉ FUX V.: Megemlékezés INKEY Béláról, születésének 150. évfordulója alkalmából

KUTI L.: INKEY Béla agrogeológiai munkássága
Résztevők száma: 10 fő

Október 19. Előadóülés

MORVAI G.: A Központi Földtani Hivatal rövid története II.

CSÁTH B.: A magyarországi vízkutatás és az Országos Földtani Főigazgatóság kapcsolata

VITÁLIS Gy.: Emlékezés PAPP Károly hidrológiai munkásságára, születésének 125. évfordulóján

Résztevők száma: 29 fő

November 20. STEGENA Lajos emléknap

Társrendezők: Magyar Geofizikusok Egyesülete, Magyar Földmérési, Térképészeti és Távérzékelési Társaság

Megnyitó

POSGAY K.: A Szolnok–máramarosi flis öv és a középmagyarországi tektonikai vonal kapcsolata

R. MEISSNER: Rheological and seismological properties of the Earth's crust

R. GUTDEUTSCH: The resolution power of historical data with respect to seismological parameters

B. D'ARGENIO: Time sampling and time gaps in the Earth's history: Are we aware of the missing links?

S. CLOETINGH: Perspectives of basin research: From the Pannonian basin to the Norwegian continental margin

RYBACH L.: STEGENA Lajos munkássága a geotermikában

KUBOVICS I.: STEGENA Lajos és a magyarországi meteoritkutatás

KLINGHAMMER I.: STEGENA Lajos, a régi térképek kutatója

MINDSZENTY A.: Karbonátszedimentológia, bauxitképződés és geodinamika: Adalékok a Dunántúli-középhegység kréta fejlődéstörténetéhez

HORVÁTH F.: A magyar földtudomány nagy lehetősége: integrált kvarter geológiai kutatások

Résztevők száma: 43 fő

November 30. Előadóiülés

VÍZY B.: A magyar alumíniumipar rövid története 1945-től, különös tekintettel a bauxit-kutatásra II.

FERENCZ K.: Földtani kutatásaim Guineában

Résztevők száma: 18 fő

December 15. Előadóiülés

KECSKEMÉTI T.: A Magyarhoni Földtani Társulat és a Magyar Nemzeti Múzeum korai tudományos kapcsolata

NAGY I. Z.: Megemlékezés KUBINYI Ágostonról, a Magyarhoni Földtani Társulat egyik alapítójáról

DUDICH E.: A Tudománytörténeti Szakosztály 1998. évi tevékenysége

A Szakosztály 1999. évi programjának kialakítása és baráti beszélgetés

Résztevők száma: 28 fő

*Alföldi Területi Szervezet**Január 20. Klubnap - Szeged*

PAPP S. - RÉVÉSZ I.: Geológus szemmel Albertában. Vetített képes előadás

Résztevők száma: 17 fő

Február 10. Ankét - Szolnok

M. TÓTH T.: A kristályos aljzat felépítése és fejlődése a Békési medence északi peremén

JUHÁSZ A. - M. TÓTH T. - A. MAITER: A repedezett kristályos aljzat és a rátelepült üledékes kőzetek közötti hidrogeológiai kapcsolat geokémiai és petrológiai bizonyítékai a DK-Alföldön

JUHÁSZ A. - A. MAITER: Szerkezeti helyzettől függő kaolinit cementáció és hatása a tároló tulajdonságokra a Békési és Szolnoki Formáció homokköveiben

JUHÁSZ-BODNÁR K. - K. RAMSEYER - A. MATTER: A kvarc cementáció befolyásoló tényezői és forrásai az észak ománi permo-karbon Al Khlata Formáció homokköveiben

Résztevők száma: 42 fő

Április 7. Előadóiülés - Szeged

PÁL MOLNÁR E.: A Ditrói Szienitmasszívum földtani felépítése és petrológiája, különös tekintettel a hornblenditék és dioritok kialakulására

KOVÁCS G.: A Ditrói Szienitmasszívum granitoid kőzeteinek petrográfiaja és petrológiája

HUM L.: A dunaszekcsői lösz szelvény üledék-tani, geokémiai és óslénytani vizsgálata

Résztevők száma: 10 fő

November 24. Klubnap - Szolnok

SZÓNOKY M.: Ásványok, kőzetek, ősmaradványok az európai kultúr- és művészettörténetben

Résztevők száma: 16 fő

*Budapesti Területi Szervezet**Február 25. Előadóiülés*

Társszervezők: MÁFI és a Magyar Rétegtani Bizottság

MINDSZENTY A.: A karsztbauxit-képződés és a szerkezettefejlődés kapcsolata a Dunántúli-középhegységben

CSÁSZÁR G.: Megjelent a „Magyarország rétegtani alapegységei” táblázat. Bemutató

BREZSNYÁNSZKY K.: Beszámoló a Geological Society of America 1997. évi kongresszusáról

Résztevők száma: 24 fő

Június 3. Előadóiülés

CSÁSZÁR G.: A magyarországi Urgon és kapcsolatai

Résztevők száma: 7 fő

Október 14. Előadóiülés

KORPÁS L. - HÁMORNÉ VIDÓ M. - PELIKÁN P. - PIROS O. - DOSZTÁLY L. - LANTOS M. - KOVÁCS PÁLFY P.: Földtani érdekességek a Budai-hegységben

Résztevők száma: 20 fő

Dél-dunántúli Területi Szervezet

Március 3. Tájékoztató és bányabejárás a MOL Dél-dunántúli részlegének szakemberei számára a nagyaktivitású radioaktív hulladék elhelyezési céllal folyó kutatásokról és a MÉV bányabezárási és környezetvédelmi tevékenységéről. Helye: Pécs, MÉV Alfa-vágtrendszer

Résztevők száma: 12 fő

Május 12. Előadóiülés

WÉBER B.: A Mórággyi-hegység és közvetlen déli előtere ürfényképzének földtani értelmezése

SÜTÓNÉ SZENTAI M.: Mikroflóra vizsgálatok a hidaspetrei (Szekszárd) feltárásból
Résztevők száma: 14 fő

Augusztus 31. Egész napos előadóiülés "A komlói táj földtani- és őslénytani kutatásának 150 éve (1948–1998)" címmel - Komló

Elnökök: FAZEKAS I. és BÓNA J.

SZARKA E. polgármester köszöntője

KASSAI M.: Komló és térségének gazdaság-geológiai térszerkezete

MAJOR G.: A komlói földtani kutatások történeti áttekintése

BARICZ M.: Zobák-bánya kutatása és szénvagyona

SZILÁGYI T.: A komlói andezit kutatása

DEGRÉ A. - SOÓS J.-né: Komló város és környékének hidrológiai viszonyai és vízellátása

SÁGHINÉ JUHÁSZ I.: A Nyugati-Mecsek déli előterének hidrogeológiai viszonyai

KONRÁD Gy.: Mecseki triász sztromatolitikok

BÓKÁNÉ BARBACZKA M.: Új eredmények a mecseki láz makroflóra vizsgálatában

SIEGL-FARKAS Á.: A Husztót–2. fúrás palynológiai vizsgálata

JÁRAINÉ KOMLÓDI M. - NAGYNÉ BODOR E.: A Dunántúl és az Alföld negyedkori klímaváltozásai palynológiai vizsgálatok alapján

HEGYI J.: A földtani laboratórium működése Komlón (1956–1995)

SÜTÓNÉ SZENTAI M.: Komló és környéke őslénytani kutatásának 150 éve

A komlói Természettudományi Gyűjtemény megtekintése

Résztevők száma: 45 fő

November 17. Előadóiülés

WÉBER B.: Ürfényképpel kimutatott törésrendszer kapcsolata a geofizikai terekkel a Mórágys-hegységben és közvetlen déli előterében

Résztevők száma: 6 fő

December 15. Előadóiülés

WÉBER B.: Alsó-kréta alkáli bazalthoz ("trachidolerit") kapcsolódó szubvulkáni forma a Nyugat-Mecsek felszínén

Résztevők száma: 10 fő

Észak-magyarországi Területi Szervezet

Február 26. Előadóiülés

KUN B.: A Mátra és környéke érc- és ásványbányászata

SZAKÁLL S.: Mátrai ásványok

NAGY T.: Bejelentés

Résztevők száma: 16 fő

Április 23. Előadóiülés

SZEPESSY A.: A bodrogkeresztúri kommunális hulladéklerakó földtana és kialakítása

PRAKALVI P.: A környezeti hatástanulmányok földtani megalapozottságának vizsgálata

Résztevők száma: 17 fő

Május 28. Tanulmányi kirándulás egész napos a Mátrai Erőmű Rt. (Bükkbány) lignitkölfejtésébe

DEREKAS B.: A bükkbányai bánya bemutatása

KONKOLY Á.: A külfejtés művelési technológiája

GEIER R.: Víztelenítés

MADAI L.: Magyarország lignitvagyona

OLÁH J.: A rekultivációs technológia

Résztevők száma: 40 fő

Szeptember 24. Előadóiülés "Bemutakoznak a Miskolci Egyetem Bányamérnöki Karának doktoranduszai" címmel

FEHÉR B.: Hidrotermális turmalin Bükkszentlászlórlól

FEDOR F.: Geokémiai módszerek a szénhidrogénkutatásban

KOVÁCS A. Cs.: Sugár- követési eljárás a tomográfiaiban

LOBODA Z.: A Felvidék etnikai- és vallásföldrajza

MADAI V.: A Diósgyőri Vár kőzetanyagának vizsgálata

VANCAK A.: Dinaridák nagyszerkezeti egységei

Résztevők száma: 29 fő

Október 29. Előadóiülés "A nyersanyagkutatások múltja és jelene Észak-Magyarországon" címmel

DEÁK J.: A vízkutatás gondolatai, lehetőségei, eredményei Észak-Magyarországon

JÓZSA G.: Az építőipari nyersanyagkutatások múltja és jelene Észak-magyarországon

JUHÁSZ A.: A borsodi barnaszén kutatásának földtani alapjai

MADAI L.: Az Észak-magyarországi lignitkutatások múltja, jelene és jövője

MÁTYÁS E.: Gyógyító ásványok

SOMFAI A.: A kőolajkutatás helyzete az ezredfordulón

SZEBÉNYI G.: Az Észak-magyarországi érckutatások múltja és jelene

Résztevők száma: 33 fő

November 26. Közös előadói ülés a MAB Bányászati Szakbizottság Geo-Munkabizottságával

SOMFAI A.: Megemlékezés FÖLDVÁRY professzor-ról halálának 25 éves évfordulója alkalmából

HADHÁZI B. - HUSZÁRNÉ SZABÓ L. - MOLNÁR F.-né: A visontai külfejtés számítógépes hidrogeológiai modelljének felépítése és működésének tapasztalatai

Résztevők száma: 19 fő

December 17. Klubnap

HÁMOR T. - HÁMORNÉ VIDÓ M.: Földtani érdekességek Floridában (Vetített képes előadás)

Résztevők száma: 15 fő

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

Április 2. Közös előadói ülés az MTA VTB Földtani és Bányászati Munkabizottságával az MFT 150 éves jubileuma alkalmából

KNEIFEL F.: Bevezető, visszatekintés

KNAUER J.: Események és történetek a Közép- és Északdunántúli Területi Szervezet életéből

SCHAREK P.: A zalai dombvidék földtani térképezésének eredményei

IVANCSICS J.: A nyugat-dunántúli földtani kutatások története és kapcsolata a Földtani Társulattal

Hozzászólók: PÁLFY J., KOZMA K., KNAUER J., CSÁSZÁR G., KNEIFEL F.

Résztevők száma: 42 fő

Május 21–22. Terepi kirándulás "A Keszthelyi hegység és a Tátika földtani érdekességei" címmel

Programvezetők: CSILLAG G., KOLOSZÁR L.

Szent-Miklós-völgy karni rétegei, Szent-Miklós forrás, Festetics kilátó, Vadlánylik pannon abráziós összelete, Rezi vár, Rezi Dolomit és pannon kvarcitok

Tátika és a várrom, zalaszántói sztupa, Rezi cser pleisztocén homokja

Résztevők száma: 34 fő

Október 22. Előadói ülés

BUDAI T. - K. GELLAI M. - MUSITZ L.: Tájérendezés a gyakorlatban Felsőörs példáján

OLÁH I. (BfNPI): Tájérendezési tapasztalatok a Balaton-felvidéken

HLAVAY J. - FÜLE L. (VE): A földtudomány helye a környezetmérnök képzésben. Tájékozottató a Veszprémi Egyetemen folyó képzésről

BAROSS G. (BfNPI): Diák a tájrendezés sokoldalúságáról

Hozzászólók: PÁLFY J., K. GELLAI M., CSERNY T., KNEIFEL F.

Résztevők száma: 17 fő

December 10. Előadói ülés

FUTÓ J. (BTM): Szardínia a "nuraghe"-k földje (vetített képes beszámoló)

BÖRÖCKI T. - VARGA G. (BB Kft.): Beszámoló az idei görögországi ICSOBA konferenciáról (diavetítéssel)

KNEIFEL F.: Visszatekintés a területi szervezet ezévi tevékenységére

Hozzászólók: BAROSS G., JANKOVICS B., KNEIFEL F., FARKAS S.-né, ANDÓ J., KOZMA K.

Résztevők száma: 24 fő

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a töbletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani**, emellett a **technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni**. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím

g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt

h, Diszkusszió

b, Szerző(k), postacím (E-mail cím)

i, Eredmények, következtetések

c, Összefoglalás (angol abstract)

j, Köszönetnyilvánítás

d, Bevezetés, előzmények

k, Hivatkozott irodalom

e, Módszerek

l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok

f, Adatbázis, adatkezelés

m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerüendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)

GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)

KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)

(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)

(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezési is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny

Vol. 130. 1. 2000

Tartalom – Contents

SZENTPÉTERI Krisztián – MOLNÁR Ferenc: Adulár-sericit típusú hidrotermás indikáció ásványtani és genetikai vizsgálata a sárszentmiklósi Szarvas-hegyen – <i>Mineralogical and genetical study of an adularia-sericite type hydrothermal deposit at the Szarvas Hill, Sárszentmiklós</i>	1
PELIKÁN Pál – DOSZTÁLY Lajos†: A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jurá képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük – <i>Jurassic formations of the Bükkzsérc boreholes (SW Bükk Mts, NE Hungary) and their structural setting</i>	25
VELLEDITS Felicitász: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső-felső-triászban – <i>(Evolution of the area from the Berva Valley to the Hór Valley in the Middle – Upper Triassic)</i>	47
CSONTOS László: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése – <i>Stratigraphic reevaluation of the Bükk Mts (N. Hungary)</i>	95
Rövid közlemények – <i>Short communications</i>	133
Hírek, ismertetések – <i>News and reviews</i>	139
Társulati ügyek – <i>Our society's life</i>	163