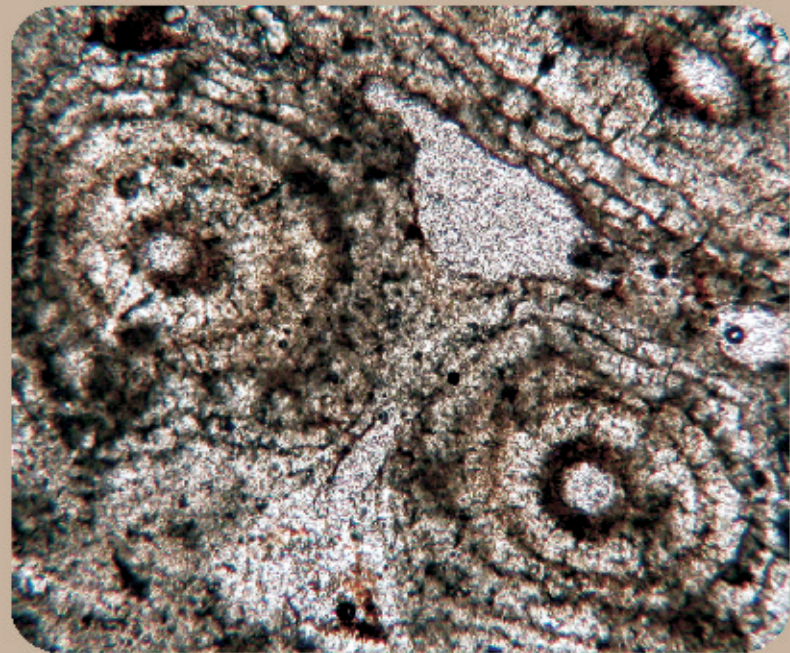


Földtani Közlöny



139/3

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2009

Felelős kiadó

HAAS János,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

Műszaki szerkesztők

PIROS Olga
SIMONYI Dezső

Nyelvi lektor

Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság

Elnök: HAAS János
FODOR László, GRESCHIK Gyula,
PALOTÁS Klára, PAPP Gábor,
SZTANÓ Orsolya, VÖRÖS Attila

Főtámogató

MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.
e-mail: piros@mafi.hu

Editor-in-charge

János HAAS,
President of the Hungarian Geological
Society

Editor-in-chief

Géza CSÁSZÁR

Technical editors

Olga PIROS
Dezső SIMONYI

Language editor

Philip RAWLINSON

Editorial board

Chairman: János HAAS
László FODOR, Gyula GRESCHIK,
Klára PALOTÁS, Gábor PAPP,
Orsolya SZTANÓ, Attila VÖRÖS

Sponsor

MOL Rt.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O.
box 106.
e-mail: piros@mafi.hu

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)

Földtani Közlöny



139/2

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

- PETRIK Attila Balázs: A villányi-hegységi mezozoos képződmények mikrotektonikai méréseinek értelmezése. — *Interpretation of the results of microtectonic measurements performed with respect to mesozoic formations of the Villány Hills, Hungary.* 217
- KLÉBESZ Rita, HARANGI Szabolcs, Theodoros NTAFLÓS: A balatonmáriai ultrakáli trachandezit petrogenézise. — *Petrogenesis of the ultrapotassic trachyandesite at Balatonmária.* 237
- KESSLER Jenő: Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához II. rész. — *New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin. Part II.* 251
- UHRIN András, MAGYAR Imre, SZTANÓ Orsolya: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin.* 273
- PAZONYI Piroska: A Kárpát-medence felső-pliocén és kvarter emlősfajta közösségeinek paleoökológiai vizsgálata. — *Palaeoecological investigations of Upper Pliocene and Quaternary mammalian communities in the Carpathian Basin.* 283
- HORVÁTH Zoltán, MINDSZENTY Andrea, KROLOPP Endre, KÁRPÁTI Zoltán: Római kori talajjal fedett travertínó-rétegsor Óbudán — Az ember környezet-változtató hatásának korai dokumentumai a főváros területén. — *Sub-Recent travertine deposits buried by a humiferous palaeosol of Roman age at Hunor utca, Óbuda — a testimony of man-and-environment interaction from Roman times.* 305
- VITÁLIS György: Száz éve jelent meg Selmechányán dr. BÖCKH Hugó Geológia (II. Stratigrafia) című kötete. — *The hundredth anniversary of the publication of Dr. Hugo BÖCKH's Geology and Stratigraphy, Volume II.* 315
- Hírek, ismertetések** (összeállította PALOTÁS Klára) 319

Első borító: Pórus körüli koncentrikus mészbekéregzés, Óbuda, Tábor-hegy keleti előteréből (Fotó: HORVÁTH Zoltán). Hátsó borító: A Harsány-hegyi kőfejtő (Fotó: PIROS Olga)

Budapest, 2009

ISSN 0015-542X

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.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. 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 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. 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 a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza 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 fenntartja 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 | h) Diskusszió |
| b) Szerző(k), postacím (E-mail cím) | i) Következtetések |
| c) Összefoglalás (magyarul, angolul) | j) Köszönetnyilvánítás |
| d) Bevezetés, előzmények | k) Hivatkozott irodalom |
| e) Módszerek | l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák |
| f) Adatbázis, adatkezelés | m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul) |
| g) A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt | |

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, 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 irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3**, 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, kiterjesztéssel, illetve a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés 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., e-mail: piros@mafi.hu

A villányi-hegységi mezozoos képződmények mikrotektonikai méréseinek értelmezése

PETRIK Attila Balázs

Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar, H-7200 Pécs, Ifjúság u. 6.
e-mail: petrik.attila@freemail.hu

Interpretation of the results of microtectonic measurements performed with respect to mesozoic formations of the Villány Hills, Hungary

Abstract

In the framework of OTKA project, a complex scientific investigation is being carried out with the aim of preparing a comprehensive palaeogeographical reconstruction of the Tisza structural unit. I have joined this investigation with microtectonic measurements performed in the area of the Villány Hills. The task I have set myself is to establish the delimitation the phases of structural transformation, and determine their relative and numeric ages. It has been an important issue to clarify, how far the events of structural transformation postulated by me, can be integrated into the regional geological processes. I have analysed the tectonical conditions of the area at issue relying upon some stereographical projections, figures and models constructed by means of various structure-geological softwares. The study demonstrates — in addition to describing the structural elements of the 7 quarries investigated — the related stress fields. I have recorded, in seven quarries in the Villány Hills, the data of over 600 striations, 500 lithoclasts, various plastic deformation elements (folds, flexures), as well as stylolites. Based on the data recorded, I have tried to determine the structural, palaeotectonic conditions of the individual quarries. To summarize the first part of the investigation it can be stated that most of the quarries investigated in the Villány Hills show a relatively uniform, compression-transpression picture from the point of view of tectonic styles. Tensor fields of tension character have been encountered in the Szobrosbánya, at Beremend, and these stress fields can be related to the opening of the pull-apart basins in the early Miocene. The structural elements, folds, lithoclasts investigated, adjust themselves well to the stress fields of the region. Based on the measurements 6 structural phases were delimited in this region. The Villányian Imbrications and the high amplitude folds were formed by the Late Cretaceous compressional stress field. It was followed by two tensional fields until the Late Miocene, which was resulted in the opening of pull-apart basins. The inversion in the Villány Hills started in the Late Miocene. First stress field was N–S transpressional, that was followed by a NE–SW transpressional one and finally an E–W compressional one. The reactivation of the imbrications and main faults, the opening of the transpressional basins were generated by these shortening deformations. The E–W compressional field could be observed only in the Harsány-hegy quarry. This stress field was evolved by the result of a local block rotation or the rotation of the Villányian imbrications. This latter statement can be emphasized by the stress fields rotation from the Late Miocene, which began N–S shortening in the Late Miocene, NE–SW shortening in the Pliocene and finally E–W shortening in also Pliocene.

Keywords: striae, microtectonics, stress field, deformation events, Villány Hills

Összefoglalás

Egy OTKA projekt keretében komplex vizsgálat folyik a Tiszai szerkezeti egység átfogó ősföldrajzi rekonstrukciójának elkészítésére. Ehhez a kutatáshoz kapcsolódtam a Villányi-hegység területén végzett mikrotektonikai mérésekkel. Célként jelöltem meg a szerkezetalakulási fázisok lehatárolását, és ezek relatív, majd a kutatás további fázisában numerikus korbesorolását is. Fontos kérdés volt, hogy a felállított szerkezetalakulási események mennyire korrelálhatók a regionális földtani folyamatokkal. Különböző szerkezetföldtani szoftverek által készült sztereografikus vetületekkel, ábrákkal, modellekkel elemeztem a terület tektonikai viszonyait. A tanulmány a vizsgált 7 villányi kőfejtő szerkezeti elemeinek leírása mellett, a hozzájuk tartozó feszültségtereket is bemutatja. A kőfejtőkben több mint 600 vetőkarc, 500 litoklázis, különböző képlékeny deformációs elem (redők, flexurák), valamint sztilolit adatait rögzítettem. A felvett adatok alapján igyekeztem az adott bánya szerkezeti, paleotektonikai jellegeit meghatározni. A kutatás első részének összefoglalásaként megállapítható, hogy a Villányi-hegységben alapvetően a rövidüléssel, transzpressziós erőterek

voltak a meghatározóak. Húzásos jellegű tenzortér a Szobrosbányában és Beremenden jelentkezett, amely kapcsolatban állhat a kora-miocén medencefelfylásokkal. A vizsgált szerkezeti elemek, redők, litoklázisok jól illeszkednek a terület feszültségtereihez. A kőfejtőkben végzett mérések alapján 6 szerkezetalakulási fázis került lehatárolásra. A késő-kréta rövidülési deformációja alakította ki a Villányi-hegység pikkelyeit, valamint nagy amplitúdójú redőit. Ezt követően pull-apart típusú medenceképződés zajlott egészen a középső-miocénig, ÉK–DNy-i húzóerők hatására. A középső-miocénre egy látszólagos feszültségtér-rotáció eredményeként tovább folytatódott a medenceképződés, de ezt már É–D-i húzóerők határozták meg. Az inverziós szakasz a késő-miocénben kezdődött el a Villányi-hegységben. Kezdetben É–D-i transzpresszió, majd a pliocéntól napjainkig ÉK–DNy-i transzpresszió szabta meg a terület tektonikai képét. A rövidülési, transzpressziós erők a villányi pikkelyeződés felújulását, transzpressziós medencék kialakulását, és a korábban kialakult törésrendszerek reaktiválódását eredményezték. A K–Ny-i rövidülési deformáció csak a Harsány-hegyi kőfejtőben bizonyítható. Kialakulása egy lokális blokkrotáció következménye. A késő-miocén É–D-i transzpresszióját, a pliocéntól ÉK–DNy-i transzpresszió, majd egy K–Ny-i kompresszió váltotta fel, vagyis az óramutató járásával megegyező feszültségtér-rotáció úgy tűnik, hogy nemcsak regionálisan, hanem lokálisan a Villányi-hegységben is megfigyelhető.

Kulcsszavak: Villányi-hegység, mikrotektonika, vetőkarc, feszültségtér, deformációs események

Bevezetés

OTKA projektként néhány éve komplex vizsgálat folyik a Tiszai szerkezeti egység területén egy átfogó paleogeográfiai rekonstrukció előkészítésére. A Tiszai-egységben elhelyezkedő Mecsek és Villányi-hegység szerkezetalakulásáról már számos publikáció, disszertáció született, de ezekben a Villányi-hegység „árnyékszerepben” volt a mecseki kutatásokkal szemben. Ennek kiegyensúlyozásához járul hozzá ez a sok mérésen alapuló, tektonikai összefüggéseket feltáró munka. Törekedtem arra, hogy a vizsgált kőfejtők a Villányi-hegység különböző pikkelyeiben legyenek. A vetőkarcadatok gyűjtésén, értelmezésén és elmozdulás generációkra történő szétbontásán kívül egyéb tektonikai bélyegeket is vizsgáltam. Fontos kérdés volt az elmozdulást nem mutató tektonikai elemek hozzárendelhetősége a különböző elmozdulási fázisokhoz, és a felállított szerkezetalakulási események integrálása a regionális földtani folyamatokhoz. Célként jelöltem meg a szerkezetalakulási fázisok kimutatását és relatív korbesorolását, melyet a kutatás későbbi fázisában az „numerikus” korbesorolással is szeretném kiegészíteni, bevonva ehhez a neogén korú képződményeket feltáró mecseki kőfejtőket is.

Vizsgálati és adatfeldolgozási módszerek

Az adatgyűjtés döntően saját méréseken alapult. A Villányi-hegységben — ahol mezozoosnál fiatalabb képződmény nincs, ill. csak hasadékkitöltésként van feltárva — hét kőfejtőt kerestem fel. A bányákban elsősorban a különböző elmozdulásra utaló tektonikai bélyegek (vetőkarcok, szakadási lépcsők, tenziós hasadékok), a képlékeny deformációs elemek (redők, flexurák, duplexek, kink bandek), valamint a nyomásoldódási jelenségek (sztilolitok, szlikolitok) orientációit rögzítettem. Ahol elmozdulásra utaló jelenségek nem mutatkoztak, ott főként litoklázisokat, hajszálrepedéseket, illetve egyéb törésrendszereket vizsgáltam. Összesen 600 db vetőkarc és 500 db litoklázis adatai kerültek rögzítésre. A mérési eredményeket összevettem a területről származó korábbi publikációk tektonikai adatai-

val. A szerkezetalakulási fázisok meghatározásánál figyelembe vettem a paleomágneses mérésekről, a szeizmikus szelvények értelmezéséről született munkákat, és a recens feszültségterek meghatározásáról szóló adatokat is.

Az *adatfeldolgozási* szoftverek közül kiemelem a szerkezeti adatokat feldolgozó, D. DELVAUX által 2008-ban kifejlesztett *Wintensor 1. 4. 22.-es* verziójú programot. Ennek segítségével ábrázoltam a vetőkarcokból szerkesztett főfeszültségirányokat, a litoklázisok, vetőkarcok, redőadatok sztereografikus projekcióit. A szoftver által származtatott adatok közül bemutatom a vetőkarcok horizontális maximális főfeszültségirányából (S_{Hmax}) létrehozott rózsadiagramokat, melyek az egyes elmozdulási vektorokat ért fő erőhatások irányait szemléltetik. A főfeszültségek arányait tükröző, ún. R értékekből készült az egyes tenzortereket bemutató, különböző formájú feszültség-ellipsoidokat ábrázoló diagram, valamint az egyes feszültségterek jellemző deformációit ábrázoló koordinátarendszer (*II. ábra*). A *Wintensor* program meghatározza az ún. R' értékét is, amit az R értékből származtat. Ha a tenzortér kompressziós (σ_3 közel függőleges), $R' = 2+R$; ha eltolódásos (σ_2 közel függőleges), $R' = 2-R$; ha tenziós (σ_1 közel függőleges), $R' = R$. Mivel R értéke 0–1 közötti, így R' értéke 0-tól (radiális extenzió) lineárisan növekszik a tiszta extenzió [$R' = 0,5$], transztenió [$R' = 1$], tiszta eltolódáson [$R' = 1,5$], transzpresszió [$R' = 2$], végül a tiszta kompresszió [$R' = 2,5$] keresztül, egészen a radiális kompresszióig [$R' = 3$] (DELVAUX 1993).

A vetőkarcok, litoklázisok elmozdulás generációkra történő csoportosítását J. ANGELIER *Tensor 5.45.-ös* programja *Phases* nevű moduljával végeztem el. Ez egy feszültség-inverziós eljárás, amely az ANGELIER & MECHLER (1977) mechanizmus alapján működik, és a megadott tenzortérhez rendeli a hozzá illő adatokat. Néhány esetben előfordult, hogy ez helytelenül történt, ekkor klaszteranalízissel, vagy manuálisan hajtottam végre a csoportosítást. A vetőkarcpopulációk kialakítása a főfeszültségtengelyek térbeli elhelyezkedése, a mért vetőkarcok és a szoftver által számított főfeszültségirányoktól történő eltérés alapján történt. A 20°-nál nagyobb eltérést mutató vetőkarcokat kisebb súlyozással vette figyelembe a program a feszültségtér-számításnál.

A terület vázlatos földtani felépítése

A Mecseki-zóna területe a Tiszai szerkezeti egység, mint összetett takarórendszer legészakibb, tehát legelső tagja. Erre toldott rá dél felől a Villányi-hegységet és az Erdélyi-középhegység bihari parautochtonját is magába foglaló Villány–Bihari-zóna, majd a Békés–Codru-, és a Kisbihari-zóna takarórendszere. A takarók kristályos, gránitos alapból, késő-paleozoos, variszkuszi utáni fedőből és változatos kifejlődésű mezozoos rétegsorból épülnek fel (VADÁSZ 1935, NAGY E. & NAGY I. 1976, TÖRÖK 1998). A Villányi-hegység a Villány–Bihari-takarórendszer felszíni kibukkanása, területének aljzatát metamorf kristályos kőzetek (csillámpala, gneisz), karbon és permii törmelékenyes üledékes kőzetek alkotják (FÜLÖP 1994). Ezek a kőzetek csak fúrásokból ismertek. Az idősebb rétegsorok hasonlósága a mecsekivel egészen az anisusi emelet végéig figyelhető meg. Eltérés a képződmények vastagságában mutatkozik, a mecseki kifejlődésnél vékonyabb mezozoos üledéksorra az üledékhézagosság és a sekélytengeri viszonyok dominanciája a jellemző (CSÁSZÁR 2002). A mezozoikum elején karbonátos rámpán létrejött germán típusú triász üledékek rakódtak le (TÖRÖK 1998), a jurára — az ekkori tenger alatti hátságra — jellemző kondenzált üledékképződést az oxforditól kezdődően már folyamatos és vastag karbonátos üledékképződés váltotta fel. A felső-jura mészkőképződést (Szársomlyói Mészkő) követően karsztosodás és bauxitképződés folyt. A bauxit fedőjében a valangini–albai korú, urgon fáciesű Nagyharsányi Mészkő települ. Felszíni kibúvásokban ennél fiatalabb képződmény (Bissei Márga) csak eróziós-tektonikus foszlányként jelenik meg. Fúrásokból ismert még a flis jellegű Bólyi Homokkő Formáció a Villányi-hegységtől északra levő flexurális medencéből (CSÁSZÁR 2002). A késő-kréta takaróképződés kezdetét a flexurális medence kialakulásának ideje jelölheti, amely már a késő-albai–kora-cenomanban létrejött (CSÁSZÁR

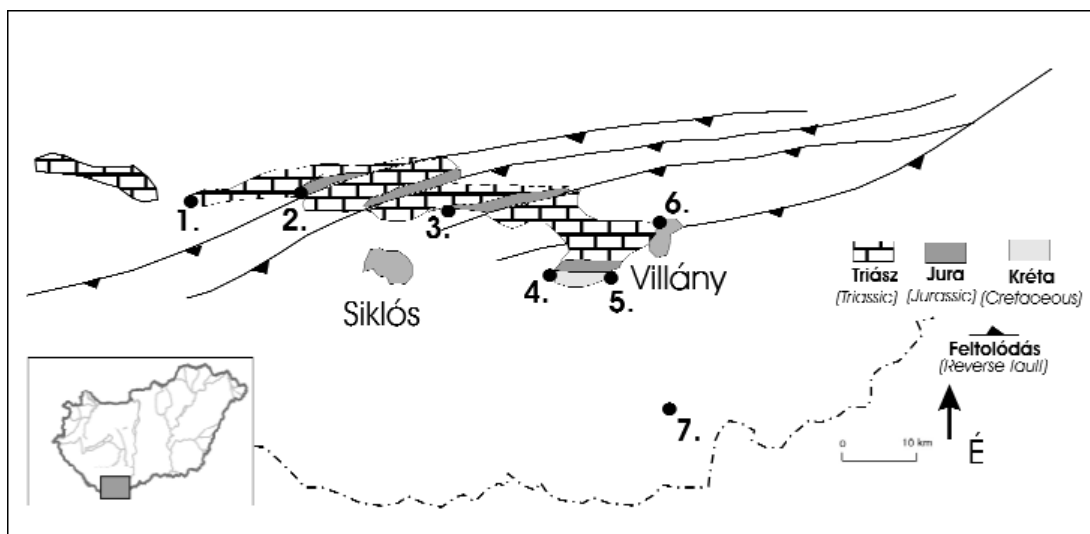
2002). A zóna egészére kiterjedő takaróképződést követően alakult ki a hegység 7 pikkelyből álló szerkezete. A kainozoikum folyamán a késő-miocénig a terület lepusztulási térszín volt, majd a pliocénből gerinces maradványokat tartalmazó vörösagyagot ismerünk a karsztos üregekből. A pleisztocént a hegylábi környezetben lösz képviseli.

A vizsgált kőfejtők és mérési eredményeik

Csarnótai v. Kis-hegyi kőfejtő

A kőfejtő a Tenkesi-pikkely délnyugati részén található (1. ábra), középső-triász lagunáris fáciesű mészkőből épül fel (NAGY E. & NAGY I. 1976). A rétegek dőlése meglehetősen enyhe, déli–délkeleties irányú (140/20°). A kőfejtő rideg-törésszerű elemekben gazdag, főként diaklázisok, hajszálrepedések, illetve nyílt hasadékok jellemzik, de ezek egy része az utólagos karsztosodás hatására, a fluidumok révén, kalcitásványokkal töltődött ki. Az ilyen felületek mentén mindeddig nem történt jelentős elmozdulás. A litoklázisokból készült sztereogramon jól látható konjugált Mohr-töréspárok rajzolódnak ki (2. ábra).

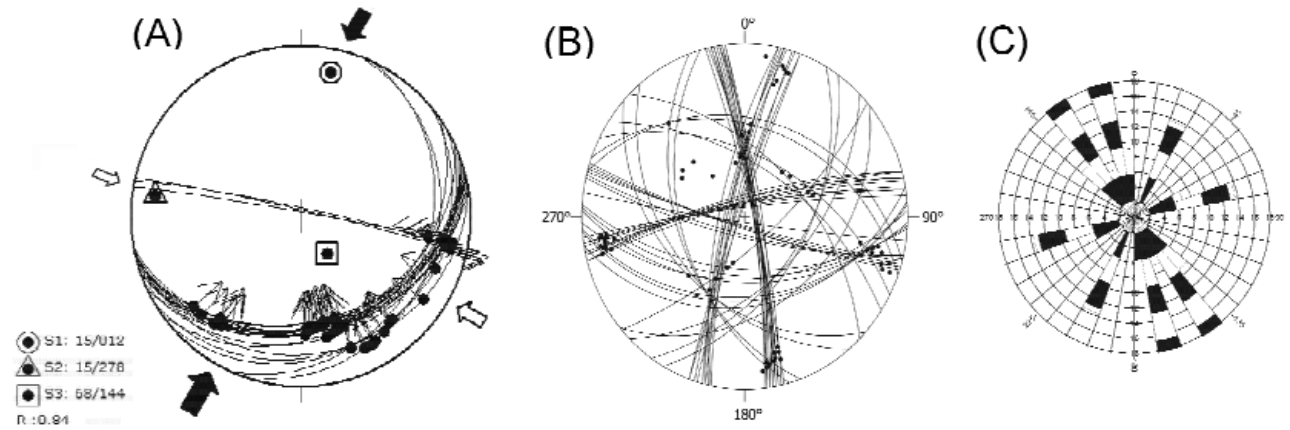
A maximális főfeszültségek (σ_1) az észak–déli, illetve közel kelet–nyugati csapású törések által bezárt szögek szögfelezőiben találhatóak. A törések, repedések felületén jól látható tűs-rostos szerkezetű kalcitlépcsők jelzik a nyírás jellegét. Főként északnyugati, illetve északkeleti orientációjú feltolódási karcokat mértem, de mellettük közel függőleges kelet–nyugati csapású síkokon, vízszinteshez közeli balos eltolódások is jelentkeztek. A feltolódások egy része réteglapok mentén, illetve rámpákon mutatkozott. A rámparendszer a kőfejtő déli oldalán jól látható (BENKOVICS 1997). A rámpasík-feltolódások két részből állnak. Egy lapos helyzetű lenyesési felületből (detachment), mely általában kis nyírószilárdságú, inkompetens anyagból áll, és



1. ábra. A vizsgált kőfejtők földrajzi elhelyezkedése vázlatos tektonikai térképen

1. Csarnóta, 2. Vizügyi kőfejtő, 3. Rózsabánya, 4. Harsány-hegy, 5. Szobrosbánya, 6. Templom-hegy, 7. Beremend

Figure 1. The geographical position of quarries investigated on a schematic tectonic map



2. ábra. A csarnótai kőfejtőben mért szerkezeti adatok

Jelmagyarázat: (A) A vetőkarcokból készült feszültségtér, (B) a mért litoklázisok sztereogramja, (C) a vetőkarcokhoz rendelt S_{Hmax} irányok csapáseloszlása. (A sztereografikus vetület alsó vetítéssel Schmidt-félgömbön készült.) Az (A) ábrán: S1= 1. főfeszültségtengely, S2= 2. főfeszültségtengely, S3= 3. főfeszültségtengely, R= főfeszültségtengelyek magnitúdója. A (B) ábrán a fekete pontok a körvek póluspontjait jelölik. A vastag fekete nyilak a fő rövidülési, a vastag fehér nyilak a másodlagos rövidülési irányt jelzik

Figure 2. The structural data of the Csarnóta quarry

Legend: (A) Stress field constructed from the striations, (B) a stereogram of lythoclases measured, and the strike distribution of (C) S_{Hmax} directions assigned to the striations. The stereographic projection has been constructed on Schmidt hemisphere with lower projection. Figure (A): S1= 1st main stress axis, S2= 2nd main stress axis, S3= 3rd main stress axis, R= Magnitude of main stress directions. Figure (B): Black dots illustrate the poles of arcs. The thick black arrows indicate the main shortening directions, the white ones indicate the second shortening directions

egy ferde rámpából, amely a lenyesési felületeket összeköti (CSONTOS 1998). Ebben a kőfejtőben a felső lenyesési felület hiányzik, ezért a rámpát, illetve a rátolódott rétegeket tanulmányoztam. Nem zárható ki, hogy a rámpa felett egymásra torlódtott tömegek előterük számára komoly megterhelést jelentettek, s talán ennek köszönhető a rámpa közvetlen előterében lévő kényszer-szininform szerkezet is. A DDK-i dőlésű felületeken dominálnak a két különböző feszültségtérben létrejött feltolódási karcok, melyek részben észak-északnyugati, részben északkeleti irányúak és az egész kőfejtőre jellemző szisztematikusan vetőrajokon jelentkeztek. A feltolódásokon kívül egy kelet–nyugati csapású balos eltolódási csoport is látszik, amely a területet ért harmadik feszültségtér megnyilvánulása. Az eltolódások több helyen is jól láthatóan posztdataáltak a feltolódási karcokat, amely segítette a csoportosítás és a relatív kronológiai sorrend meghatározását.

A feszültségtér 52 vetőkarcból állt. A vetőkarcokat és a feszültségtér szemléltető 2. ábrán jól látszik, hogy a terület radiális kompressziós (σ_3 függőleges pozíciójú). Ezt támasztja alá, hogy a főfeszültség magnitúdók arányaiból képzett R $\{R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)\}$ értéke közelít 1-hez, ami a főfeszültségek permutációjához, nevezetesen σ_1 és σ_2 felcserélődéséhez vezethet, többirányú rövidülést váltva ki a területen. A döntő rövidülés az ÉK–DNy-i, melyet a maximális horizontális főfeszültségirány (030° – 210°) is bizonyít. Másodlagos rövidülés volt a területen ÉNy–DK-i irányban, elsősorban a feszültségtengelyek permutációjából adódóan. Az S_{Hmax} irányok csapáseloszlását szemléltető rózsadiagram is jelzi a két kitüntetett irány hangsúlyos szerepét (2. ábra). A vetőkarcok kinematikájának R' értéke (2,84) szintén megerősíti a területet ért többirányú kompressziós erőhatást.

A mért karcadatokból 3 csoportot hozható létre (11. ábra), kettő rövidüléssel eredetű és az ÉNy-i illetve ÉK-i

irányultságú feltolódásokat tartalmazza, a harmadik tér, amely a K–Ny-i csapású balos eltolódásokat hordozza, tisztán eltolódásos. Itt volt lehetőség relatív kronológiai sorrend kialakítására, hiszen az eltolódások több alkalommal is felülbélyegezték az inverz karcokat. A két különböző orientációjú feltolódásos tér kapcsolatának értékelésére a többi kőfejtőben látottak nyújtottak segítséget, hiszen ezekben az ÉK-i irányultságú feltolódásos karcok felülbélyegezték az ÉNy–DK-i csapásúakat. A legidősebb csoportnak az ÉNy-i feltolódási nevezhető, ezt követi az ÉK-i, s végül a legfiatalabb, a K–Ny-i orientációjú balos eltolódásokat tartalmazó erőter.

Vízügyi kőfejtő

A bánya az ÉK–DNy-i csapású Tenkesi-pikkely DNy-i irányú elvégződése közelében, a Tenkes-hegy déli lejtőjén, a Szabolcsi-völgyi kőfejtőbe vezető út végében található (1. ábra). A kőfejtő 30 m magas, 60 m széles K–Ny-i, illetve erre merőleges É–D-i csapású fala kiválóan tanulmányozható. A jura–kréta kőzetekre feltolva a következő pikkely bázisát képviselő triász dolomit található. A kőfejtőt a felső-jura Szársomlyói Mészke és az alsó-kréta Nagyarsányi Mészke kitermelésére nyitották. A rétegsort egy merőleges helyzetű felső-kréta bazalttelér harántolja a fejtés nyugati részén. Változatos rétegdőlés jellemzi, ami döntően déli, délkeleties, és meredekebb, mint a Csarnótai kőfejtőben.

A terület bonyolult szerkezeti felépítésű. Már távolról feltűnik a K–Ny-i csapású falon egy hatalmas, nagy amplitúdójú redőkomplexum, melynek tengelye enyhén kelet felé dől (1. kép). A redőkön kívül számos egyéb plasztikus forma is látható, mint például a keleti oldalon egy gyönyörű duplex, sőt akár „tripleként” is felfogható szerkezet a triász dolomitban. Ezek a formák a felső-jura mészkeben is mutatkoznak, de ott több nyírási sík metszi, illetve veti el ezt

a struktúrát. A duplexen kívül a bánya nyugati falán kaotikusan gyúrt, monoklinális redőket, illetve ezek elvetett redőszárnyait és flexurákat is tanulmányozhatunk.

A redőtengelyek döntően megegyeznek a nagy amplitúdójú redő tengelyének dőlésével, a redőszárnyak olykor



1. kép. A Vizügy kőfejtő nagy amplitúdójú redőkomplexumának részlete és a redőszárnyon látható Riedel-rendszer elemei

Jelmagyarázat: R: Riedel-törés, R': Antitetikus-Riedel-törés, P: P-törés

Picture 1. A detail of the high-amplitude fold complex of the Vizügy quarry and the Riedel-system on the fold limb

Legend: R: Riedel-fault, R': Antithetic-Riedel-fault, P: P-fault

lapon, de többnyire meredekebb szögben dél felé dőlnek. Itt is láthatóak a rámpasík-feltolódás jegyei, de komplexebb formában. Főként vak feltolódásokként a rétegek közötti súrlódásától függően különböző egysegek toldódhatnak egy-

másra a rámpa felett. Ún. bulldózer mechanizmus okozta deformációk is mutatkoznak. Ez akkor lép fel, ha a rétegek egymás közötti súrlódása nagy, közöttük nincs lenyesési felület, és vagy a teljes áttolódás feletti közettömeg együtt mozog, vagy az áttolt tömeg maga előtt kisebb pikkelyeket nyes fel (CSONTOS 1998). Ezek a torlódás folyamán deformálódhatnak, különösen akkor, ha még nem, vagy félig konszolidált formában történik a folyamat. A bánya nyugati falának északi részén rámpa felett kialakult kényszerredőket, előterükben színform jellegű deformációs elemeket látunk. Ezek nagy része teljesen gyúrt, kaotikus szerkezet, krioturbációs formákra hasonlít (3. ábra).

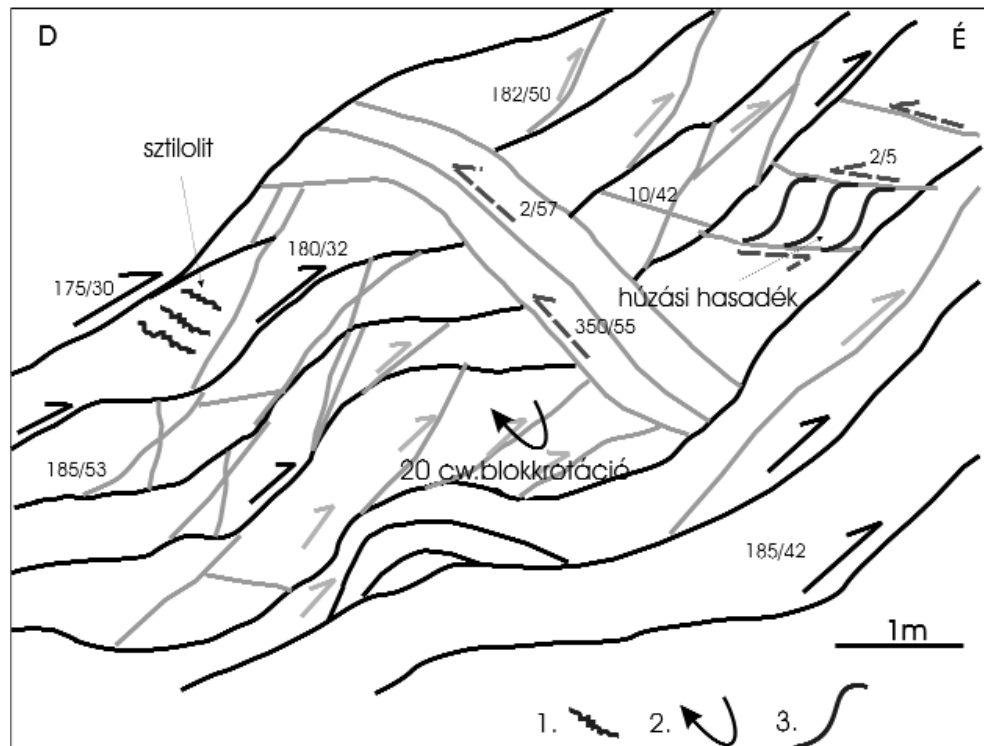
A réteglapon, az északi vergenciájú feltolódások mentén, a déli vergenciájú visszatolódások hatására, ékszerkezet alakult ki, mely a fal középső részén megakadályozta a további északi irányú áttolódást, sőt a már konszolidált kőzetblokkok eltörtek és az óramutató járásával megegyezően kiforogtak eredeti helyzetükből. A rotációt szenvedett blokkok alatti rétegeket már nem érte ugyan a visszatolódás, de a felső elforgott blokkok miatt térrövidítés játszódott le, ami duplex szerkezetek kialakulásához vezetett. A feltárásban látható töréspárok szögfelezőjében kisebb méretű sztilolitok láthatók, melyek csúcsa a réteglap menti feltolódásokkal egyezők. Az ékszerkezet „árnyékában” kialakult kulisszás elrendezésű kalcittal kitöltött húzási hasadékok, pedig egy lapos ferde eltolódás mentén jöttek létre. A redőzéseket több helyen utólagos nyírási síkok metszik el, de gyakoriak a litoklázisok is. Az egyszerű nyírás hatására a redőszárnyakon a lemezesen elváló mészkőben Riedel-törésrendszer, illetve aszimmetrikus nyírószalagok, valamint szigmoidális S palásság alakult ki (2. kép).

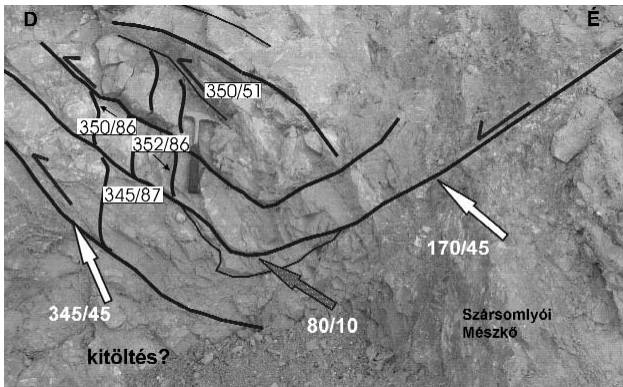
3. ábra. Részlet a bánya É-D-i falának kaotikusan gyúrt szerkezetéről, duplexeiről, réteg és rámpa menti feltolódásairól, valamint a visszatolódásokról

Jelmagyarázat: A vastag fekete nyíl a réteglap menti feltolódást, a szürke nyíl a rámpa menti feltolódást, a szaggatott nyíl a visszatolódást ábrázolja.

Figure 3. A detail of the chaotically folded N-S wall of the quarry; its duplexes, reverse faults (upthrusts) along the bedding plane and ramps, and retrocharriages

Legend: The thick black arrows indicate the reverse faults along the bedding planes, the grey arrows indicate the reverse faults on the ramps, and the abruptness arrows indicate the retrocharriages. 1 – stylolite, 2 – block-rotation, 3 – sigmoidal tension fissure





2. kép. A bányában található kitöltés gyűrődései, S palássága
Jelmagyarázat: a szürke nyíl a redőtengelyre, a fehér nyíl a redőszárnyakra mutat
Picture 2. Foldings and S foliation of an infilling encountered in the quarry
Legend: The grey arrow points to the fold axis, and the white arrow points to the limbs of fold

A nagyméretű gyűrődés kialakulása valószínűleg a takaróképződés időszakára tehető, de a többi kisebb plasztikus forma nagy része is ekkor alakulhatott ki. Véleményem szerint hajlításos-csúszásos mechanizmus eredménye a bányában található nagyméretű szigmoidális alakú redőkomplexum, hiszen a redőszárnyakon markáns nyírási bélyeget tartalmazó, döntően feltolódási vetőkarcokat, szakításos lépcsőket, sztilolitokat, a csuklózónánál pedig torlódásos jelenségeket lehetett tanulmányozni (TWISS & MOORES 1992).

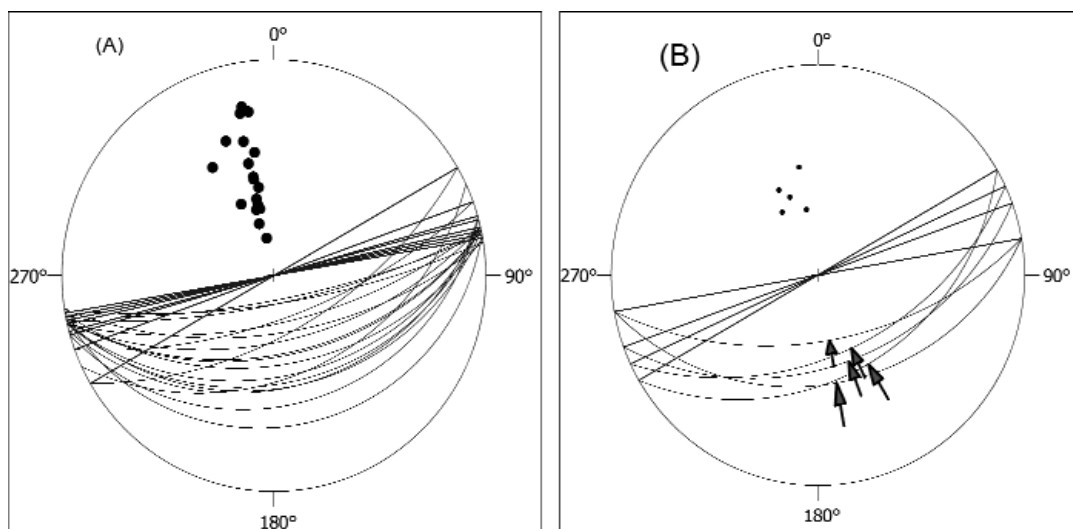
Az egymás fölött elhelyezkedő redőtengelyek közötti nyírózónában látható Riedel-rendszer balos oldaleltolódást jelez. MAROS (1990) szerint az erőhatások, melyek a redőket kialakították, már konszolidált állapotban érték a kőzettestet. A redőződés korát nem adja meg, de a feltolódási karcokkal tartja egyidejűnek.

A redőszárnyak dőléseiből megszerkesztett redőtengely KÉK–NyDNy-i csapású. A redőszárnyak déli, illetve északi dőlésűek, és a rajtuk található feltolódási karcok, valamint a nyírási és nyomásoldódási bélyegek kiválóan korrelálnak a redőtengely csapásával (4. ábra).

A feltolódási karcok északnyugati orientáltságúak, vagyis a redőtengely csapására közel merőlegesek. Az ezeket létrehozó elmozdulások, valószínűleg szerepet játszottak a redők kialakulásában. A redőszárnyakon található sztilolitok csapása szintén ÉNy–DK-i maximális főfeszültségirányt jelöl.

Rideg töréses elemek, vetőkarcok: A kőzetrések (jointok) nagy része a redőszárnyakon rendszert alkot. A redőt hosszanti, haránt, valamint átlós repedések járják át. Ezek mentén jelentős elmozdulás nem látszik, de a későbbiekben, megfelelő feszültségtérben fontos nyírási felületként funkcionálhatnak. Az átlós kőzetrések a csuklóvonalra szimmetrikusan helyezkednek el és Mohr-síkszerű rendszerként foghatóak fel. A hajszálrepedések zömében követik a redő geometriáját, tehát valószínűleg egy feszültségtér alakíthatta ki azokat. A litoklázisok egy része ún. master joint szerepet tölt be. Már távolról látszik a K–Ny-i csapású falban egy majdnem az egész feltárást átmetsző, de jelentős elmozdulást nem mutató ÉNy–DK-i, valamint egy É–D-i csapású Mohr-töréspár. A litoklázisok dőléseloszlását mutató sztereografikus projekción több csoportosulás is megfigyelhető. Ezek egy része konjugált töréspár (DK-i illetve DNy-i, valamint a K-i és az ÉNy-i). E törésszerek illeszkednek egy közel É–D-i, illetve egy ÉÉK–DDNy-i rövidüléshez (5. ábra).

A vetőkarcok jó része vetőrajként, illetve kisebb vetőzónákban redőszárnyakon, redőtengely mentén, valamint réteglapokon és rámpákon jelentkezett. A vetőkarcokból

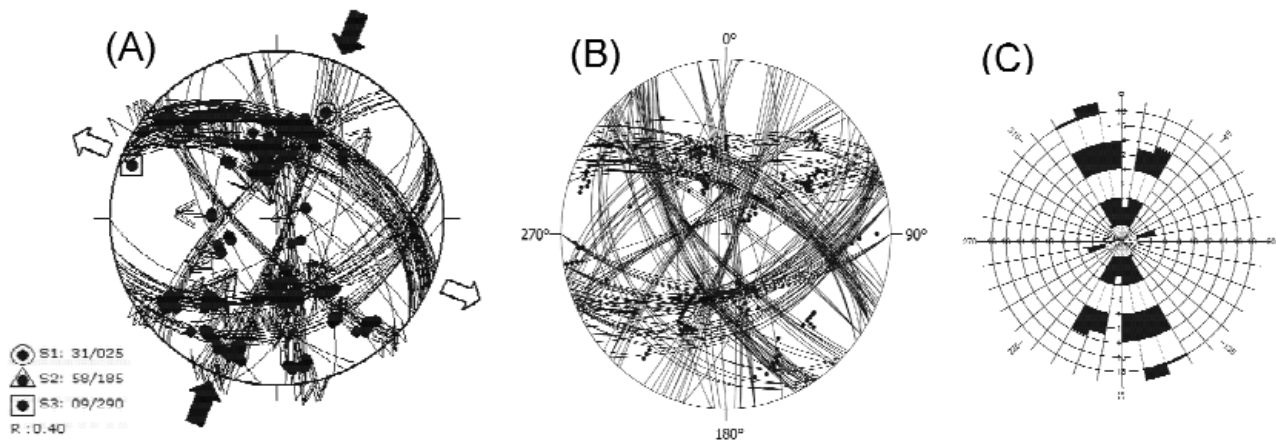


4. ábra. A mért redőszárnyakból szerkesztett redőtengely irányok (A), valamint a redőszárny karcai, és a hozzájuk illeszkedő redőtengelyek (B). A sztereografikus vetület alsó vetítéssel Schmidt-félgömbön készült

Jelmagyarázat: a kék vonalak a redőtengely csapásirányait a fekete pontok a síkok póluspontjait jelölik

Figure 4. Directions of fold axes constructed from the limbs of fold measured (A), and limbs of fold strias with the matching fault axes (B). The stereographic projection was made on Schmidt hemisphere with lower projection

Legend: The blue lines indicate the trends of the fold axes



5. ábra. A Vizügyi kőfejtőben mért szerkezeti adatok

Jelmagyarázat: lásd 2. ábránál. A vastag fekete nyilak a fő rövidülési, a vastag fehér nyilak a fő tágulási irányt jelzik

Figure 5. The structural data of the Vizügy quarry

For legend see Figure 2. The thick black arrows indicate the main shortening directions, the thick white ones indicate the main dilation directions

készült sztereogramon látszik (5. ábra), hogy az elmozdulások döntő többsége feltolódásos jellegű. A feltolódások 2 esetleg 3 jól elkülöníthető csoportot alkotnak, amelyeket szimmetrikusan elhelyezkedő eltolódási zónák öveznek, jobbos, illetve balos elmozdulásokkal. Az ilyen vetőkarok Mohr-féle konjugált törésekként, és elmozdulásokként értelmezhetők. Ezen belül az északi orientációjú feltolódások mellett, markáns csoportot képviselnek a déli, délkeleties irányultságú feltolódási karcok. Ezek egy része a redőszárnyakon látható és a csuklózóna közelében vastag jobbos eltolódású karcokká alakultak át. Az ellentett dőlésirányú feltolódások nem ritkák a takaróképződéseknél, ezek az ún. visszatörölódások (back-thrusting). Nem zárható ki ez a fajta genetika ebben az esetben sem. Az eltolódások közel függőleges síkokon ÉK–DNy-i, illetve erre közel merőleges ÉNy–DK-i csapás mentén láthatóak. A normál vetőkarok leginkább a déli dőlésű felületeken jelentkeztek, gyakran interferálva a feltolódási karcokkal, jelezve a területet ért különböző feszültségterek változását. A vetőkarokból szerkesztett feszültségteret alapvetően transzpressziós eredetű, erre utal R' értéke is (1,8). S_{Hmax} iránya 022–202°, vagyis ÉK–DNy-i kompresszió, illetve erre merőleges tenzió a jellemző. Az elmozdulási vektorokra lebontott S_{Hmax} irányok csapása ÉNy–DK-i, illetve ÉÉK–DDNy-i maximumokat jelöl (5. ábra). A transzpressziós térnek megfelelően R értéke 0 felé konvergál, ami a σ_2 és σ_3 tengelyek gyakori permutációjával jár.

A 231 db mérési adatból 5 karccsoport rajzolódik ki (1. később 11. ábra). Mindegyik jól lehatárolható feszültségteret tükröz, melyekhez illeszkednek a mért litoklázisok. Két feszültségmező tenziós, az egyik ÉK–DNy-i, a másik É–D-i tágulást okozott. Főként normál vetőkéből, alárendelten ferde eltolódásokból áll. Két mező feltolódásos deformációt okozott, az egyik ÉNy–DK-i, fő S_{Hmax} iránnyal (redőtengelyre merőleges rövidüléssel), míg a másik ÉK–DNy-i maximális főfeszültségiránnyal rendelkezik. Végül van egy transzpressziós tenzortér, mely konjugált eltolódási párokat tartalmaz de nem volt beilleszthető a feltolódásos erőterekbe. Relatív kronológiai sorrend felállítására csak a

feltolódásokat tartalmazó kompressziós tenzortereknél van lehetőség. Ezeknél az ÉNy–DK-i erőter karcait metszette a fiatalabb ÉK–DNy-i csapású feltolódásokat tartalmazó csoport.

Üregkitöltés?

A kőfejtő nyugati részén az É–D-i csapású fal középső szintjén, a Szársomlyói Mészköben egy üregszerű teret mészkő tölt ki, amely fakószürke színű, vékonyréteges, mind mikro-, mind makrofaunában rendkívül szegény (kalcit kitöltésű csiga- és Ostracoda-vázak). É–D-i kiterjedése kb. 15 m, a függőleges kb. 7–8 m, míg kelet–nyugati dimenzióját nem ismerjük. Nagy szögdiszkordanciával határolódik el az öt körülölelő Szársomlyói Mészköttől. A két képződmény határán, a felső-jura mészkőben, délies dőlésirányú, normál vető jellegű karcok láthatók, melyek a kitöltésben már nem követhetők. A kitöltés dőlésszöge lényegesen kisebb, mint a felső-jura mészkőé, kb. 165/30° körüli. Északi tektonikus határánál kaotikusan gyúrt. Redők ebben a képződményben is vannak, azonos csapású redőtengelyekkel, mint a Szársomlyói Mészköben. Gyakorik a flexurák, monoklinális „redőroncsok” (2. kép).

Az üregkitöltő mészkőben déli csapású feltolódási, a redők csuklózónájánál jobbos eltolódási karcokat mértem. A makroszkópos jelleg alapján úgy tűnik, hogy a mésziszap még félig konszolidált állapotában került jelenlegi pozíciójába. Valószínű, hogy a takaróképződés a kitöltő anyagot már mai helyzetében találta, amire a redőtengelyek bezáró közzettel megegyező csapása is utal, de a hasonló szerkezeti bélyegeket magukon viselő formák is ezt erősítik. Északi határánál normál vetős karcok láthatók, amelyek a kitöltésben már nem jelentkeztek.

Rózsabánya

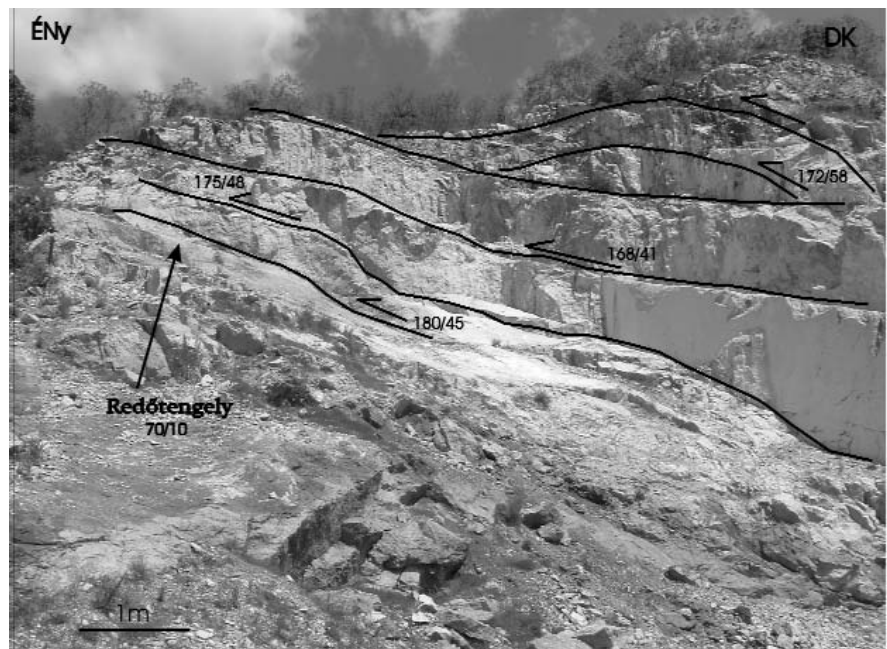
A kőfejtő Siklóstól északra, a Csukma-hegy déli oldalán, a hegyről elnevezett pikkelyben található (1. ábra). A feltárásban a középső-triász Csukmai Dolomitra a középső-

jura Villányi Mészkö, és a felső-jura Szársomlyói Mészkö települ. A dolomit 26–28°-kal dől dél, délkeleties irányba. A felső-jura Szársomlyói Mészkö rétegdőlése 160–165/40° között változik. A terület tektonikai szempontból egyszerűbb képet mutat, mint a Vízügyi kőfejtő, bár ez talán méretéből is adódik. A felső-jura mészkőben itt is megfigyelhető egy közepes amplitúdójú, nyílt, tág, lekerekített geometriájú aszimmetrikus monoklinális redő. Tengelye, a Vízügyi kőfejtőben található redővel azonosan, enyhén KÉK felé dől, míg tengelysíkja valószínűleg északi dőlésű. A réteglapon létrejött monoklinális redő és környezete csúszdára emlékeztet, melynek egy meredekebb (165/55°) DDK dőlésű szárnya és egy jóval enyhébb, majdnem vízszintes, de enyhén szintén DDK-i dőlésű szakasza van. Ez a redő északkeletre a mészkő fiatalabb rétegeiben is felismerhető. Valószínűsíthető, hogy a redőződés itt is a késő-kréta takaróképződés időszakában alakult ki. Genetikáját tekintve hasonló, mint a Vízügyi kőfejtő nagy amplitúdójú redője, vagyis hajlításos-csúszásos eredetű. Ezt bizonyítja a redőszárnyon található feltolódási karcok tömege. Ezek orientációja közel merőleges a redő tengelyére, tehát korrelál vele. A szárnyakon tapasztalható kisebb mikroredők helyenként a tengelyfelületen kialakult krenulációs palásságra emlékeztető formákat öltenek, melyek tengelye a makroredővel azonos csapású. Lehetséges, hogy a redő nem horizontális rövidülés okozta kihajlás, hanem az aljzat megemelkedése miatti felboltozódás eredménye. Ennek egyik típuspéldája az olyan flexura, amelynél a felső lepel felveszi a merev aljzat elmozdulása alkotta tereplépcső formáját (BALLA 1965). A bányában található redő aszimmetriája alátámaszthatja ezt a modellt. A felső-jura egymásra tolódott rétegei a Csukma-hegy antiklinálisának déli szárnyát képviselik, jól felismerhető a duplex szerkezet (3. kép), a rétegek egymás közötti elnyíródása. Az egymás hátán fekvő rétegek antiform halmot alkotnak, de gyakoriak a feltolódással egy időben történt visszatolódást jelző, az előtér felé dőlő, többször tisztán látható feltolódási síkok. Az áttolt közettömegben előfordulnak normál vetős bezökkenések, ezek egy része a torlódás következtében jöhetett létre. A szárny duplexszerű szerkezet, amelyben a nagyobb közettömegek kívül, apróbb lenyesési felületek mentén kisebb pikkelyfoszlányok láthatóak.

A kőfejtőben számos töréss elem található, főként litoklázisok, hajsálrepedések jellemzőek, de természetesen, a vetőkarcos felületek sem hiányoznak. A nyírási felületeken nyomásoldódásos jellegű, elmozdulást mutató bélyegek vannak. A réteglapok felületén előfordultak ún. szlikkolitok is. Ezek

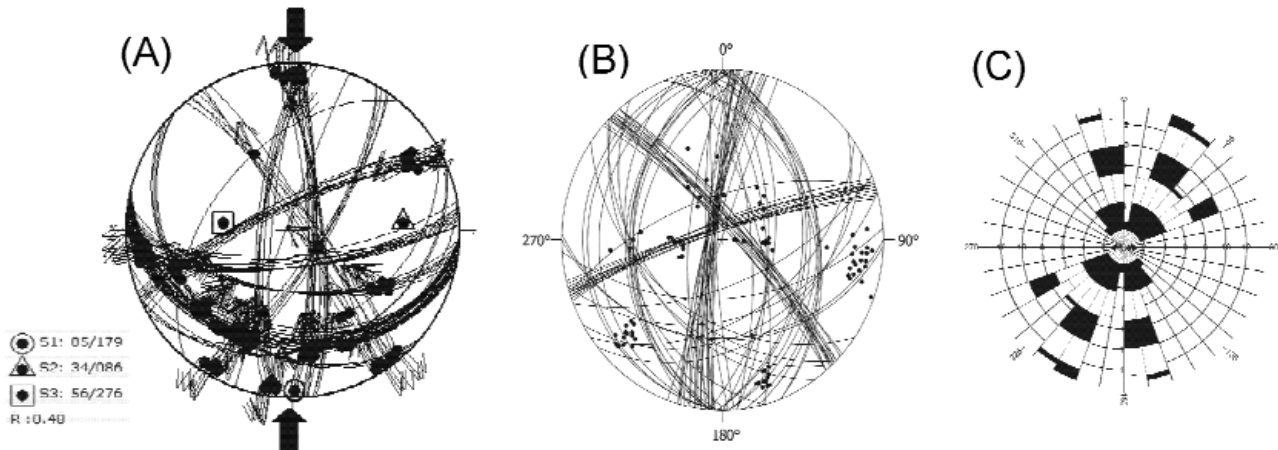
nyomási oldódással jönnek létre az oldásra hajlamos kőzetekben az összenyomott vetőlapok menti lassú elcsúszás közben. Ekkor a nyírási síkhoz csekély szögben hajló rovátkákat, tűhegynyi bemaródásokat láthatunk (CSONTOS 1998). A szlikkolitok a feltolódási karcokkal megegyező értelmű mozgásra utalnak, vagyis déli dőlésűk mellett jellemzően északi irányú áttolódást jelölnek. A kőfejtőben mért litoklázisok 3 fő csapásirányhoz, az É–D-ihez, ÉNy–DK-ihez, illetve KÉK–NyDNy-ihez rendelhetők (6. ábra).

Az É–D-i és az ÉNy–DK-i litoklázisok Mohr-töréspárt alkotnak, s jól illeszthetők a feltolódási karcok egy részéhez. Számos csúszási karcot hordozó felületet találtam, melyek döntő többsége feltolódási jellegű, de eltolódásos is mutatkozik. A vetőkarcok (150 db) jól körülhatárolható vetőzónákban, illetve a redő környezetében vetőrajkként jelentkeztek. A feltolódási karcok 90°-os, óramutató járásával megegyező irányú fokozatos elfordulást mutatnak, egyértelműen kijelölve a különböző generációk sorrendjét. A feltolódásos karcok jó részét a déli dőlésű réteglapokon, ferde áttolódási felületeken, illetve a redőszárnyon mértem. Irányuk az északnyugat–délkeletitől az északkelet–délnyugatiig terjed. Az eltolódások konjugált párokként hozzárendelhetők a feltolódásokhoz. Csapásuk É–D-i, ÉK–DNy-i, illetve ÉNy–DK-i irányú. A karcok, törések mind a dolomitban, mind a mészkőben hasonló irányokkal jelentkeztek. A vetőkarcokat összesítő sztereogram rövidüléss deformációs teret jelöl (6. ábra), ahol a σ_3 ferde függőleges helyzetű. Az R értéke 0,48, és mivel kompressziós erőter R' értéke 2,48. Az S_{Hmax} értéke D001°, vagyis É–D-i kompresszió az uralkodó. Ha az egyes elmozdulási vektorokra kiszámolt S_{Hmax} irányokat nézzük, akkor két maximum, az ÉK–DNy-i és az ÉÉNy–DDK-i irány a domináns (6. ábra).



3. kép. Felső-jura mészkő duplex szerűen egymásra tolódott rétegei, és a réteglapon kialakult monoklinális redő

Picture 3. Sort of duplex infolded strata of Upper Jurassic limestone, and the monoclinial fold developed on the bedding plane



6. ábra. A rózsabányai kőfejtőben mért szerkezeti adatok
Jelmagyarázat: lásd 2. ábránál. A vastag fekete nyilak a fő rövidülési irányt jelzik

Figure 6. The structural data of the Rózsabánya quarry

For legend see Figure 2. The thick black arrows indicate the main shortening directions

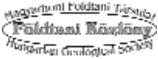
A vetőkarcokból négy karccsoportot lehetett kialakítani (11. ábra), kettő tisztán rövidüléssel, kettő tágulási eredetű. A rövidüléssel rendelkező erők egyike ÉNy–DK-i S_{Hmax} csapásirányokkal rendelkezik, a redőképződésben jelentős szerepe volt, hiszen a redőtengelyek csapására merőleges reverz karcokat hordoz, és a réteglapokon, redőszárnyakon lehetett regisztrálni. A másik erőter S_{Hmin} -i rövidülést jelez, feltolódásokkal és Mohr-féle konjugált eltolódási párokkal. A két transzpressziós tér közül az egyik É–D-i fő nyomást és K–Ny-i húzást mutat feltolódásokkal és kapcsolt eltolódásokkal, míg a másik ÉK–DNy-i nyomást és erre merőleges tágulást jelez. Relatív kronológia alapján, csakúgy, mint a Vízügyi kőfejtőben, itt is a legidősebb csoport az ÉNy–DK-i, ezt bélyegezte felül az É–D-i transzpressziós csoport, s végül a legfiatalabbak az ÉK–DNy-i S_{Hmax} irányúak.

Harsány-hegyi kőfejtő

A kőfejtő a Villányi-hegység Harsány-hegyi pikkelyében, a Szársomlyó nyugati oldalán, Nagyarsány község északi előterében van (1. ábra). A legnagyobb kőfejtő az egész Villányi-hegység területén, benne többszintű művelés folyik. A hegy északi előterében középső-triász szürke, gumós, lemezes dolomit települ. A hegy gerincén és északi oldalán felső-jura Szársomlyói Mészke, a déli oldalán alsó-kréta urgon fáciesű Nagyarsányi Mészke található (Császár 2002). A meredek déli dőlésű képződmények a tektonikus mozgások eredményeként K–Ny-i irányú pásztaiban mutatkoznak. A sötétebb szürke árnyalatú kréta mészkő és a világosabb szürke felső-jura mészkő település kontaktusa a bánya falában már messziről jól látható. A rétegdőlés $175/47-54^\circ$ között változik, de ennél meredekebb is előfordul. A mészkő változó mértékben töredezett, utólag kalcitosodott. A bánya egész területén jól láthatóak a különböző nyírási zónák, melyek főképp Riedel-törésszisztemekként értelmezhetők. Ezek mellett itt is látható a rétegek, réteglapok menti felpikkelyeződés. Való-

színűleg a területet ért erőhatások itt markánsabbak voltak, mint az előző bányákban. A bányauzem alsó művelési szintjén egy több tíz méter széles tektonikus breccsa települ, melyen jelentős oldalirányú ÉK–DNy-i csapású balos eltolódásokat mértem. Az egész területen jellemzőek az É–D-i, illetve az erre szimmetrikus transzfer jellegű törések és nyírózónák. A többnyire bauxitos vagy tarka agyag kitöltésű nyírózónákban jól láthatók az elmozdulás jelei. A kitöltésben található legnagyobb megnyúlás irányába forgatott hossz tengelyű klasztok, mint elnyúlt deformációs ellipszoidok jelzik az egykori tenzortér stílusát (4. kép). A klasztok az ún. March módnak megfelelően mintegy belefagynak a kőzet szövetébe, és azzal együtt az egyszerű nyírásnak megfelelően passzívan forognak, majd a nyírás előrehaladtával a deformációs ellipszoid fő nyúlási tengelyeihez közelítenek (GHOSH & RAMBERG 1976).

Az áttolódott rétegekben itt is láthatóak a képlékeny deformációs elemek, főként lenyezett flexurák, redőszárnyak szinform, illetve antiform részei, valamint az előretolt apróbb pikkelyfrontoknál visszatorlódás jelei is mutatkoznak, déli irányú, tehát a pikkelyképződéssel ellentétes feltolódásokként. A bánya keleti falának középső szintjén egy miocén (Császár 2002) hasadékkitöltés van, melyen északi és északkeleti vergenciájú feltolódásokat mértem, de határainál, vastag eltolódási karcok láthatók. A kőfejtő észak–déli csapású falán egy Riedel-nyírózóna rajzolódik ki, de nem ritkák a Mohr-töréspárok sem. A vetőkarcok meghatározása nem minden esetben volt egyértelmű, ez főleg az utólagos karsztosodás és mállás következménye lehet. A kalcitkitöltések egyébként többnyire preformált tektonikus síkok mentén jelentkeznek. Előfordulnak nyomásoldódásos tektonikus sztililitok is, különösen a nyírózónák mentén, melyek ún. écheleon szerkezetet formálnak, és kiválóan mutatják a nyírás jellegét. A sztililitcsúcsok ÉK–DNy-i maximális főfeszültség irányt jeleznek. A litoklázisok jól elkülöníthető csoportokat alkotnak (7. ábra). Dominánsak az ÉK–DNy-i, az ÉNy–DK-i, illetve a K–Ny-i csapású törések. A délies dőlésű litoklázisok is jelentősek,



4. kép. Réteg menti feltolódások, visszatorlódások, összetett törérendszer az alsó-kréta mészkőben. Az agyagos-bauxitos kitöltésben látható, a nyírás orientációjának megfelelően beállt klaszrok

Picture 4. Reverse faults along the bedding plane, retrocharrriages and complex fault systems in the Lower Cretaceous limestone Clasts are fixed according to the orientation of the shear, to be seen in the argillaceous-bauxitic infilling

a meredekebbek az antitetikus Riedel-csoportnak, míg a laposabbak a Riedel-töréscsoportnak felelnek meg. Ezek mentén egyébként minimális elvetés van. A nyírás felületen látható vetőkarcok (150 db) döntően feltolódások, illetve eltolódások, melyek csakúgy, mint a többi bányában konjugált párként jelentkeznek (7. ábra). Meghatározóak itt is az északi irányú feltolódások, melyek Rózsabányával megegyezően fokozatos elfordulást mutatnak az északnyugati irányultságtól, a kelet-észak-keletiig.

Az eltolódások 3 fő csoportot képeznek, és részben kapcsolatos eltolódásokat alkotnak. Egy ÉK–DNy-i, egy közel K–Ny-i csapású balos, illetve egy ÉNy–DK-i csapású jobbos nyírású blokk mutatkozik. A vetőkarcokból készült feszültség-tér-átmenet a radiális és a tiszta kompresszió között. Erre utal az R' értéke is, mely 2,72. σ_3 függőleges helyzetű, R értéke 1-hez közelít, ami σ_2 és a σ_1 gyakori

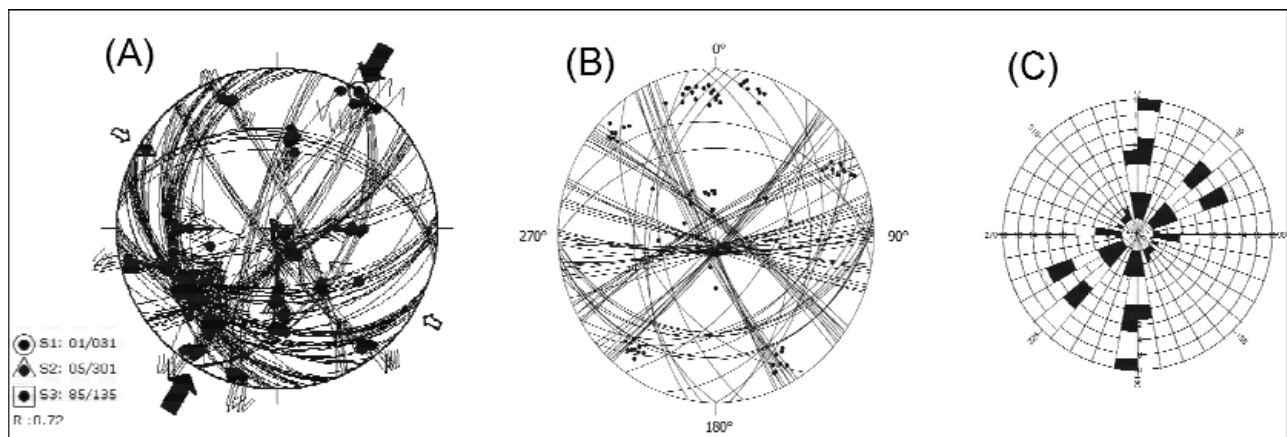
permutációját jelzi. Az S_{Hmax} iránya $031^\circ - 211^\circ$, tehát ÉK–DNy-i maximális kompresszió a domináns. Az egyes vetőkarcokra lebontott S_{Hmax} irányok szintén ÉK–DNy-i illetve É–D-i csapású maximumot adnak (7. ábra). A területen mért sztililitok csúcsainak csapása döntően megegyezik a maximális főfeszültségirányokkal, vagyis É–D-i illetve ÉK–DNy-i kompresszióra utal.

Öt karccsoport volt elkülöníthető, melyek közül négy feltolódásos, egy transzpressziós (11. ábra). A korábbi kőfejtőkkel megegyezően itt is az ÉNy–DK-i, az É–D-i és az ÉK–DNy-i rövidüléssel, transzpressziós erőterek jellemzőek. Főként feltolódások, konjugált eltolódások, ritkábban normál vetők alakítják a terület tektonikáját. A relatív kronológiai sorrend felállításánál újabb megerősítést kapott, hogy az ÉNy–DK-i fő kompressziós irányokkal rendelkező tér a legidősebb, míg az óramutató járásával megegyező irányban haladva az erőterek egyre fiatalodnak. Említést érdemel, hogy a K–Ny-i tisztán kompressziós csoport más kőfejtőkben nem jelentkezett. Elképzelhető, hogy lokális feszültségtérről van szó, ami a kőzetblokkok torlódása okán fellépő rotáció eredménye.

Szobrosbánya

A Szársomlyó keleti végén található bánya, a Szársomlyói Mészkő felső-jura rétegsorát tárja fel (1. ábra). A rétegek helyenként majdnem függőleges helyzetűek (rétegdőlés $170/60-65^\circ$), jelezvén a területet egykor ért komoly erőhatásokat.

A bányában a nyílt töréses elemek, kulisszás hasadékok, litoklázisok és a nyírás felületek a meghatározóak. Az egyes törési felületeken hajszálrepedés-rendszerek figyelhetők meg, főként átlós és erre merőleges orientációval. Az átlós repedés tipikus Mohr-törés, mely nyírásos eredetű. A repedés csapása egyébként megfelel egy észak-kelet–dél nyugati tenziós térnek, amely a terület összedéformációs terével megegyező képet mutat. A kulisszaszerűen (en échelon) elhelyezkedő kalcittal kitöltött tenziós



7. ábra. A Harsány-hegyi kőfejtőben mért szerkezeti adatok

Jelmagyarázat: lásd 2. ábránál. A vastag fekete nyíl a fő rövidülési, a fehér nyíl a másodlagos rövidülési irányt mutatja

Figure 7. The structural data of the Harsány-hegy quarry

For legend see Figure 2. The thick black arrows indicate the main shortening directions, the white ones indicate the second shortening directions

hasadékok jöttek létre, egy ÉK–DNy-i tenzió eredményeként (5. kép).

A mért réteglapok, töréses elemek (8. ábra) meredek dőlésűek (70–85°), és két markáns irányhoz rendelhetőek (É–D-i, illetve K–Ny-i). A litoklázisok részben a vetőkarcokat létrehozó feszültségek kioldódásának eredményei, de rajtuk még jelentős elmozdulás nem mutatkozik. A vetőkarcoknál (40 db) nagyobb az eltérés az előzőleg tárgyalt kőfejtőkkel szemben (8. ábra, C). Ez alapvetően egy transztenziós tér, normál vetőkkel és jobbos eltolódásokkal. A csúszási karcok döntően vetőzónákban jelentkeztek. Főként az észak–déli és az erre merőleges keleti dőlésirányú normál vetők, a kelet–nyugati csapású jobbos eltolódások és a kis számú északnyugati irányultságú feltolódások jellemzőek. Ilyen irányú réteglapokon jelentkező normál vetők már a Vízügyi kőfejtőben és a Harsány-hegyen is megjelentek, de ennyire tömegesen sehol nem mutatkoztak. Ugyanakkor a korábbi bányákkal ellentétben itt nagyon kevés volt a feltolódási karc. Nem kizárt, hogy ezek a takaróképződések, illetve a fiatalabb

tektonikai hatásokra meredekre állított rétegek a feltolódásokat követően, később azzal megegyező irányban, levetődést is szenvedtek. Ez összefügg a kompressziós erőter megváltozásával, valamint a megnövekedett helyzeti energiával is, de az sem elképzelhetetlen, hogy a fő kompressziós szakaszoknál nyomásárnyékban volt a terület egy helyi rotáció következtében.

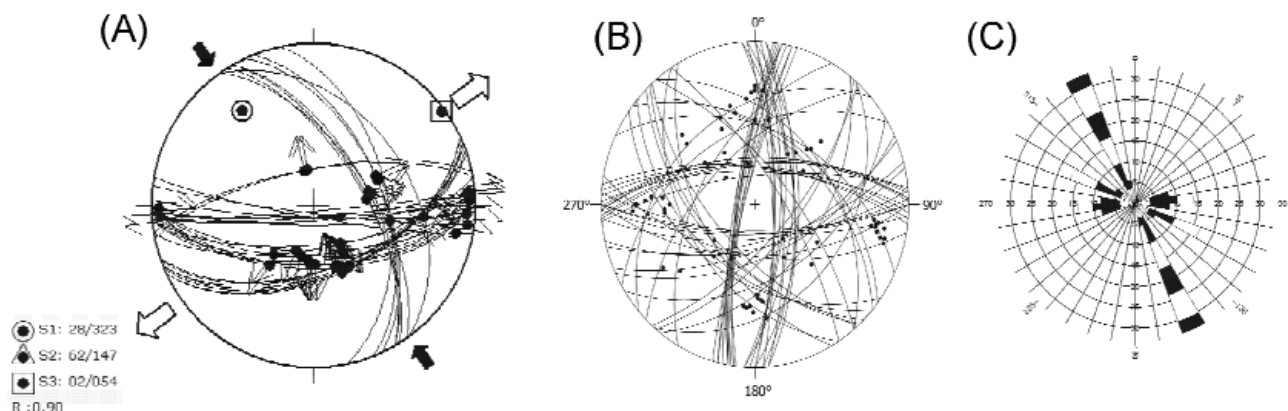
A délies orientációjú normálvetős karcok többnyire réteglapokon találhatóak, csakúgy, mint az inverz karcok, melyek gyakran interferáltak, és az előbbi karcok posztdatáltak a feltolódás eredetűeket. Az eltolódások a kulisszás tenziós hasadékok környezetében észlelhetők. A hasadékok csapása ÉNy–DK-i, vagyis ÉK–DNy-i húzás eredményei. Hasonló feszültségteret állapított meg CSONTOS & BERGERAT (1988) is a Szobrosbányára, de pontos korát nem állapították meg. A karcok dőléseloszlása döntően 2 maximumú (KÉK-i illetve DDK-i). A vetőkarcokból szerkesztett feszültségter S_{Hmax} iránya 144–324°, vagyis transzzenziós, ezért az ÉNy–DK-i rövidülésre merőleges ÉK–DNy-i tágulás jellemzi.

A vetőkarcokra lebontott S_{Hmax} irányokat ábrázoló rózsadiagram is ÉNy–DK-i maximális feszültségirányokat jelez (8. ábra). R értéke majdnem 1, így σ_1 és σ_2 nagyságúja közel azonos, ami a tektonikai stílus differenciált képét adja.

A mérési eredmények négy karccsoportba foghatók össze, ebből három normál vetős, egy feltolódásos (11. ábra). A tágulási erők ÉK–DNy-i, valamint É–D-i megnyúlást mutatnak, és főleg normál vetőkkel és jobbos eltolódásokból állnak. Ezek a réteglapok tenziós hasadékok környezetében fordultak elő. A feltolódásos csoport szintén réteglapokon figyelhető meg, gyakran a normál vetős karcokkal interferálva, ahol az utóbbi csoport rendre felülbélyegezte a feltolódásos karcokat. Inverz karcai ÉNy–DK-i rövidülési irányokat jeleznek,



5. kép. Kalcittal kitöltött tenziós hasadékok
Picture 5. Tensional fissures filling with calcite



8. ábra. A Szobrosbányában mért szerkezeti adatok
Jelmagyarázat: lásd 2. ábránál. A vastag fekete nyíl a fő rövidülési, a vastag fehér nyíl a fő tágulási irányt mutatja

Figure 8. The structural data of Szobrosbánya quarry
For legend see Figure 2. The thick black arrows indicate the main shortening directions, the white ones indicate the dilation directions

melyek egyrészt a többi kőfejtőben is így voltak, másrészt mind a redő tengelyek, mind a villányi pikkelyek vergenciájával korrelálnak. A relatív kronológia nem határozható meg egyértelműen. A többi villányi kőfejtő analógiájára valószínűleg az ÉNy–DK-i kompressziós csoport a legidősebb. A tenziós terek között nem lehet egyértelmű sorrendet meghatározni. Mindenesetre a K–Ny-i csapású jobbos eltolódások az ÉK–Dny-i tágulási erőtér termékei.

A villányi Templom-hegy

A kőfejtő hazánk egyik sajátos jura szelvényét tárja fel, amely a Villányi-pikkely kelet–nyugati csapású pásztájának északi részén fekszik (1. ábra). A rétegsort középső-triász Templomhegyi Dolomit, felső-triász homokkő és aleurolit (Mészhegyi Formáció), alsó- (Somssichhegyi Mészke), középső- (Villányi Mészke), és felső-jura (Szársomlyói Mészke) képződmények építik fel (VÖRÖS & GALÁCS 2004). A kőfejtő rétegei változatos dőlésűek, helyenként enyhén, máskor meredeken (170/50–60°) dél felé dőlnek. Vizsgálata alkalmas felületek főként a felső-jura Szársomlyói Mészkeben található. A kőzeteken megfigyelhető kisebb-nagyobb törések, litoklázisok egy része kalcittal, más része vörös agyaggal kitöltött. Utóbbi nemcsak a repedések mentén, hanem a felső-jura mészke réteglapjai között is megfigyelhető. A kis nyírószilárdságú vörös agyag az egyes deformációs események során csúszó-síkként működhetett. A litoklázisok, repedések ÉNy–DK-i, illetve ÉK–Dny-i csapásúak. Ezek a litoklázisok markánsak, nagyméretűek, szinte az egész felső-jura mészkevet feltáró déli falat áttörik, helyenként Mohr-törérendszereket alkotnak, vagy önmagukban állnak, főként nyírások hasadékként értelmezhetők. Megfigyelhető, hogy a nagyobb törések közötti felületen apróbb, többnyire kisebb dőlésszöggel hajló mikro-repedésrendszerek futnak ki. Ezek az apró repedések a későbbi feszültségterek hatására nyílt hasadékokká fejlődtek.

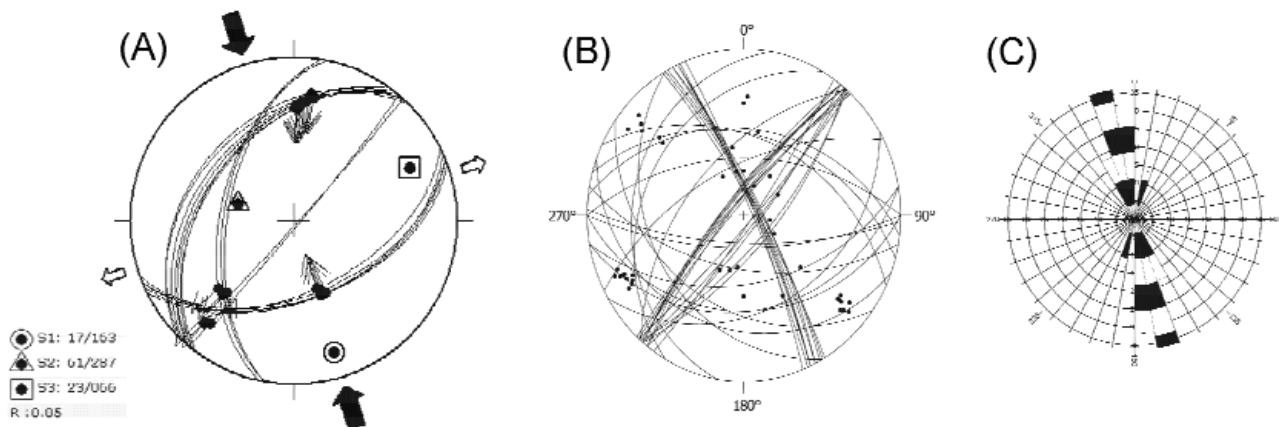
A vetőkarcok nagy részét a felső-jura mészkeben mértem, melyek kivétel nélkül feltolódásos elmozdulá-

sokra utaltak. A középső-triász dolomitban bizonytalan balos eltolódások, valamint délnyugati dőlésű normál vetők fordultak elő. A feltolódásokat döntően réteglapok mentén, a kőfejtő déli falában látható vetőzónában regisztráltam, ahol a rétegek egyébként is jelzik az egykori egymásra torlódást. Az egymás felett meredeken dél felé dőlő vastag mészkőpadok, leginkább a Csarnótai kőfejtő rámpasík-tektonikájához hasonlítanak, és a lenyesési felület itt sem fut ki a felszínre. Nem zárható ki a vak feltolódások feletti elmozdulás sem. A reverz karcok a déli falon északi irányú áttolódásra utalnak, míg a kőfejtő északi falában, a csontbreccsa közelében, déli orientációjú feltolódásra utaló elmozdulási bélyegek láthatók. A terület összefeszültségtere (9. ábra) transzpressziós, σ_2 közel függőleges pozíciójű, míg σ_2 és σ_3 nagytudója hasonló nagyságú ($R=0,05$; $R'=1,95$), így könnyen megváltozhat a tenzortér. Az S_{Hmax} : 343–163°, vagyis ÉÉNy–DDK-i rövidülést és erre merőleges tágulást mutat. A vetőkarcokhoz rendelt S_{Hmax} irányokból készült rózsadiagram is ezt példázza.

Karccsoportok kialakítására nem volt lehetőség, mivel kevés vetőkarcadat (12 db) állt rendelkezésemre. Egy csoportot választottam le az adatokból, mégpedig az É-i és D-i orientációjú feltolódásokat (11. ábra). Ennek a csoportnak a feszültségtere É–D-i kompressziót jelöl, mely a többi villányi kőfejtőben is jelentkezett.

Beremendi kőfejtő

A beremendi kőfejtő a Villány–Bihari szerkezeti zóna nyugati elvégződése közelében, annak Békés–Codruizónához közel eső déli részén a hegység legdélibb helyzetű pikkelyében, Beremend északkeleti peremén helyezkedik el, és önálló tektonikai röggként értelmezhető. A rög a Dráva felé lejtő síkságból emelkedik ki, északról a Nyárád–Harkányi-sík határolja (1. ábra). A kőfejtő az alsó-kréta requeniás Nagyarsányi Mészkevet tárja fel, ezen kívül felső-kréta (paleogén?) bauxitos agyag, pleisztocén lösz, valamint vörös agyagos kitöltések figyelhetők meg benne,



9. ábra. A Templom-hegyi kőfejtőben mért szerkezeti adatok

Jelmagyarázat: lásd 2. ábránál. A vastag fekete nyíl a fő rövidülési, a fehér nyíl a fő tágulási irányt mutatja.

Figure 9. The structural data of Templom-hegy

For legend see Figure 2. The thick black arrows indicate the main shortening directions, the white ones indicate the dilation directions

illetve rajta. Egy késő-kréta korú, a Víziügyi, valamint a Babarcszölösi kőfejtőben talált bazalttelérrel azonos genetikájú és korú, a mecseki kifejlődéstől eltérő bazalttelér is megjelenik a mészkőben. NÉDLI (2004) ezeket a Dunántúli-középhegység lamprofírjaival korrelálja. A telér anyaga a kőfejtő középső fejtési szintjében egy 1,5 m széles függőleges hasadékban erősen breccsásodott. A kitöltés határánál bizonytalan eltolódásos mozgásra utaló karcokat regisztráltam.

A mért vetőkarcok és a kialakított feszültségtér alapján a hasadékok, repedések transzzenziós mozgások eredményei. A mészkőrétegek vastagpadosak, csak kivételesen települ közbe egy-egy 30–40 cm vastag réteg. Középszürke színűek, főként rudista-maradványokkal jellemezhetőek (Császár 1992, 2002). A mészkőrétegek enyhén dél felé ($175/15^\circ$), ritkán észak felé ($350/12^\circ$) dőlnek. A mészkő tektonikailag erősen igénybevett, nagy haránttörések, litoklázisok járnak át, melyek helyenként hasadékokká szélesednek, s agyagos löszszel töltődtek ki. Nem ritkák az ilyen kitöltések réteglapok menti megjelenései sem. A kőfejtő középső fejtési szintjében több helyen is látható zúzott, kataklázit jellegű hidraulikus breccsával kitöltött nyírózóna. A főleg karbonátos összetételű breccsa többször agyagos-bauxitos mátrixú, s helyenként a deformációs ellipszoid főtengelelinek irányához igazodik, jelezvén a nyírás stílusát. Kialakulásánál a tektonikus feszültségek, a blokkok torlódása döntő jelentőségű, és az elmozdulás hatására felőrlődött kőzet a megnövekedett térfogatú részen halmozódik fel (Németh 2003). A fő törésirányok döntően ÉK–DNy-i, valamint ÉNy–DK-i orientáltságot mutatnak, de a kelet–nyugati törésirány is jelen van, többnyire meredek dőléssel (10. ábra).

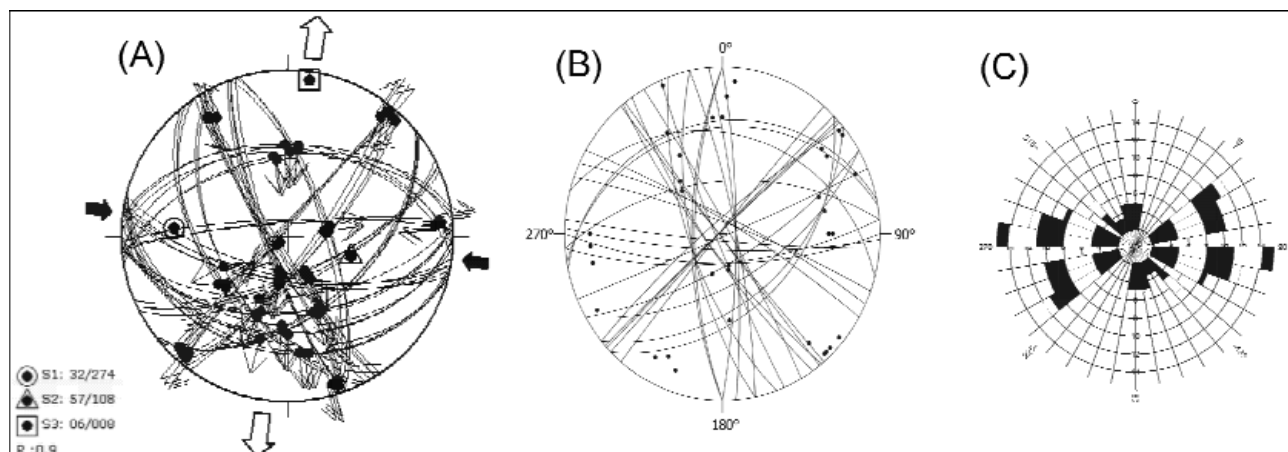
A litoklázisok mellett Riedel-zónák, apró hajszál-repedések segítették a főfeszültségirányok meghatározását. A vetőkarcok (50 db) (10. ábra) döntően normál vető jellegűek és vetőrajként fordulnak elő (irányultságuk a DNy-től a DK-ig változik), de vannak inverz vetőkarcok is, melyek többnyire észak–déli csapásúak, és északi dőlésű síkokon

jelennek meg. Fontos megemlíteni, hogy a többi villányi kőfejtőben a relatív kronológia alapján a legfiatalabbnak datált ÉK–DNy-i feltolódási karcok itt is előfordultak. Az eltolódási felületek orientációja nagyrészt egyezik a főtöréseivel. Ezek nem klasszikus konjugált vetőkarcok, mert az eltolódások menti elmozdulás ellentett a Mohr-féle konjugált törésekkel. Mivel az eltolódások szögfelezőjében nem feltolódások, hanem normál vetők vannak, véleményem szerint ezek inverz Mohr-törésként értelmezhetőek, s akár egy feszültségtérben is keletkezhettek. Az összefeszültségtér transzzenziós jellegű, erre utal R értéke is (0,9), így tehát σ_1 és σ_2 permutációja valószínű. S_{Hmax} értéke $098-288^\circ$, vagyis közel kelet–nyugati rövidülés, és erre merőleges tágulási tér a jellemző. A vetőkarcokhoz rendelt S_{Hmax} értékek is ezt a maximális fő feszültségirányt erősítik (10. ábra).

A mérési eredményekből három karccsoportot volt kialakítható, mindhárom transzzenziós eredetű, a kompressziós irányokra merőleges tenzióval, eltolódásokkal, vagyis ÉK–DNy-i, É–D-i és ÉNy–DK-i csapásirányú tágulások domináltak (11. ábra). A relatív koroláshoz egyértelmű kontaktust csak a normál vetőkarcoknál tapasztaltam. Ez alapján a déli dőlésű normál vetők csoport posztdatait a délnyugati dőlésű, tehát fiatalabb. A feltolódások hasonló jelleggel más villányi kőfejtőben is jelen voltak, így a relatív sorrendjük azokkal megegyező.

Értékelés, eredmények

A vetőkarc- és litoklázismérések alapján igyekeztem a Villányi-hegység szerkezeti viszonyaira, tektonikai összefüggéseire, paleo-feszültségtereinek változására következtetéseket levonni. A mért vetőkarcokat vetőkarcpopulációkba rendeztem a főfeszültségtengelyek azokból kiszerezhető orientációja, valamint a bányákban megfigyelt szerkezeti viszonyok (vetőrajok, vetőzónák stb.) alapján. Így 24 helyi feszültségtérrel kaptam. A területileg diffe-



10. ábra. A beremendi kőfejtőben mért szerkezeti adatok

Jelmagyarázat: lásd 2. ábránál. A vastag fekete nyíl a fő rövidülési, a vastag fehér nyíl a fő tágulási irányt mutatja

Figure 10. The structural data of Beremend quarry

For legend see Figure 2. The thick black arrows indicate the main shortening directions, the white ones indicate the dilation directions

renciáltnak jelentkező, ám hasonló tektonikai viszonyokat (fő rövidülési és tágulási irányokat) tükröző feszültségtereket összevontam, és a rájuk jellemző domináns főirányokhoz rendeltem (11. ábra), így végül hat regionálisan érvényesülő feszültségter állt elő.

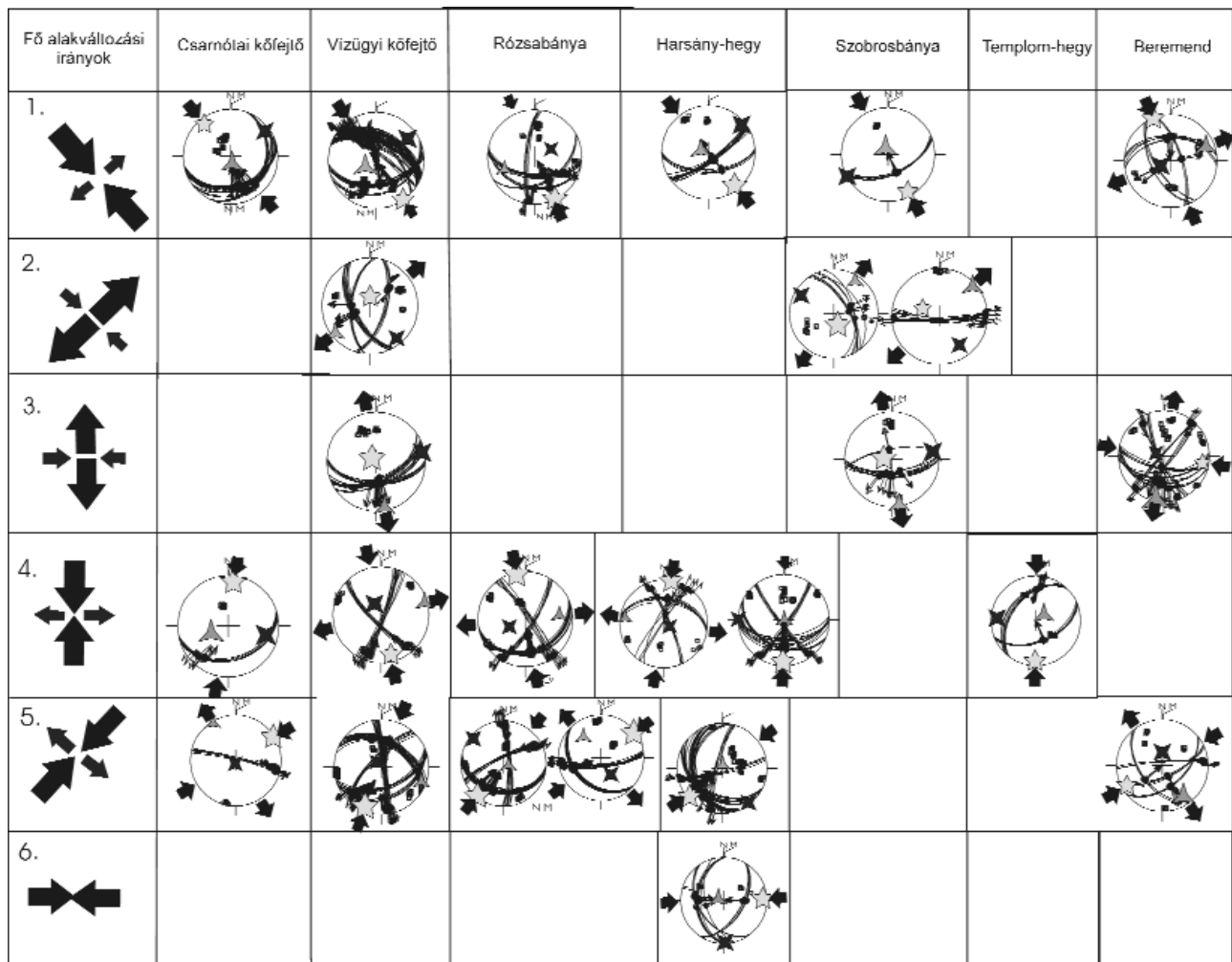
Az ábrán előfordul, hogy két feszültségter szerepel egy rubrikában, ennek az a magyarázata, hogy a két feszültségter hasonló rövidülési-tágulási irányokkal bír, de amikor megkíséreltem egy csoportként kezelni, 20°-nál nagyobb volt az eltérés a program által kiszámolt főfeszültség-tengelyektől. A vetőkarcadatok 90%-át sikerült valamelyik főfeszültségirányhoz rendelni, ahol 20°-nál nagyobb volt az eltérés, ott a vetőkarcok kisebb súlyozással kerültek be a feszültségter-számításba.

Elemelve az ábrát látható, hogy a Villányi-hegységéből származó feszültségterek nagy része (4 tér) horizontális kompressziós, transzpressziós jellegű. Érdekeség, hogy a legnagyobb nyomó főfeszültségirányok egy óramutató járásával megegyező irányú rotációt mutatnak (az 1. térben

ÉNy-DK-i, a 4.-ben É-D-i, az 5.-ben ÉK-DNy-i, míg a 6.-ban K-Ny-i). A 6. feszültségterhez csak egyetlen lokális feszültségteret tudtam rendelni, ami a Harsány-hegyi kőfejtőben jelentkezett. A 2. és 3. feszültségter tágulási, transzpressziós jellegű, mely dominánsan Beremenden, a Szobrosbányában és a Vízügyi kőfejtőben fordult elő.

A rekonstruált feszültségter típusokat és ellipszoidokat, valamint a tektonikai jeleket a DELVAUX (1993) által kidolgozott, feszültségrezsim-diagramon jelenítettem meg (12. ábra). Az ellipszoidok morfológiája a főfeszültség-tengelyek pozíciójától és magnitúdójától (R') függ. A diagramon jól látható, hogy a 6 feszültségter közül kettő tisztán feltolódásos (1. és 6. tér), kettő transzpressziós (4. és 5. tér), egy normál vetős (3. tér), míg egy radiális tágulási deformációs jellegű (2. tér). A területet meghatározó fő tektonikai stílust tehát a feltolódások és a feltolódásokkal kombinált eltolódások jelentik.

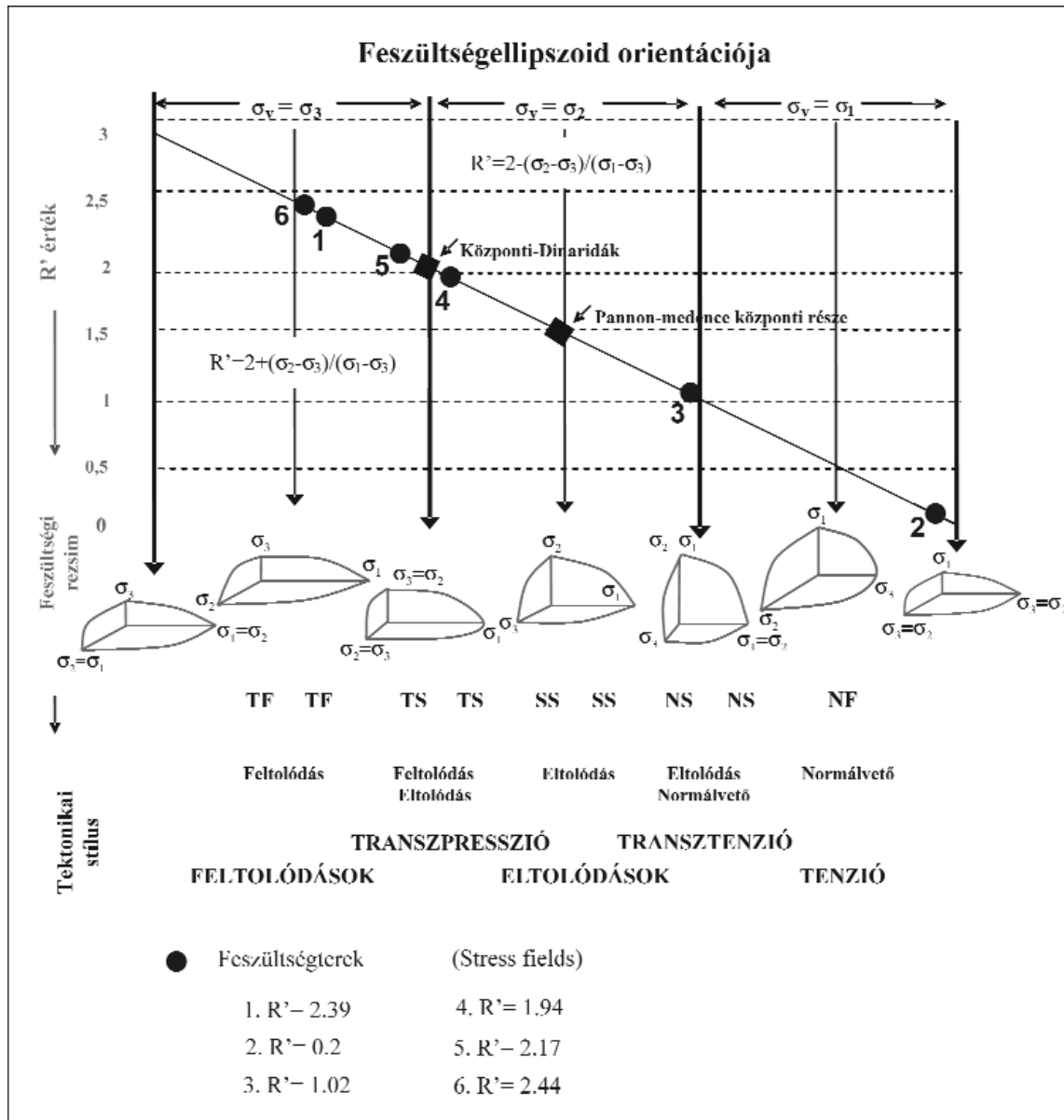
BADA et al. (2007) szerint jelenleg a húzásos eredetű Pannon-medencét döntően kompressziós-transzpressziós erőhatások érik, amik a Déli-Alpokban és a Dinári-hegy-



σ_1 ☆ σ_2 ✕ σ_3 ▲

11. ábra. A Villányi-hegységben vizsgált kőfejtők karccsoportjaiból képzett fő alakváltozási irányok
Jelmagyarázat: Az első oszlopban szereplő számok a feszültségterek fiatalodási sorrendjét tükrözik 1-től 6-ig

11. Figure. The constructed main deformation directions from the striae groups of the studied quarries in the Villány Hills
Legend: The numbers in the first column indicate the rejuvenescent order of the stress fields



12. ábra. A feszültségterek tektonikai stílusa és a hozzájuk rendelt feszültség ellipsoidok morfológiája DELVAUX (1993) alapján BADA et al. (2007) és PETRIK (2009)
 12. Figure. The tectonic style of the stress fields and the morphology of their stress ellipsoids

ségben a legintenzívebbek, és dominánsan feltolódásokkal, valamint eltolódásokkal járnak. A kompressziós erőhatások szerepe csökkenő mértékű a Pannon-medence irányában, szerintük itt már főként eltolódásos tektonika uralkodik.

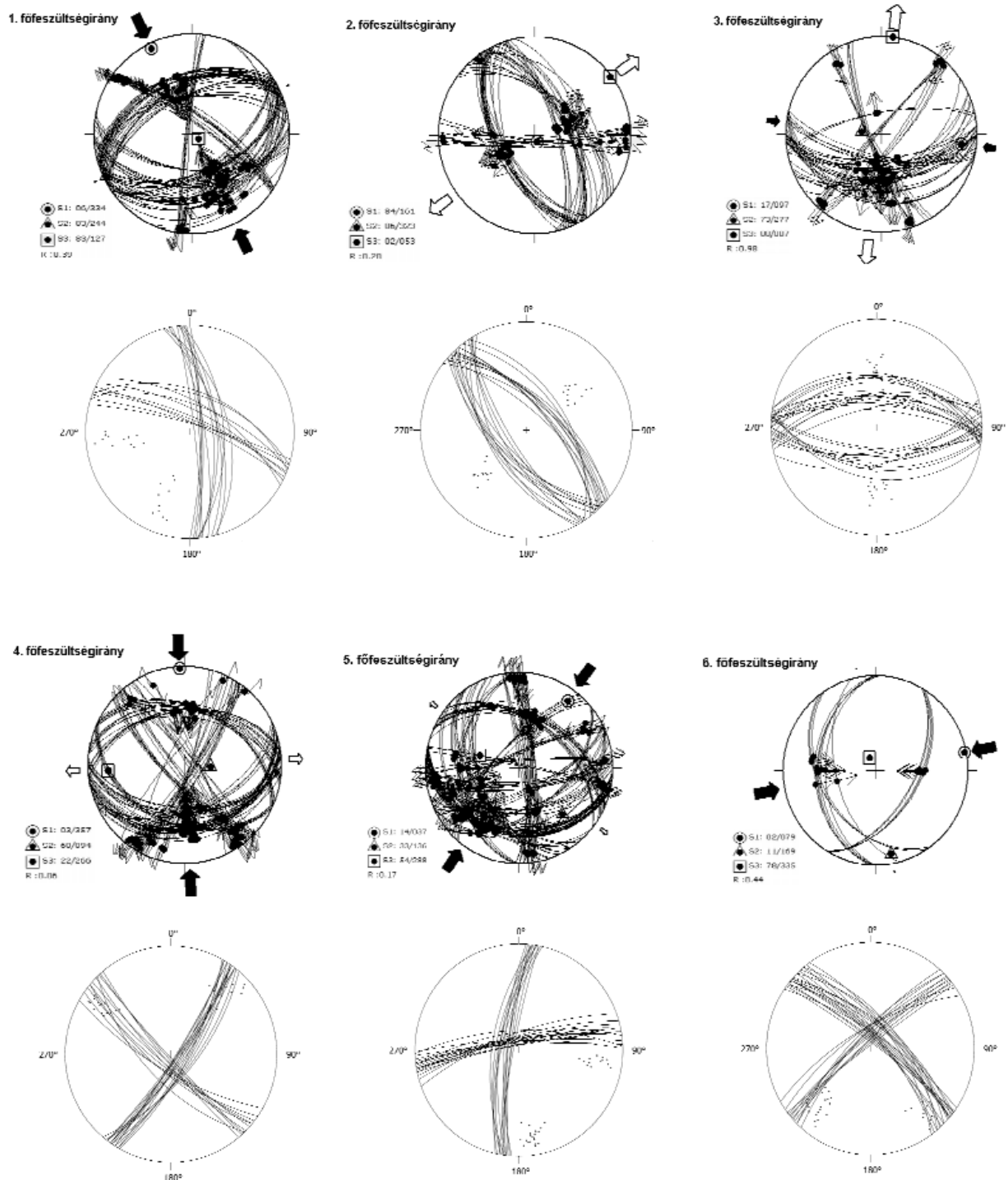
A Villányi-hegység a feszültségterek és a deformációs bélyegek alapján, valamint a jelenlegi feszültségviszonyok szerint is a Központi-Dinaridákkal mutatja a legközelebbi rokonságot.

A Villányi-hegység főfeszültségirányai

1. feszültségter (150 vetőkarcmérés alapján)

Alapvetően ÉNy-DK-i rövidülés jellemzi ($R=0,39$) ezt a feszültségteret, S_{Hmax} irány pedig ÉNy-DK-i ($334-154^\circ$)

csapású (13. ábra). Ilyen jellegű feszültségviszonyok, a Villányi-hegység Templom-hegyi és Beremendi kőfejtőjének kivételével, valamennyi általam vizsgált bányában előfordultak, nemcsak triász, hanem jura és kréta korú képződményeken is. A Harsány-hegyi kőfejtőben található — DEZSŐ et al. (2007) szerint pannóniai korú — kitöltést viszont már nem érintette. Az uralkodó feltolódásos karcok főként réteglapokon, redőszárnyakon, rámpákon alakultak ki. A tenzortérhez rendelhető litoklázisok — melyek nagy részét szintén a Villányi-hegységben mértem — É-D-i, valamint közel K-Ny-i csapásúak, és konjugált töréspároként definiálhatók (13. ábra). Ez a feszültségter a relatív kronológia alapján a legidősebb a Villányi-hegységben. Ahol ilyen tektonikai viszonyok voltak jellemzőek, ott a fő irányhoz tartozó vetőkarokat többnyire posztdataáltak az É-D-i és az ÉK-DNy-i csapású

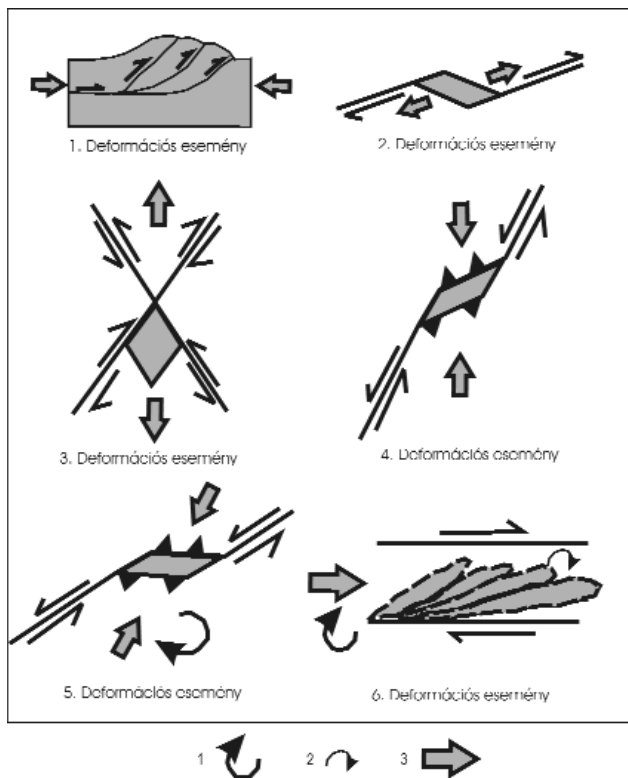


13. ábra. A 6 feszültségter és a hozzájuk rendelhető litoklázisok
 Jelmagyarázat: lásda 2. ábránál. (A sztereografikus vetület alsó vetítéssel Schmidt-félgömbön készült.)

Figure 13. The 6 main stress fields and their lithoclasses
 For legend see Figure 2

feltolódások. Ez a legnagyobb horizontális főfeszültségirány teljesen megegyezik a Villányi-hegység pikkeljeinek vergenciájával, és a hegységben található nagy amplitúdójú redők létrejötte is erre az időszakra tehető. Ezt támasztja alá a redőszárnyakon mért ÉNy–DK-i csapású feltolódásos karcok tömege, melyek a redőtengelyekre merőlegesek, és feltehetően a redőképződési mecha-

nizmusban is részt vettek. Ezek alapján a feszültségter kialakulása valószínűleg a késő-kréta takaróképződés időszakára esik (14. ábra, 1). Ezzel összhangban van BENKOVICS et al. (1997) abaligeti redőződésről szóló publikációja, mely a redőtengelyek ÉK–DNy-i orientációját állapította meg, és kialakulását a kréta időszaki takaróképződés idejére teszi, amikor is a redőtengelyre merőleges



14. ábra. A Villányi-hegységet ért deformációs események
 1 – feszültségtér rotáció, 2 – blokkrotáció, 3 – fő rövidülési és tágulási irányok
Figure 14. Deformation events of the Villány Hills
 1 – stress field rotation, 2 – blockrotation, 3 – main shortening and dilation directions

ÉNy–DK-i kompresszió volt a meghatározó. BALLA (1987) modelljében az albai–cenomán időszakra a Mecsek óramutató járásával ellentétes irányú rotációját állapította meg, mellyel a hegység leválik Európáról, és ezzel felnyílik a Belső-kárpáti-medence. A miocénre pedig az óramutató járásával megegyező rotációt feltételez, mellyel a Mecsek és maga a Tiszai-egység is összezárul az Alcapával, valamint bezárul a Belső-kárpáti-medence. Ezt figyelembe véve az 1. feszültségtér, miután késő–kréta korúnak tartom, az ellentétes rotációk következtében eredetileg is hasonló irányokkal rendelkezhetett, hiszen az elfordulás mértéke hasonló volt.

2. feszültségtér (50 vetőkarcmérés alapján)

A feszültségtér *ÉK–DNy-i legkisebb főfeszültség* jellemzi, $R=0,20$ (13. ábra), döntően normál vetőkiből és jobbos eltolódásokból áll. S_{Hmax} irányuk $341–161^\circ$ vagyis ÉNy–DK-i csapású. Ezt a fajta feszültségtérrel sikerült azonosítani a Szobrosbányában, a Vízügyi, és a Beremendi kőfejtőkben. A tenzortérhez rendelhető litoklázisok ÉNy–DK-i csapásúak (13. ábra). A normál vetős karcok dőlése döntően ÉK-i, illetve DNy-i, megerősítve a 2. feszültségtér tágulási eredetét. A relatív kronológia alapján ez a feszültségtér fiatalabb, mint az 1. feszültségtér, ami a szobrosbányai mérések alapján nyert igazolást. Itt az ÉK–DNy-i csapású normál vetős csoport posztdatait az 1. feszültségtérhez tartozó feltolódásos karcokat. Tehát ez a feszültségtér késő–krétánál mindenképpen fiatalabb, de a Harsány-hegyi kőfejtő miocén (pannóniai) korú kitérését már ez sem deformálta, vagyis kora a paleogén–késő–miocén közötti időintervallumra tehető. Feltételezem, hogy az erőter ú. pull-apart típusú romboid alakú medencék kialakulásához vezetett (14. ábra, 2). Az ÉNy–DK-i csapású Dráva-medence valószínűsíthetően e feszültségtér hatására formálódott ki, de nem zárható ki a Nyárád–Harkányi-sík széthúzásos felnyílása, sőt a Villányi-hegység vulkáni teléreinek helyzet biztosító hasadékkrendszerének kialakulása sem. Ez utóbbi megállapítást erősítik a Vízügyi kőfejtőben lévő bazalttelér és a felső-jura mészkő határánál mért, ÉK–DNy-i extenzióra utaló csúszási vetőkarcok. A kora-miocén végi tágulás feltevést erősíti a kárpáti szubdukció roll back mechanizmusának extenziós tektonikája is.

3. feszültségtér (50 vetőkarcmérés alapján)

Az *É–D-i irányú transztenziós tér* R értéke 1-hez közelít, amely σ_2 és σ_1 felcserélődéséhez vezet (13. ábra). A feszültségtér az észak–déli irányú normál vetők határozzák meg, illetve Beremendnél az inverz Mohr-töréspár, amely déli dőlésű normál vetőkarcokkal és a kvázi konjugált vetőpárjaival jelentkezik. É–D-i tágulások tektonikai stílus jellemzi a Beremendi kőfejtőn kívül a Vízügyit és a Szobrosbányát. A legfiatalabb képződmény, ahol jelentkezik ez az irány, a beremendi alsó–kréta Nagyarsányi Mészkő. Az S_{Hmax} irány mindhárom kőfejtő esetében K–Ny-i csapású. A fő feszültségirányhoz az É–D-i dőlésű litoklázisok rendelhetők, tömeges a megjelenésük a Vízügyi, és a Harsány-hegyi kőfejtőben (13. ábra). A relatív kronológia alapján ez a feszültségtér fiatalabb, mint a 2. feszültségtérhez tartozó vetőkarc-generáció, amit a Beremendi kőfejtőben látott felülbélyegzések igazolnak. Miután a 2. feszültségtér kora legvalószínűbben a paleogén és a kora-miocén közötti, a 3. feszültségtér ennél fiatalabb, tehát középső-miocén korú lehet. A késő-miocén kitérését már nem érte ez a deformáció. BENKOVICS (1997) a mecsekjános kőfejtőben badeni képződményben észak–déli dőlésirányú szinszediment normál vetőket említ, mely szintén erősíti a középső-miocén É–D-i tágulási tektonikáját. A feszültségtér pontosabb korbesorolását a mecseki neogén képződmények vizsgálata segítheti majd. A kora-miocénben elindult medenceképződés feltehetően tovább folytatódott a badeni elején, részben transzfertörések menti normál vetős elmozdulásokként, melyek a korábban formálódott medencék észak–déli megnyúlását eredményezték (14. ábra, 3). A kárpáti törmelékes képződményeken mért paleomágneses irányok alapján egy óramutató járásával megegyező irányú $50–60^\circ$ -os rotációt tételeznek fel a Mecsekben és térségében (MÁRTON E. & MÁRTON P. 1999). Ez alapján úgy tűnik, hogy a kárpátra jellemző ÉK–DNy-i tágulás É–D-i tágulássá módosult a badenire. Az óramutató járásával megegyező blokkrotáció révén egy látszólagos feszültségtér-rotáció játszódott le, az óramutató járásával ellentétes irányban. A blokkrotáció és a feszültségtér permutációja a középső-miocén idején gyakori jelenség volt a Kárpát-medencében (CSONTOS et al. 1991).

4. feszültségtér (150 vetőkarc mérés alapján)

Véleményem szerint a neogén folyamán ez a tér a Kárpát-medence első inverziójának megnyilvánulása a Villányi-hegység területén. Ez egy \dot{E} - D -i transzpressziós tér ($R=0,06$), amely északi és déli orientációjú feltolódásokat, valamint ezek konjugált vetőpárjait tartalmazza (13. ábra). A feszültségtér S_{Hmax} iránya \dot{E} - D -i. A Villányi-hegység szinte valamennyi kőfejtőjében jelentkezett, kivéve a Szobrosbányát és a Beremendi fejtőt. A főirányhoz rendelt litoklázisok $\dot{E}N$ - DK -i, illetve $\dot{E}K$ - DN -i csapású konjugált töréspárt alkotnak (13. ábra). A relatív kronológiai sorrend alapján ez a feszültségtér késő-miocén vagy annál fiatalabb korú. A Harsány-hegyi kőfejtőben található pannóniai korú kitöltést már érintette ez a transzpressziós fázis, sőt az 1. főfeszültségirányhoz rendelt vetőkarcokat felül is bélyegezte. A Kárpát-medencében az inverzió időszakának kezdetét a késő-miocéntól, vagyis a pannóniaiától eredeztetik. Ekkor ugyanis a már létrejött transztenziós ívmögötti medence (Pannon-medence) extenziós folyamatai részben leálltak, aminek okát a külső-kárpáti flistakarók stabil kelet-európai táblához való préselődésével, a „roll back” lassú leállásával és a délről ható szubdukciós folyamatokkal magyarázzák (HORVÁTH 1993, TARI et al. 1999, BADA et al. 2007). A 4. feszültségtér késő-miocén kora mellett szólhat:

- a Peterd-1 fúrásban talált, pannóniai üledékek közé szintén \dot{E} - D -i rövidülés hatására északi vergenciájú feltolódás mentén bepréselt triász mészkőblokk (NAGY E. & NAGY I. 1976),

- a Bogád-1 fúrásban talált késő-miocén konglomerátum, melynek létrejötté a miocén végén fennálló kompressziós erőhatások és a megnövekedett reliefenergia eredménye,

- a WÓRUM (1999) által interpretált szeizmikus szelvényeken látható pannóniai üledékek gyűrődése, flexurái, az idősebb mezozoos kőzeteknek a fiatalabb szarmata és pannóniai üledékekre történő rátolódása a Mecsek-alja, az északi imbrikációs zóna, a Máriakémed-Bári-vonulat, sőt a Villányi-hegység mentén is.

A helyenként feltolódásokkal párosuló konjugált vetőpárok a már létrejött medencék formálásában, illetve átalakulásában döntő szerepet játszottak. A fiatal kompressziós erőteret korábbi szerkezetek reaktiválódását váltotta ki, amelyet egyébként a szeizmikus szelvényekben megismert felfelé idősődő rétegsorok, valamint a fiatalabb képződmények gyűrődése is igazol. A szeizmikus szelvényeken jól látszik, hogy a villányi pikkelyek közül a délebbi ek metszik a szarmata, sőt a pannóniai képződményeket is, és rá is tolnak (WÓRUM 1999). Ez azt bizonyítja, hogy a pikkelyződés felújult törések mentén folytatódhatott a pannóniai korszakban is (CSONTOS et al. 2002). A Villányi-hegység különböző pikkelyeiben többször is ellentétes dőlésű (\dot{E} -i, illetve D -i) feltolódási síkok jelentkeztek (14. ábra, 4). Elképzelhető, hogy ezek visszatorlódások eredményei, melyek a takaróképződés időszakában keletkeztek és a késő-miocén folyamán többször reaktiválódtak. Az ellentett irányú feltolódások menti nyírózónákban formálódhatott ki

a Bólyi-medence, transzpressziós medenceként, pop-up szerkezeteket hozva létre (WÓRUM 1999). A feszültségtér hatására kialakult, illetve reaktiválódott transzfertörések menti elmozdulások a Villányi-hegységben már korábban kialakult (kulisszás tenziós hasadékok, sztilolitok) ún. en-écheleon szerkezetek szétesését eredményezték, melyet a Szobrosbányában és a Harsány-hegyi kőfejtőben látott elnyírt szigmoidális hasadékok is alátámasztanak. A 4. feszültségtérhez tartozó konjugált töréspárok közül az $\dot{E}N$ - DK -i csapású jobbos eltolódások kapcsolatban állhatnak a Villány-Szalatnaki-mélytörés menti felújult elmozdulásokkal. NÉMEDI VARGA (1983) a Villány-Szalatnaki-mélytörés mentén jobbos oldaleltolódást tételezett fel a késő-miocén folyamán.

5. feszültségtér (150 vetőkarc mérés alapján)

Ez szintén egy transzpressziós tér ($R=0,17$), ami $\dot{E}K$ - DN -i csapású feltolódásokat és erre szimmetrikus konjugált vetőpárokat ($\dot{E}N$ - DK -i jobbos, valamint $\dot{K}\dot{E}K$ - $NyDN$ -i balos eltolódásokat) hordoz. A tenzortérhez rendelt litoklázisok Mohr-párok, melyek \dot{E} - D -i, illetve K - Ny -i csapásúak, s valamennyi vizsgált kőfejtőben jelentkeztek (13. ábra). A feszültségirányhoz tartozó vetőkarcok a villányi kőfejtőkben — a Szobrosbányát és a Templom-hegyt kivéve — mindenhol előfordultak. A Villányi-hegységben az 5. feszültségtérhez tartozó vetőkarcok felülbélyegezték a 4. feszültségtér \dot{E} - D -i csapású feltolódásos karcait. Más szóval, miután a 4. feszültségtér korát késő-miocénnek vagy fiatalabbnak minősítettem, ezért az 5. feszültségtér mindenképpen fiatalabb, pliocén, vagy akár negyedidőszaki. Ez utóbbi fázis egy feszültségtér-rotáció eredményeként a 4. feszültségtérből jött létre (14. ábra, 5). A pannóniai üledékekre mért paleomágneses deklinációs irányok — ahol volt forgás — különböző irányú rotációkat mutatnak a késő-miocénre (MÁRTON E. & MÁRTON P. 1999). Mivel a 4. feszültségtér (\dot{E} - D -i kompressziós, transzpressziós) idősebbnek értékelem, az 5. feszültségtér ($\dot{E}K$ - DN -i kompressziós, transzpressziós) vagy egy az óramutató járásával megegyező irányú valós blokk- és feszültségtér-rotáció, vagy egy óramutató járásával ellentétes, blokkforgás által kiváltott, óramutató járásával megegyező irányú látszólagos feszültségtér rotáció révén alakult ki. Véleményem szerint ez az $\dot{E}K$ - DN -i feltolódásos, transzpressziós feszültségtér a pliocéntól napjainkig fennáll. Ezt támasztják alá a jelenkori feszültség-meghatározások eredményei is, melyek erre a térségre egyértelműen $\dot{E}K$ - DN -i legnagyobb horizontális főfeszültségű (S_{Hmax}) transzpressziós feszültségállapotot jelölnek (BADA et al. 2007). A Pannon-medence inverziójának oka az Adriai-lemez északra irányuló, óramutató járásával ellentétes irányú rotációval járó elmozdulása az Alpok irányába. A GPS-es adatok alapján a Mecsek és a Villány térsége ma is emelkedik (GRENERCZY et al. 2005). Miután a Külső-Kárpátok mentén már korábban inverziós állapot alakult ki, és a Cseh-masszívum felől a nyugat-európai feszültségprovincia hat ($\dot{E}N$ - DK -i legnagyobb horizontális kompresszió), valamint a Vrancea-zóna felől is döntően szintén $\dot{E}N$ - DK -i komp-

resszió a jellemző, ez egy valódi inverziós „sathelyzetet” jelent a Pannon-medence számára (BADA et al. 2007). A négy kompressziós irány közül, a mecseki és a villányi térségre egyértelműen az Adriai-lemez észak felé rotáló mozgása a perdöntő, mely a Friuli-zónában még ÉÉNy–DDK-i kompressziót, kelet felé haladva pedig az óramutató járásával megegyező feszültségtér rotációt szenved, ezzel a Kárpát-medence dél-dunántúli, valamint a Középső-Dinaridák területén ÉK–DNy-i transzpressziós teret hozva létre (BADA et al., 2007). A Villányi-hegység fiatal feszültségviszonyai ez alapján a Középső-Dinaridákéval rokoníthatók. Az 5. tenzor-tér alapvetően a korábbi rövidülési, transzpressziós folyamatok felújulását, a korábban „befagyott” elmozdulások reaktiválódását, gyűrődéseket, a Villányi-hegységben hidraulikus-, és vetőbreccsával kitöltött hasadékrendszerben látható nyírást bélyegeket (a legnagyobb megnyúlási irányba forgatott hossz tengelyű klasztoke) alakított ki. Az 5. feszültségirány korolását a kutatás további szakaszában a mecseki neogén képződmények bevonásával szeretném pontosítani.

6. feszültségtér (20 vetőkarc mérés alapján)

Ez egy K–Ny-i irányú tisztán feltolódásos feszültségtér, amely lokálisnak tűnik a Villányi-hegységen belül, ÉK–DNy-i és ÉNy–DK-i konjugált litoklázis párok rendelkeznek hozzá. (13. ábra). A rövidülési tér egyedül a Harsány-hegyi kőfejtőben jelentkezett kelet–nyugati irányú feltolódásként. Ilyen fajta kompresszió jellemzi jelenleg a Dunántúli-középhegység keleti részét, köszönhetően az Alpok gravitációs kollapszusának (GERNER 1991), és ilyen feszültségtérrel mutattak ki a Zalai-medence területén is fészekrengés-mechanizmus segítségével (WINDHOFFER et al. 2001). Ennek magyarázatára a legvalószínűbb lehetőség, hogy egy újabb, de lokális, az óramutató járásával megegyező blokkrotáció (pikkelyrotáció?) zajlott le (14. ábra, 6), mely a Harsány-hegyi-pikkely elforgásának eredménye lehet, amit egyébként a földtani térképen jól látható pikkelyfront csapásirány-változása is erősíti (ÉK–DNy-ról K–Ny-ra).

Ennek következtében a korábbi ÉK–DNy-i csapású feltolódások K–Ny-i orientációt vettek fel. Vizsgálataim alapján úgy tűnik, hogy az óramutató járásával megegyező irányú feszültségtér-rotáció nemcsak regionálisan, hanem lokálisan a Villányi-hegységben is nyomon követhető. Ennek az egyedi feszültségtérnek az értelmezése további célirányos kutatást igényel.

Következtetések

A Villányi-hegység területén a késő-krétától kezdődően 6 szerkezetalakulási fázis került meghatározásra. Ezek többsége rövidülési, transzpressziós deformáció, amelyek

a hegység nagyméretű redőit, egyéb duktilis elemeit, feltolódásait alakították ki.

A kora-miocénben és feltételezhetően a paleogénben is a tágulások tektonika volt a meghatározó, ami pull-apart medencék, valamint hasadékrendszerek felnyílását eredményezte. Emellett a kárpáti–badeni határán a tágulások deformáció térbeli irányainak látszólagos rotációja is bekövetkezett. A dilatációs mozgások, a kárpát-medencei roll-back mechanizmus hatásának megnyilvánulásai.

A késő-miocén az inverzió időszaka volt a területen, ismét rövidülési, transzpressziós deformációval, amely transzpressziós medencék felnyílását, a korábban kialakult nyírózónák reaktiválódását, a feltolódások felújulását, az idősebb mezozoos képződmények pannóniai üledékekre történő rátolódását okozta.

Az inverzió során, az óramutató járásával megegyező irányú valós feszültségtér-rotáció jött létre, ami kezdetben É–D-i (pannóniai), majd ÉK–DNy-i (pliocén-től-napjainkig), és végül lokálisan K–Ny-i (pliocén) kompressziót eredményezett.

A Villányi-hegységben meghatározott legfiatalabb feszültségtér az ÉK–DNy-i kompressziós, ami nem a Mecsek fiatal tektonikájával — ÉNy–DK-i kompressziós (CSONTOS et al. 2002) —, mutat rokonságot, hanem a Középső-Dinaridák recens feszültségirányaival, mivel ezt az Adriai-lemez északi irányú rotációs mozgása okozza.

A K–Ny-i kompressziós feszültségtér csak a Harsány-hegyi kőfejtőben jelentkezett. Kialakulása egy helyi pikkelyrotáció eredménye.

A feszültségtér, valamint a térség tektonikai viszonyainak még pontosabb feltárásához neogén képződmények vizsgálata és újabb módszerek alkalmazása kívánatos.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást a 62468 számú OTKA projekt támogatta. Köszönetemet fejezem ki témavezetőmnek Prof. Dr. CSÁSZÁR Gézáknak, iránymutatásaiért, átgondolásra készítő tanácsaiért, az adatgyűjtéshez, véleménycseréhez elengedhetetlen személyes kapcsolatok építésében nyújtott segítségével, fáradhatatlan támogatásáért, Dr. FODOR Lászlónak, Dr. BALLA Zoltánnak és SASVÁRI Ágostonnak szerkezetföldtani ismereteim bővítéséért, hasznos tanácsaikért, ötleteikért, a feldolgozást segítő programok megismerésében nyújtott segítségükért, Dr. KONRÁD Gyulának elméleti és gyakorlati ismereteim gyarapításáért, Prof. Dr. SZEDERKÉNYI Tibornak, aki megosztotta velem helyismeretét, korábbi vizsgálatainak tapasztalatait, DELI Levente geográfushallgató társamnak, a terepi munkában nyújtott önzetlen segítségéért. Köszönöm a lektorok, Dr. BADA Gábor és Dr. NÉMETH Norbert építő kritikáit és észrevételeit.

Irodalom — References

- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. — *Bull. Soc. Géol. France* **VII/19**, 1309–1318.
- BADA G., DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., SZAFIÁN P., WINDHOFFER G. 2007: Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi-dinári-kárpáti környezetében. — *Földtani Közlemény* **137/3**, 327–359. Budapest.
- BALLA Z. 1965: A kővágószőlősi antiklinális szerkezeti fejlődéstörténete. — *Földtani Közlemény* **95/4**, 382–400.
- BALLA Z. 1987: A Mecsek óramutató járásával ellentétes elfordulása a krétában: paleomágneses adatok értelmezése a földtani ismeretek fényében. — *Általános Földtani Szemle* **22**, 55–98.
- BENKOVICS, L. 1997: Etude structurale et géodynamique des Monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie). — *Doktori dolgozat*, L'Université des Sciences et Technologies de Lille, 79–203.
- CSÁSZÁR, G. 1992: Urgonian facies of the Tisza unit. — *Acta Geologica Hungarica* **35/3**, 263–285.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgan formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica series Geologica* **25**, 209 p.
- CSONTOS, L. & F. BERGERAT, 1988: Brittle Tectonics and Paleo-stress field in the Mecsek and Villány Mts (Hungary): Correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin — *Acta Geologica Hungarica* **31/1–2**, 81–100.
- CSONTOS, L., TARI, G., BERGERAT, F. & FODOR, L. 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. — *Tectonophysics* **199**, 73–91.
- CSONTOS L. 1998: *Szerkezeti földtan*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 10–50, 60–109.
- CSONTOS, L., MÁRTON, E., WÓRUM, G. & BENKOVICS, L. 2002: Geodynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villány Mts. SW Hungary): Inferences from a complex structural analysis. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 227–245.
- DELVAUX, D. 1993: The Tensor program for paleostress reconstruction: examples from the east African and Baikal rift zones. — *Terra Abstracts* **5**, no. 216.
- DEZSŐ J., RAUCSIK B. & VICZIÁN I. 2007: Villányi-hegységi karsztos hasadékkitöltések szemcseösszetételi és ásványtani vizsgálata. — *Acta GGM Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography Ser.* **2**, 151–180.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* — Akadémia Kiadó, Budapest, 447 p.
- GERNER P. 1991: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon. — *Földtani Közlemény* **122**, 89–105. Budapest.
- GHOS, S., K. & RAMBERG, H. 1976: Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. — *Tectonophysics* **34**, 1–70.
- GRENERCZY, Gy., BADA, G. 2005: GPS baseline length changes and their tectonic interpretation in the Pannonian Basin. — *Geophysical Research Abstracts* **7**, no. 04808.
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **226**, 333–357.
- MAROS Gy. 1990: A Villányi-hegység, Tenkes-hegy Vízig-kőfejtőjének szerkezetföldtani viszonyai. — Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 16870.
- MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1999: Tectonic aspects of a paleomagnetic study on the Neogene of the Mecsek Mountains. — *Geophysical Transactions* **42/3–4**, 159–180., 55–98.
- NAGY E. & NAGY I. 1976: A Villányi-hegység triász képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **17**, 113–227.
- NÉMEDI VARGA Z. 1983: A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban. — *MÁFI évi jelentés 1981. évről*, 467–484.
- NÉMETH N. 2003: A vetőkarcoktól az egykori feszültségekig. — *Oktatási segédanyag*, Miskolci Egyetem Földtani Tanszék, 1–18.
- PETRIK A. 2009: A Villányi-hegység mikrotektonikai elemzése, paleo-feszültségtereinek meghatározása. — *Kézirat*, OTDK dolgozat, 139 p.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, L., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian Basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine orogen*. *Geological Society, London, Spec. Publ.* **156**, 215–250.
- TÖRÖK Á. 1998: A Mecsek-Villányi egység triász képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 253–279.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 1992: *Structural Geology*. — Freeman Co. New York, 532 p.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. *Magyar tájak földtani leírása*. — Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, p. 148.
- VÖRÖS, A. & GALÁCZ, A. 1998: Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **104/1**, 69–83.
- WINDHOFFER G., BADA G., DÖVÉNYI P. & HORVÁTH F. 2001: Új kőzetfeszültség meghatározások Magyarországon lyukfaldeformációs mérések alapján. — *Földtani Közlemény* **131/3–4**, 541–560.
- WÓRUM G. 1999: A Mecsek-Villányi térség szerkezete és fejlődéstörténeti eseményei szeizmikus szelvények alapján. — *Értekezés, Szakdolgozat*, ELTE Geofizikai Tanszék, 9–60, 70–140.
- Kézirat beérkezett: 2009. 03. 31.

A balatonmáriai ultrakáli trachiandezit petrogenézise

KLÉBESZ Rita¹, HARANGI Szabolcs¹, Theodoros NTAFLOS²

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, ritaklebesz@gmail.com, szabolcs.harangi@geology.elte.hu

²Department für Lithosphärenforschung, Universität Wien, 1090 Wien, Althanstrasse 14, theodoros.ntaflos@univie.ac.at

Petrogenesis of the ultrapotassic trachyandesite at Balatonmária

Abstract

The Balatonmária Bm–1 borehole reveals a volcanic sequence about 200 m thick and 14–15 Ma old. It consists mostly of massive and vesicle-rich lava flows often more than 20 m thick. The lava flows are interlayered with volcanoclastic rocks and these contain fragments showing strong compositional similarity with the lava rocks. This study assumes that this series could represent a lava-dome edifice.

The rock at Balatonmária is homogenous basaltic trachyandesite. It is abundant in clinopyroxene, mica and apatite, and it contains smaller amount of olivine, orthopyroxene and feldspar. The clinopyroxene phenocrysts show remarkable zoning patterns (normal, patchy and oscillatory zoning) which include multiple resorptions. The complexity of compositional zoning in clinopyroxene together with mica phenocrysts, provides a detailed record of multiple mixing and fractional crystallization. The most important magma chamber processes are the following: fractional crystallization of clinopyroxene and mica from a relatively evolved magma in a chamber under high pressure, followed by the intrusion of a primitive magma. This created convection and the formation of a highly inhomogenous zone of mixed melts. A subsequent intrusion of a more mafic magma caused further mixing.

It is clearly noticeable that the clinopyroxene phenocrysts include abundant apatite inclusions. Apatite also frequently occurs as microphenocrysts and groundmass minerals. They are fluorine-rich, having up to 6–7% of their weight as fluorine content. Phlogopite is also fluorine-bearing. These facts suggest that the ultrapotassic magmas had a high F-content.

The source region of the ultrapotassic rocks could have been a clinopyroxene, mica and fluorine-apatite-bearing veined lithospheric mantle, enriched by a subduction component. The formation of the magmas is probably related to the thinning of the lithosphere beneath the Pannonian Basin during the Badenian, this caused decompression melting of the veined lithospheric mantle.

Keywords: ultrapotassic, clinopyroxene zoning, Balatonmária

Összefoglalás

A Balatonmária Bm–1 jelű fúrás közel 200 méter vastag, középső-miocén korú vulkáni rétegsort tárt fel. A kőzet-sorozat akár egyenként 20 m-es vastagságot is meghaladó lávakőzet- és vulkanoklasztit egységek váltakozásából áll. A vulkanoklasztitok a lávakőzetek áthalmazott termékei. Feltételezzük, hogy a vulkáni felépítmény egy szakaszosan növekvő lávadóm lehetett.

A balatonmáriai kőzet összetételét tekintve ultrakáli bazaltos trachiandezit. A fő ásványfázisai a klinopiroxén, a flogopit és az apatit, ami mellett kisebb mennyiségben jelenik meg olivin, ortopiroxén és földpát. A klinopiroxén fenokristályok rendkívül változatos és összetett zónásságot (normál, a foltos és az oszcillációs zónásság; gyakoriak a rezorpciós felületek is) mutatnak, ami komplex magmakamra-folyamatokra utal. A szöveti bélyegek és a kémiai összetétel adatai alapján többszöri magmabenyomulást és keveredési folyamatot rekonstruáltunk. A friss magmabenyomulások után intenzív konvekció és hibridizáció zajlott a magmakamrában. Kezdetben, a klinopiroxén kristályosodás mellett flogopit kiválása is zajlott. A flogopit fluortartalmú, akárcsak a jelentős mennyiségben megjelenő apatit is. Ez utóbbi ásványban, ami mikrofenokristályként, valamint klinopiroxénben zárványként egyaránt előfordul, a fluortartalom elérheti a 6 tömegszázalékot is! Mindezek az adatok arra utalnak, hogy az ultrakáli magmáknak jelentős fluorkoncentrációjuk lehetett.

Az ultrakáli magmák forrásterülete a szubdukciós komponenssel gazdagított, klinopiroxén-, csillám-, és F-apatit-gazdag erekkel átjárt litoszféraköpeny lehetett, aminek a részleges olvadása a Pannon-medence alatti litoszféra jelentős badeni korú elvékonyodásához kapcsolható.

Tárgyszavak: ultrakáli, zónás klinopiroxén, Balatonmária

Bevezetés

A balatonmáriai trachandezit egyik legfontosabb geokémiai karaktere az elsődlegesen magas káliumtartalma (HARANGI et al. 1995). A Kárpát–Pannon térségben számos kálium-gazdag kőzet-előfordulást (1. ábra) ismerünk, azonban csak három számít ultrakálinak ($K_2O > 3\%$, $MgO > 3\%$, $K_2O/Na_2O > 2$; FOLEY et al. 1987). Ezek a balatonmáriai trachandezit, a bári leucitit (HARANGI et al.

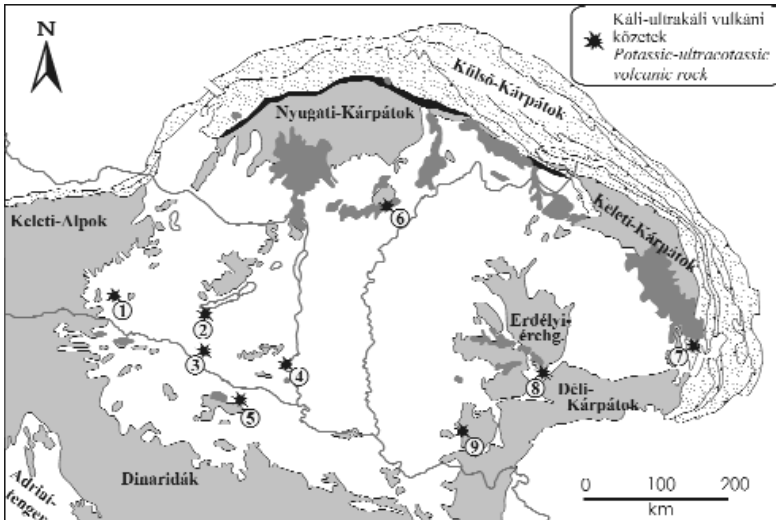
káli magmák kitörései sok esetben — így a Pannon-medencében is — minden előzmény nélkül történnek. Fontos tudni ezért, hogy a mélybeli magmaképződést követően milyen magmafejlődési folyamatok zajlanak a vulkáni kitörés előtt.

Földtani háttér

Balatonmária Bm-1 jelű fúrás a Tapolcai-medence délnyugati végében fekvő mélyedés neogén képződésének tárja fel (JÓZSA et al. 1993). A fúrást 1987-ben mélyítette a MÉV vizkutatás céljából. A fúrás 349,6 m és 517,7 m közötti szakaszában jelenik meg a vizsgált neogén vulkanit (Balatonmária-1. számú fúrás 1987). A fekvő enyhén metamorf paleozoos agyagpala, fedője pedig pedig szarmata sekélyvízi törmelékes-karbonátos üledékes kőzet (Balatonmária-1. számú fúrás 1987). A vulkanit felszíni előfordulása nem ismert, a környező fúrásokban (Balatonberény-2 — KÖRPÁS 1970; Balatonfényves-1 — KISS 1970) nem jelenik meg. A területről készült geofizikai szelvények nem állnak rendelkezésre, így a magmás test kiterjedése nem ismert.

A közel 200 m vastag vulkáni rétegsorban nem tapasztalható jelentős változékonyság. Uralkodóan szürke színű, biotitos, tömör és hólyagüreges lávakőzetek, illetve kisebb vulkanoklasztit-rétegek váltakozásából épül fel (2. ábra). A vulkanoklasztit törmelékei rokoníthatók egy-egy korábbi lávafolyás anyagával. Az egyes egységek néhány méter, vagy akár 20 m-t is meghaladó vastagságúak lehetnek.

A képződés kora K/Ar mérések (kb. 14 millió év, JÓZSA et al. 1993; $13,4 \pm 0,5$ és $15,8 \pm 0,4$ millió év, HARANGI et al. 1995) alapján középső-miocén, badeni. A térség miocén káli és ultrakáli kőzeteinek képződésére HARANGI et al. (1995) két lehetséges modellt vázolnak: a késő-paleogén-kora-miocén során az Alcaja és a Tiszai-lemez egymás mellé került, így a Közép-magyarországi, illetve a Balatoni nyírási zóna mentén történetelt szubdukció, amelynek következtében a köpenyék szubdukált üledékes komponenssel kontaminálódott. A középső-miocén során az extenzió okozta nyomáscsökkenéses olvadás reaktiválhatta a kisebb olvadáspontú metasomatizált köpenyrégiót, ami ultrakáli magmák képződéséhez vezetett. A másik, a szerzők által preferált modell szerint, a paleogén során a Magura-medence óceáni litoszféra lemezének déli irányú kis szögű szubdukciója magmaképződéshez nem vezetett, de intenzív metasomatizációt okozott az Alpi–Észak-Pannóniai-terrénum szubkontinentális litoszféraköpenyében. A középső-miocén extenzió miatt ezek a K-gazdag erek reaktiválódtak, így a nyomáscsökkenés okozta olvadás káli-ultrakáli magmákat eredményezett.



1. ábra. A Kárpát–Pannon térség káli-ultrakáli kőzetei

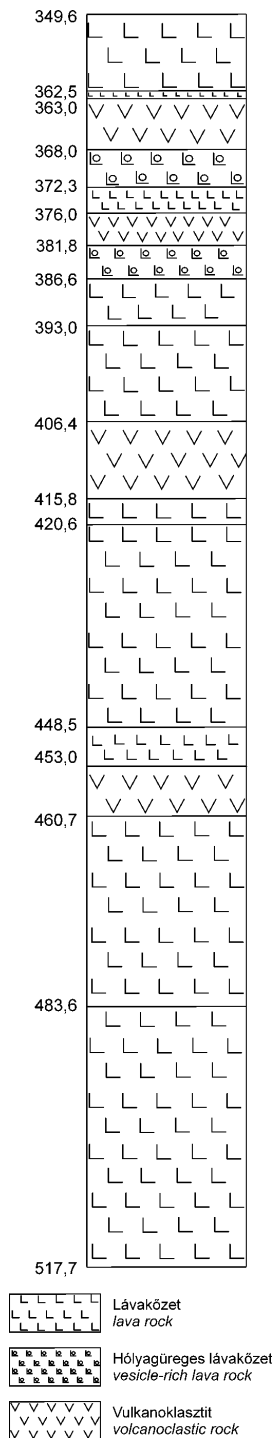
1 – Stájer-medence, 2 – Balatonmária, 3 – Szentá, 4 – Bár, 5 – Mt. Krndija, 6 – Bükkalja, 7 – Dél-Hargita, 8 – Mt. Uroiu, 9 – Gataia

Figure 1. Potassic-ultrapotassic rocks of the Carpathian-Pannonian Region

1 – Styrian basin, 2 – Balatonmária, 3 – Szentá, 4 – Bár, 5 – Mt. Krndija, 6 – Bükkalja, 7 – South Hargita, 8 – Mt. Uroiu, 9 – Gataia

1995), valamint a gataiai lamproit (SEGHEDI et al. 2008). A káli-ultrakáli kőzetek csak speciális geodinamikai környezetben képződnek (FOLEY et al. 1987, THOMPSON et al. 1989), mégpedig a metasomatizált köpeny, extenzió okozta nyomáscsökkenés, vagy köpenycső (plume) feláramlásához kapcsolódó hőmérsékletemelkedés hatására bekövetkező részleges olvadásával.

A kőzet másik fontos jellegzetessége a rendkívül összetett és változatos összetételű zónasságot mutató klinopiroxén fenokristályok jelenléte. A klinopiroxén érzékenyen reagál a kristályosító olvadék összetételének változására, akár zárt rendszerű folyamat, mint a frakcionációs kristályosodás, akár nyílt rendszerű folyamat okozza, mint például a magmakeveredés. Az ásványok részletes szöveti vizsgálata a geokémiai összetétel adataival párosítva lehetővé teszi a kőzet képződéséhez vezető magmakamrafolyamatok felderítését (pl. O'BRIEN et al. 1988, DOBOSI 1989, DOBOSI & FODOR 1992). Ezek a folyamatok jelentősen befolyásolhatják a vulkáni kitörés lefolyását is. Ezért, az aktív tűzhányók vizsgálatában is az utóbbi időben egyre nagyobb szerepet kapnak az olyan részletes ásványkémiai tanulmányok, amelyek alapján rekonstruálhatók a magmakamrában zajló folyamatok, azok körülményei (pl. NAKAWAGA et al. 2002, HUMPHREYS et al. 2006). Az ultra-



2. ábra. A Balatonmária-1 fúrás 349,6 m és 543,4 m közötti rétegsora
 Figure 2. Units of the Balatonmária-1 borehole between 346,6 and 543,4 m

Minták és vizsgálati módszerek

A vizsgált anyag egyrészt újonnan, másrészt korábban begyűjtött mintákból áll, amelyek már részben publikálásra kerültek (HARANGI et al. 1995).

A kiegészítő petrográfiai vizsgálatokra az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén került sor AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóp segítségével, 15 kV gyorsítófeszültségen. Egyes kisméretű ásványfázisok

azonosítására tájékoztató jellegű kémiai elemzést végeztünk a készülékre szerelt PU9800 típusú ED-spektrométer segítségével. Az ásványkémiai elemzéseket Bécsben, az Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung mikroszonda laboratóriumában végeztük, CAMECA SX100 típusú hullámhossz-diszperzív spektrométerrel felszerelt műszerrel. A bécsi Kőzettani Intézetben az új minták elemzése három fázisban történt: az izzítási veszteség meghatározása, főelem, majd nyomelem meghatározás. A minta előkészítések után a mintákat Rh-csővel felszerelt PHILIPS PW2400-as röntgenfluoreszcens spektrométerrel Peter NAGL (Institut für Petrologie, Universität Wien) mérte.

Petrográfia vizsgálatok

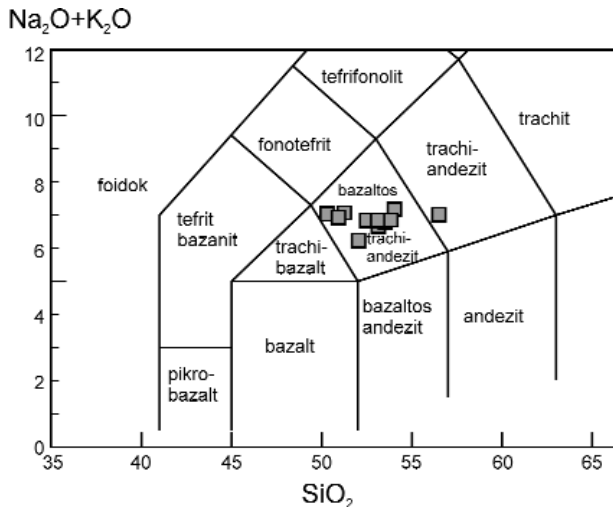
A lávaközetek fenokristályként saját- vagy félig sajátalakú klinopiroxént (0,25–2,5 mm), biotitot (0,25–3 mm) és esetleg földpátot tartalmaznak. A biotit részben vagy teljesen opacitosodott. Mikrofenokristályként ($\leq 150 \mu\text{m}$) klinopiroxén, apatit és néhány esetben olivin jelenik meg. Az alapanyag színe (színtelen, barna, fekete), kristályossági foka, üdesége, illetve az alapanyag és a fenokristályok aránya változó, vázát minden esetben szanidin- és plagioklászlecek alkotják, és a sűrűségüktől függően a kisebb-nagyobb szemcseközi teret közetüveg, piroxén és apatit töltheti ki. Az akcessóriák Fe-Ti-oxid ásványok (magnetit, ilmenit, titanomagnetit). A közetek szöveve általában pilotaxitos, ritkábban porfíros mikroholokristályos vagy glomeroporfíros. Ritkán megjelenik fél-néhány cm nagyságú, szabálytalan körvonalú közetzárvány is, amelyek biotitos, hólyagüreges és tömör lávaközetek. A zárványok alakja többnyire izometrikus, vagy szabálytalan, sokszor nem éles határvonallal különülnek el a bezáró közettől. Az alapanyag általában átkristályosodott, változó mértékben átalakult közetüveg.

A vulkanoklasztitok esetében a mátrix és a törmelékek színe általában eltérő, az előbbi színe világosbarna, az utóbbiak sötétebbek. A törmelékek 1 mm és néhány cm közötti, izometrikus vulkáni közetdarabok (fenokristályként zónás klinopiroxéneket és biotitot tartalmaznak, az alapanyagot többnyire kálföldpát- és plagioklászlecek alkotják) és ásványtörmelékek (rezorbeált, opacitosodott biotit, klinopiroxén). A mátrix feltehetőleg üveges volt, azonban teljesen agyagásványosodott. A szabálytalan alakú porusokat általában másodlagos kalcit tölti ki.

Teljesközet-összetétel

Főelemek

A közetek izzítási vesztesége alacsony (0,67–3,01%), ami azt jelzi, hogy a kőzet nem szenvedett jelentős másodlagos átalakulást, tehát az összetétele elsődlegesnek tekinthető. A közetek a TAS-diagramon (LE BAS et al. 1986)

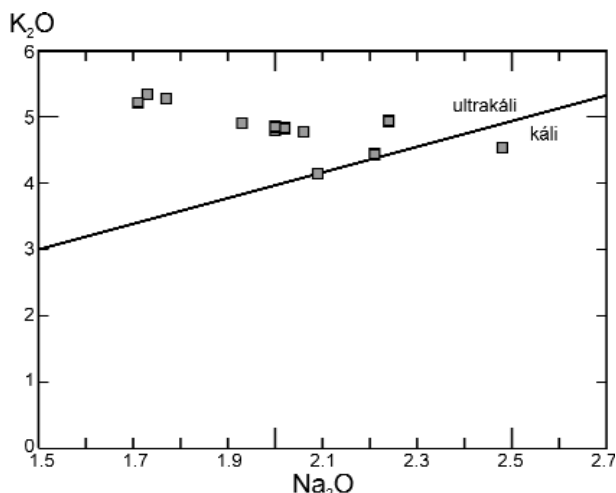


3. ábra. A vizsgált kőzetek TAS-diagram (LE BAS et al. 1986) szerinti besorolása

Figure 3. Classification of the studied rock types based on the TAS system (LE BAS et al. 1986)

a bazaltos trachandezit mezőbe esnek (3. ábra). A K_2O -tartalom (4,14–5,34%), illetve a MgO -tartalom (3,59–6,16%) nagyobb, mint 3%, valamint a K_2O/Na_2O arány (1,83–3,09) — két kivételtől eltekintve — nagyobb, mint kettő (4. ábra), tehát FOLEY et al. (1987) besorolása szerint ultrakáli kőzetnek számítanak. Fő- és nyomelem összetételük (I. táblázat) alapján a III. csoportba sorolhatók.

A kőzetben magas az Al_2O_3 - (13,37–15,73%), a CaO - (7,54–10,02%) és a P_2O_5 -tartalom (0,74–1,27%). Alacsony a TiO_2 -tartalom (0,97–1,27%) és a K_2O/Al_2O_3 arány (0,26–0,40), illetve relatíve alacsony a $mg\#$ ($Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})=0,54–0,62$, ahol $Fe^{2+}=0,85*Fe^{tot}$; MÜLLER et al. 1992). A SiO_2 és az Al_2O_3 , valamint a SiO_2 és a Na_2O között pozitív, míg a SiO_2 és a MgO , a SiO_2 és a Fe_2O_3 , a SiO_2 és a CaO , a SiO_2 és a K_2O , a SiO_2 és a TiO_2 , valamint a SiO_2 és a P_2O_5 között negatív korreláció tapasztalható.



4. ábra. A balatonmáriai kőzetek K_2O/Na_2O arányuk alapján ultrakáli típusúak

Figure 4. The K_2O and Na_2O content of the rocks

I. táblázat. A balatonmáriai kőzetek fő- (%) és nyomelem (ppm) összetétele

Table I. Major (wt%) and trace element (in ppm) composition of the Balatonmária rocks

	BMI-369	BMI-402	BMI-447
SiO_2	52,05	53,14	53,52
TiO_2	1,24	1,27	1,02
Al_2O_3	15,73	15,55	15,4
Fe_2O_3	8,95	8,18	8,37
MnO	0,22	0,21	0,13
MgO	5,17	5,09	5,64
CaO	8,23	8,76	7,98
Na_2O	2,09	2,21	2
K_2O	4,14	4,44	4,8
P_2O_5	1,01	1,03	0,84
I. V.	2,33	1,22	1,15
$mg\#$	57,21	59,02	60,93
Nb	18	18	15
Zr	216	215	186
Y	39	38	32
Sr	664	646	522
Rb	214	236	301
Ga	19	19	19
Zn	102	97	75
Cu	25	34	60
Ni	50	53	49
Co	33	28	29
Cr	150	153	142
Sc	29	30	25
V	214	224	192
Ce	51	43	56
Ba	1334	1354	1275
La	26	31	24

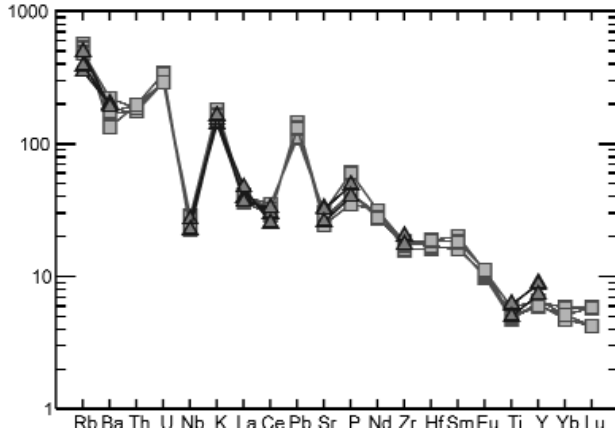
A függőleges szelvény mentén tapasztalható némi geo-kémiai változékonyság. A vulkáni működés korai termékei elkülönülnek, alacsony SiO_2 -, Al_2O_3 -, és Na_2O -tartalommal, valamint magas K_2O -, TiO_2 - és P_2O_5 -tartalommal rendelkeznek. A mélység csökkenésével, vagyis a vulkáni működés későbbi fázisai felé haladva általában véve csökken a K_2O -, és nő a Na_2O -tartalom.

Nyomelemek

Az FTS elemek (FTSE=First transition series elements — átmeneti fémek első sorozatának nyomelemei) koncentrációja alacsony (pl. $Cr=98–153$ ppm, $Ni=29–53$ ppm). A kőzetek a primitív köpenyhez (McDONOUGH & SUN 1995) képest gazdagodtak LIL elemekben (LILE=large ion lithophile elements — nagy ionsugarú litofil elemek; $Ba=898–1602$ ppm, $Sr=497–664$ ppm, $Rb=214–434$ ppm). HFS elem-tartalmuk (HFSE=high-field strenght elements — nagy térerejű nyomelemek) alacsony ($Zr=170–216$ ppm, $Hf=4,7–5,4$ ppm, $Nb=15–20$ ppm). A primitív köpeny

összetételre (MCDONOUGH & SUN 1995) normált nyomelem-diagramon (5. ábra) erős Ba és Nb, kisebb Ce, Sr és Ti negatív csúcs, valamint erős Rb és Pb, és kisebb U, K és P pozitív csúcs mutatkozik. A kondrit összetételre (NAKAMURA 1974) normált RFF diagramon gyenge könnyű RFF gazdagodás

minta/primitív köpeny



5. ábra. A balatonmáriai kőzetek primitív köpenyre (MCDONOUGH & SUN 1995) normált nyomelem eloszlása. Háromszög = új mérések (I. táblázat); négyzet = HARANGI et al. 1995

Figure 5. Primitive mantle (MCDONOUGH & SUN 1995) normalized trace element variation diagrams for the Balatonmária rocks. Triangle = new datas (Table I.); square = HARANGI et al. 1995

látszik, a görbe dőlése egyenletes, nagyon gyenge Eu negatív anomália látható. A kőzet gazdagodott könnyű RFF-ben, a nehéz RFF-hez képest (La/Yb= 9,16–12,21).

A mélység növekedésével egy általános Cr-gazdagodás tapasztalható. A Ba-tartalom és Nb-tartalom változókéony, de alapvetően csökken a mélységgel. A Ni-, a Sr-, a Zr-, valamint az Pb-tartalomban nem mutatkozik jelentős változókéonyosság.

Ásványkémiai adatok

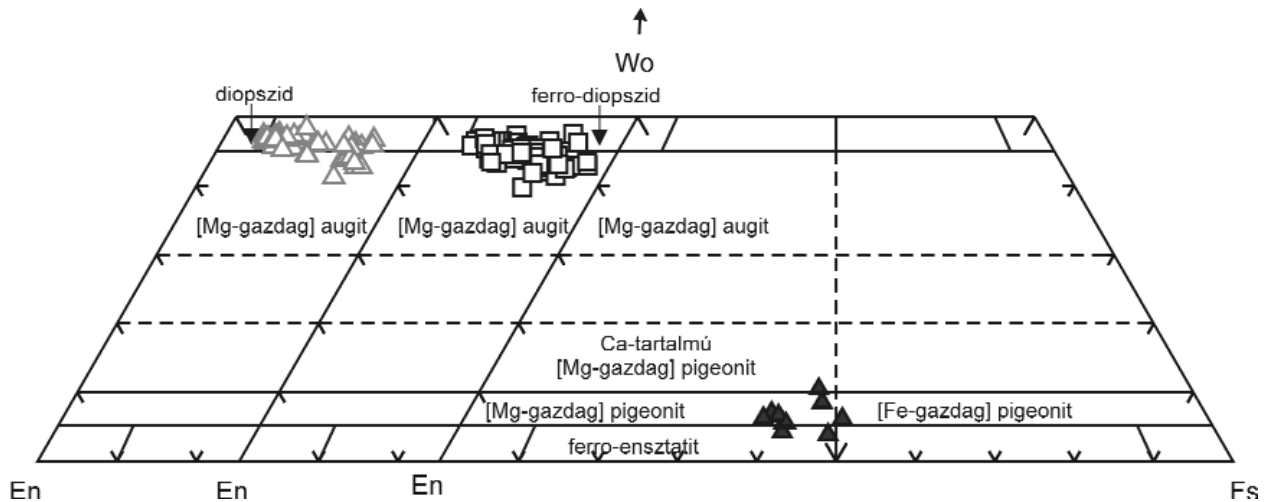
Piroxének

A klinopiroxén összetett zónásságot és jelentős összetételbeli változókéonyosságot mutat. Az IMA szerinti nevezéktan (MORIMOTO 1988, ROCK 1990) alapján a fenokristályok összetétele (II. táblázat) diopszid, ferrodiopszid és Mg-gazdag augit között változik (En_{34,23–48,33}Wo_{39,79–48,24}Fs_{37,69–47,71}; 6. ábra), egy gyenge trend figyelhető meg a vasdúsulás és a kalcium-, illetve magnéziumszegényedés irányába. Az alapanyag piroxénjének összetétele a Fe-gazdag pigeonit, ferroszitatit, Ca-tartalmú Mg-gazdag pigeonit, mezőbe esik (En_{46,11–56,02}Wo_{3,89–10,49}Fs_{37,69–47,71}; 6. ábra).

A mg# (Mg/(Mg+Fe²⁺)) vs. Ti diagramon (7. ábra) a klinopiroxén fenokristályok magjai 3 csoportra különülnek. Az első csoport jól lehatárolható, magas mg-számmal (átlagosan 0,95), de alacsony Ti-tartalommal (átlagos Ti-tartalom: 0,29%) jellemezhető. A második csoport, kevésbé jól lehatárolható, a magok Ti-tartalma és mg-száma

II. táblázat. Reprezentatív klinopiroxén kémiai összetétel adatok. A cpx1–4 ásványok, valamint az egyes mérési pontok a 8–11. ábrán láthatók. Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺)
Table II. Representative analyses of clinopyroxenes from the Balatonmária trachyandesite. The last numbers of the sample names correspond to the analysis positions illustrated in Figure 8–11. Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺)

	cpx1_1	cpx1_2	cpx2_3	cpx2_4	cpx2_5	cpx2_6	cpx3_7	cpx3_8	cpx3_9	cpx3_10	cpx3_11	cpx4_12	cpx4_13	cpx4_14	cpx4_15	cpx4_16
SiO ₂	52,47	50,83	50,46	50,88	52,79	50,49	50,51	52,20	50,81	52,39	51,20	52,06	50,45	51,28	50,99	51,46
TiO ₂	0,27	0,43	0,39	0,49	0,34	0,45	0,36	0,40	0,42	0,44	0,53	0,54	0,25	0,34	0,43	0,44
Al ₂ O ₃	1,19	1,95	2,51	2,46	1,03	2,53	2,56	1,59	2,33	1,44	2,50	1,63	1,47	2,07	1,96	2,13
Cr ₂ O ₃	0,35	0,02	0,01	0,00	0,09	0,02	0,05	0,04	0,00	0,15	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00
FeO	3,65	7,15	10,31	7,70	4,63	8,96	11,57	6,86	9,61	6,05	9,45	5,08	13,01	8,11	8,21	7,08
MnO	0,13	0,25	0,41	0,21	0,14	0,27	0,52	0,24	0,39	0,21	0,34	0,11	0,56	0,25	0,23	0,21
MgO	17,53	15,21	12,85	14,80	16,92	14,02	13,04	15,93	14,40	16,88	14,75	16,26	12,07	14,46	14,64	15,40
CaO	23,40	22,26	22,28	22,77	23,95	22,26	20,38	22,19	21,17	21,78	20,30	23,56	21,00	22,60	22,09	22,44
Na ₂ O	0,13	0,17	0,21	0,16	0,12	0,18	0,32	0,22	0,28	0,13	0,20	0,19	0,24	0,18	0,13	0,15
Totál	99,11	98,28	99,42	99,47	100,00	99,18	99,31	99,68	99,40	99,47	99,28	99,42	99,03	99,32	98,72	99,31
mg#	0,97	0,86	0,74	0,85	0,94	0,80	0,71	0,86	0,79	0,88	0,76	0,92	0,67	0,82	0,81	0,85
En	48,07	43,01	36,85	41,56	45,96	39,84	37,82	44,41	40,87	46,83	42,35	45,03	34,69	40,85	41,53	43,23
Wo	46,12	45,24	45,91	45,96	46,78	45,45	42,49	44,47	43,19	43,42	41,89	46,90	43,40	45,90	45,03	45,28
Fs	5,81	11,75	17,24	12,47	7,26	14,71	19,69	11,12	15,94	9,75	15,76	8,08	21,90	13,25	13,43	11,49



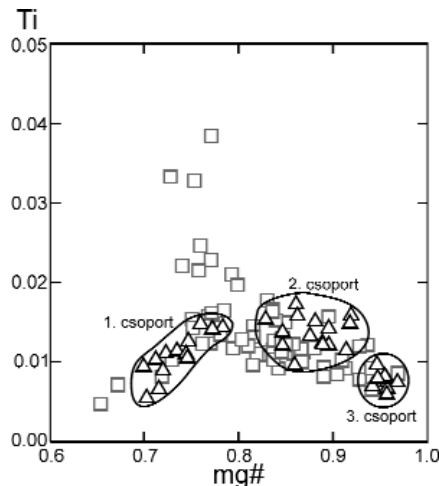
6. ábra. A piroxének besorolása (MORIMOTO 1988, ROCK 1990). Üres háromszög = kristálymag; négyzet = köztes zóna, kristályperem; teli háromszög = alapanyag piroxénjei

Figure 6. Classification and chemical variation of clinopyroxenes in the Balatonmária ultrapotassic rocks. Open triangle = core; square = inner zone rim; filled triangle = groundmass

Biotit

A mintában található csillámok esetében az Al-tartalom mérsékeltten növekszik a Fe/Mg aránnyal, így az adatok a flogopit-sziderofillit trendre esnek. A Mg/Fe arány — két kivételtől eltekintve — nagyobb, mint kettő, ami a flogopit és a biotit közti határt jelzi (pl. MACDONALD et al. 1992, MEYER et al. 1994), így a mintában található csillámok a flogopitmezőbe esnek.

A Ti-tartalom (1,61–5,45%) és a mg# ($Mg/(Mg+Fe^{tot})$) = 0,64–0,81) egyaránt tág határok között változik, azonban erős negatív korreláció mutatkozik a két változó között ($r^2=0,77$). A vizsgált szemcsék F-tartalma 0,50–2,86% között változik. A csillámok BaO-tartalma alacsony (kimutatási határ alatti – 1,95%). Néhány reprezentatív összetételt a III. táblázat tartalmaz.



7. ábra. A Ti-tartalom és a mg-szám ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) változása a klinopiroxén fenokristályokban. Háromszög = kristálymag, négyzet = köztes zóna, kristályperem

Figure 7. Compositional variation of the clinopyroxene phenocrysts, plotted on mg# [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$] vs. Ti diagram. Triangle = core, square = inner zone, rim

egyaránt változékony (mg#=0,91–0,85; Ti-tartalom: 0,34–0,64%), nincs köztük lineáris korreláció. A harmadik csoport elnyúltabb, a Ti-tartalom (0,51–0,19%) és a mg# (0,78–0,70) között erős pozitív korreláció ($r^2=0,76$) tapasztalható.

A klinopiroxén fenokristályok Ti/Al aránya 0,069 és 0,319 között változik. Az adatok többsége, magok és zónák egyaránt, alacsony Ti-tartalommal (0,24–0,88%), és alacsony Ti/Al aránnyal (~0,125) rendelkeznek, míg néhány zóna, többnyire legkülső szegély, magasabb Ti-tartalommal (0,7–1,36%), és magasabb Ti/Al aránnyal (~0,25) jellemezhető.

III. táblázat. Reprezentatív csillám kémiai összetétel adatok (%). -: nincs adat
Table III. Representative mica compositions (wt%). -: not analysed

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	36,63	36,73	36,43	37,51	36,61	38,04
TiO ₂	5,08	4,11	4,19	2,34	4,05	2,14
Al ₂ O ₃	16,28	15,40	15,19	15,18	15,56	14,95
FeO	12,52	12,21	11,62	10,77	10,89	9,08
MnO	0,06	0,08	0,03	-	-	0,06
MgO	16,12	16,50	16,93	18,64	16,83	19,64
CaO	0,01	0,03	0,02			0,03
Na ₂ O	0,33	0,23	0,28	0,34	0,26	0,31
K ₂ O	9,67	10,12	9,66	9,57	9,29	9,74
BaO				0,34	0,60	0,73
F	0,85	1,40	0,81	2,01	1,30	1,00
Totál	97,55	96,81	95,16	96,70	95,39	95,71
mg# (Fe ^{tot})	0,70	0,71	0,72	0,76	0,73	0,79

Apatit

A F-tartalom rendkívül változó, azonban mind a zárványként, mind a mikrofenokristályként megjelenő apatitok esetében relatíve magas (2,55–7,48%), a Cl-tartalom alacsony (<1%). Az adatok többségénél a F-tartalom magasabb, mint 3,767%, tehát már nem illeszthető be a sztöchiometrikus képletbe (PICCOLI & CANDELA 2002). Hasonló jelenséget írnak le SEGHEDI et al. (2008) a gataiai lamproit esetében, ahol az apatitok F-tartalma 2,6–3,7% között változik, de a 4,5%-ot is elérheti, továbbá egyéb publikációkban is szerepel magas F-tartalomú apatit (pl. EDGAR & CHARBONNEAU 1991 — 2,64–6,40%). A mikrofenokristályok F-tartalma szűkebb határok közt változik (3,94–6,07%; átlagosan 4,54%), míg a zárványként megjelenő apatitok esetében sokkal szélesebb ez a tartomány (2,55–7,48%). Más tekintetben nincs jelentős különbség az apatitok között.

Olivin

Valamennyi olivin vasgazdag ($\text{Fo}_{56,12-60,73}$), NiO-tartalmuk alacsony (kimutatási határ alatti – 0,05%), CaO-tartalmuk viszonylag magas (0,29–0,39%). Figyelemre méltó, hogy az olivinek foszfor tartalmúak. A P_2O_5 -tartalmuk 0,056–0,189% között változik. MILMAN-BARRIS et al. (2008) által vizsgált foszfortartalmú olivinekben a P_2O_5 -tartalom kimutatási határ alatti érték és 0,2–0,4% között változik, míg az általuk említett irodalmakban a földi olivinekben mért legmagasabb P_2O_5 -tartalom 0,2%. NTAFLOR & SEGHEDI (2007) a gataiai lamproit olivinjeiben a foszforra nézve oszcillációs zónásságot, illetve a mag magas, maximálisan 0,80 %-os P_2O_5 -tartalmát mutatták ki.

Földpát

Az alapanyagként előforduló földpátok bytownitosszerű plagioklászok ($\text{Ab}_{22,10-26,96}\text{An}_{69,92-75,20}\text{Or}_{2,70-4,01}$), illetve szanidinek ($\text{Ab}_{25,19-27,21}\text{An}_{4,21-5,63}\text{Or}_{67,99-70,60}$).

A klinopiroxén fenokristályok zónássági típusai

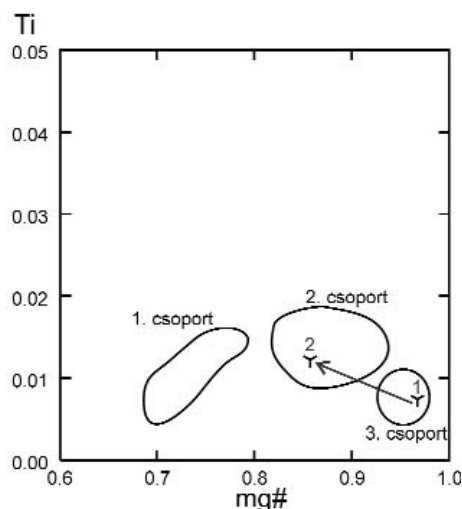
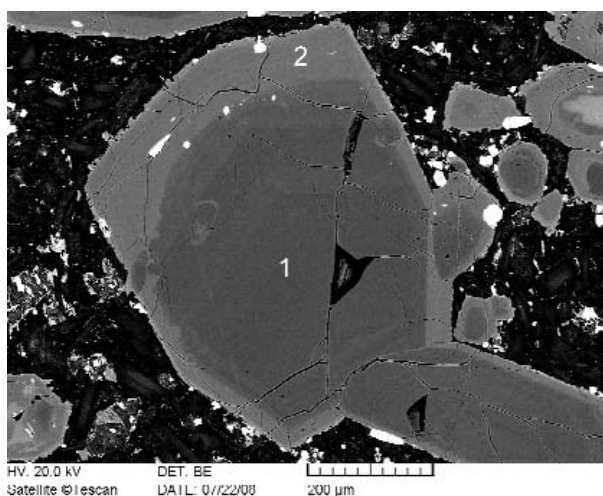
Polarizációs mikroszkóppal vizsgálva a szemcsék többnyire színtelenek, homogének, csak ritkán figyelhető meg normál zónásság, illetve kereszttezett nikolok mellett oszcillációs zónás kioltás. Elektronmikroszondával vizsgálva azonban valamennyi szemcse összetételbeli zónásságot mutat, valamint valamennyi szemcsén megfigyelhető egy vékony, néhány mikrométeres világos szegély, amely a többi zónához képest magasabb Ti-tartalommal (>1%) rendelkezik. A zónásság valamennyi szemcse esetében rendkívül összetett, a legjellemzőbb zónásság alapján három típusba, és további két altípusba sorolhatók a klinopiroxének.

I. típus

A mag idiomorf vagy kis mértékben rezorbeált, Mg-dús, összetétele a 1. csoportba esik, tehát alacsony Ti-tartalom, és magas mg# jellemzi (8. ábra). A magban ritkán nagyon sűrű oszcillációs zónásság figyelhető meg, azonban a sávok között csak egészen minimális összetételbeli különbség van. A szegély 20–100 μm széles, idiomorf, Fe-dúsabb, összetétele a 2. csoportba esik, vagyis közepes mg-számmal és Ti-tartalommal jellemezhető. Az összetételük alapján ezek a szemcsék normál zónásak. A mag és a szegély között a határvonal éles. A mag általában nem, míg a szegély kis mennyiségben tartalmaz apatitot.

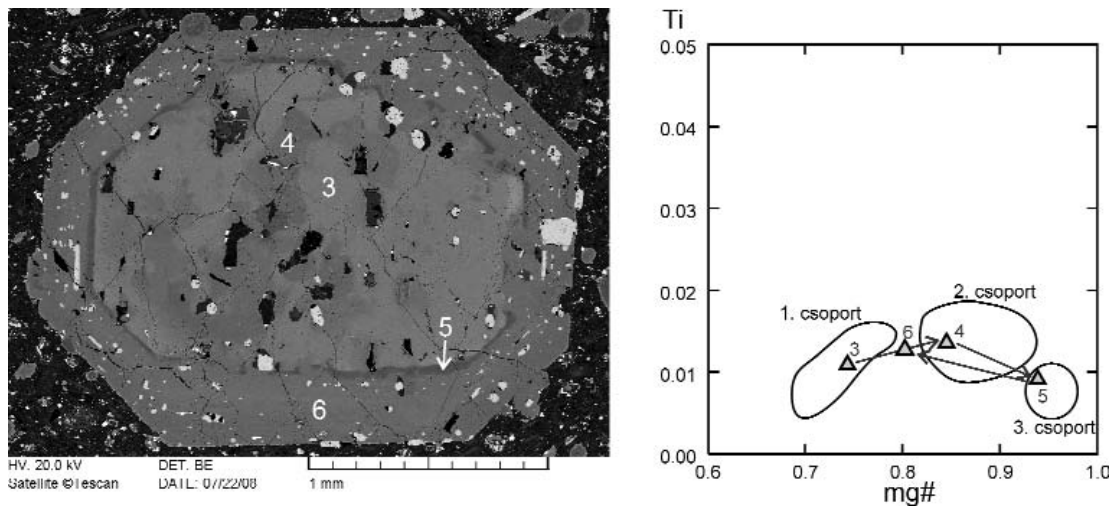
II. típus

A mag foltos zónás, összetétele a Fe-gazdag, 3. csoportba, illetve a Mg-gazdag, 2. csoportba esik (9. ábra). Az előző csoport szegélyéhez képest, ez a típusú mag nagyobb mennyiségben tartalmaz apatitot, azonban többnyire az üregekhez kötődnek. A szegély lehet oszcillációs zónás (a 2.



8. ábra. Az I. típusba tartozó klinopiroxén fenokristály szövete és összetételének változása

Figure 8. Mineral texture and chemical composition variation of a representative type I. clinopyroxene phenocryst



9. ábra. A II. típusba tartozó klinopiroxén fenokristály szövete és összetételének változása

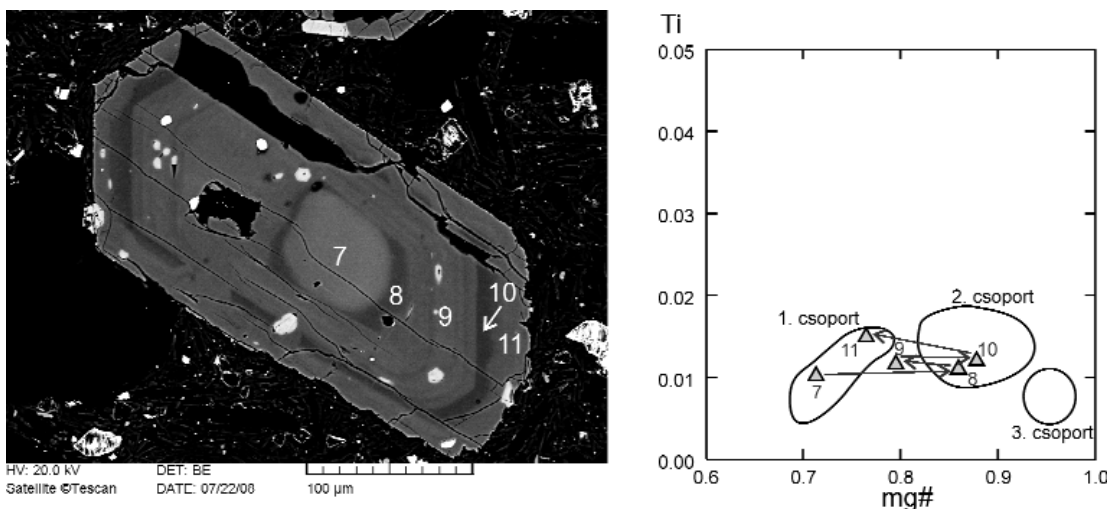
Figure 9. Mineral texture and chemical composition variation of a representative type II clinopyroxene phenocryst

és a 3. csoport közé eső összetétellel rendelkező sávok változása), vagy normál zónás (Mg-gazdag felől fokozatos átmenet a vasdúsabb felé), ritkán homogén. Az egyes mintákon megfigyelhető nagyon sötét, többnyire rezorbeált zóna összetétele az 1. csoportba esik. A mag erősen rezorbeált, hipidiomorf-xenomorf. A mag és a szegély közti határvonal éles, szabálytalan lefutású. A szegély minden esetben nagy mennyiségű apatitot tartalmaz.

III. típus

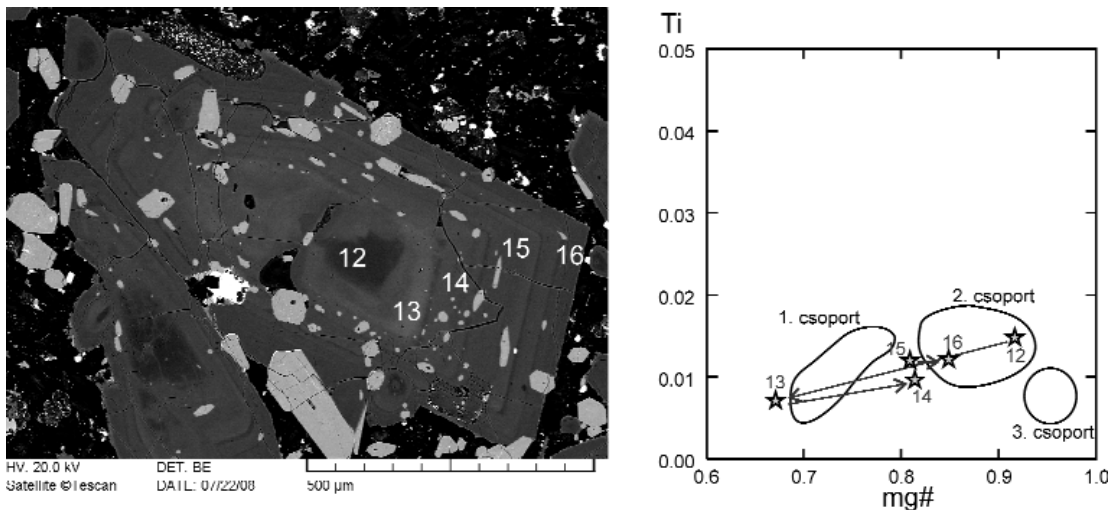
Ez a legnépesebb, és ebből adódóan a legváltozatosabb csoport. Az ide tartozó ásványok közös vonása, hogy Mg-gazdag és Fe-gazdag zónák felváltva követik egymást. Egy szemcsén belül többszöri rezorbcio is előfordulhat. A mag minden esetben erősen rezorbeált, xenomorf, lehet Fe-gazdag, a 3. csoportba eső összetételű (III/a altípus; 10. ábra), vagy Mg-gazdag, többnyire a 2., ritkán az 1. csoport-

ba eső összetételű (III/b altípus; 11. ábra). A magot minden esetben egy eltérő összetételű zóna követi, azonban a zónásság további mintázata szinte szemcsénként változik. A belsőbb zónák valamint a szegély lehet oszcillációs zónás (akár 10-12 eltérő összetételű sáv változása), ilyen esetekben az egyes sávok közt a határvonal éles, lefutása az idiomorf kristályalaknak megfelelő. Sok esetben a magot követően csak 2-3 eltérő összetételű zónát lehet elkülöníteni, a zónák közt a határvonal éles, de gyakran a rezorbcio miatt szabálytalan lefutású. Ritkán előfordul, hogy egyetlen fejlettebb zóna veszi körbe a Mg-gazdag magot, de sokkal gyakoribb a komplex, több, változatos összetételű zónákból álló mintázat. A zónák összetétele tág határok közt változik, átfedhetnek valamennyi csoportot alkotó magok összetételével, vagy az egyes csoportok közé eső összetétellel jellemezhetők. A csoport zárványosság szempontjából is nagyon változatos, vannak szinte teljesen apatitmentes szemcsék, illetve rendkívül apatitgazdagok is.



10. ábra. A III/a típusba tartozó klinopiroxén fenokristály szövete és összetételének változása

Figure 10. Mineral texture and chemical composition variation of a representative type III/a clinopyroxene phenocryst



11. ábra. A III/b típusba tartozó klinopiroxén fenokristály szövete és összetételének változása

Figure 11. Mineral texture and chemical composition variation of a representative type III/b clinopyroxene phenocryst

A jelenségek értelmezése

A vulkáni felépítmény jellege

Néhány aktív, illetve közelmúltban aktív, káli-ultrakáli magmatizmussal jellemezhető vulkán, mint például a Batu Tara (Indonézia, STOLZ et al. 1988) alapján elmondható, hogy az ilyen kémiai összetételű magmák általában sztrato-vulkánt építenek. A térség káli-ultrakáli képződményei, mint például az Arany-hegy (Mt. Uroiu; SEGHEDI et al. 2007), vagy a Mt. Krndija esetében (PAMIC et al. 1995) azonban a vulkáni építmény lávadóm volt.

A balatonmáriai rétegsorban a lávaközetek dominálnak, vastagságuk 0,5 és 28 m között változik. A tömeges láva-rétegeket általában egy hólyagüreges és/vagy vulkanoklasztit-réteg követ. A lávaközetek mikroszkópos szöveti bélyegei, mint például az alapanyag eltérő kristályosságai foka, arra utal, hogy egy adott képződmény eltérő fáciesét képviselik. Az üveges alapanyag azt jelzi, hogy a láva hirtelen megszilárdult, ez akár egy lávafolyás, akár egy lávadóm peremi fáciesét is képviselheti. A pilotaxitosporfíros mikroholokristályos szövet lassú hűlésre utal, ami a lávafolyás, vagy a lávadóm belső részein lehetséges. Mivel megjelenik illótartalmú ásvány (F-tartalmú csillám, F-apatit), így a magma jelentős illótartalommal rendelkezhetett, azonban a vulkanoklasztitok mikroszkópos szöveti jellegei egyértelműen kizárják, hogy a kőzet robbanásos vulkáni működéssel, majd pirokklasztikussal keletkezett volna. A vulkanoklasztitok kőzettörmelékei (izometrikus, zónás klinopiroxént és flogopitot tartalmazó vulkáni kőzetdarabok) egyértelműen rokoníthatók egy-egy korábbi lávaközet anyagával, tehát azoknak az áthalmozott darabjai lehetnek. A többé-kevésbé egységes, és üveges alapanyag arra utal, hogy a törmelékek még forrón kerültek egymás mellé, majd a levegőn hirtelen kihűltek, üvegesen megdermedtek. Ez történik a lávadóm oldalán legördülő teljesen vagy részben megszilárdult törmelékek felhalmozódása során.

Részletes terepi megfigyelések hiányában, pusztán a fúrómagok alapján nehéz meghatározni, hogy milyen típusú kitöréshez vagy kitörésekhez köthető a rétegsor képződése, illetve, hogy milyen lehetett a vulkáni felépítmény. A lávafolyás jellege a feltörő magma viszkozitásától függ, amit pedig számtalan tényező befolyásol, mint az olvadék összetétele, elsősorban SiO₂-tartalma, illótartalma, kristályossági foka, valamint a hőmérséklet és a nyomás (BEST 2003a).

Bár a kőzetek teljes kőzet összetételéből becslést viszkozitás (10³–10⁴ Pas nagyságrendű, WOHLITZ 1999) alapján aa, vagy blokkos lávafolyásra következtethetünk (KILBURN 2000), az egyéb paraméterek miatt nem zárható ki a lávadóm sem, amely viszkózusabb magmák kitörésekor keletkezik (FINK & ANDERSON 2000).

Figyelembe véve a teljes rétegsor, illetve egy-egy lávaegység vastagságát, valamint a vulkanoklasztitok áthalmozott jellegét, úgy véljük, hogy a legvalószínűbb vulkáni felépítmény egy lávadóm lehetett. A szelvény mentén tapasztalható geokémiai változékonyság, valamint az ismétlődő lávafolyások arra utalnak, hogy a lávadóm növekedése szakaszos volt.

Magmakamra-folyamatok

A több fajta klinopiroxén zónássági típus egy mintában történő megjelenése, illetve a nem egyensúlyi szövet (pl. többszöri rezorbcio) legkézenfekvőbb magyarázata a magmakeveredés. Ezt alátámasztja az is, hogy egy bazaltos trachandezites, a teljes kőzetnek megfelelő mg-számú magmából nem kristályosodhattak a nagyon magas mg-számú (≥0,90) klinopiroxén-magok, ehhez mindenképpen feltételeznünk kell egy primitív, mafikus olvadékat.

Feltéve, hogy a klinopiroxén fenokristályok magjai az eredeti olvadék összetételét tükrözik (NAKAWAGA et al. 2002), akkor a mg# vs. Ti diagramon 3 csoportba elkülönülő mag 3 eltérő összetételű olvadékra utal. A 3. csoport alacsony mg-száma (0,70–0,78) egy fejlettebb magmára (A

magma), a 2. csoport viszonylag magas mg-száma (0,85–0,91) egy primitívebb olvadékra (*B* magma), míg az 1. csoport nagyon magas mg-száma (átlagosan 0,95) egy egészen primitív, mafikus magmára utal (*C* magma). Tehát, feltehetőleg legalább 3 magma keveredésével kell számolni. A magmakamra mélységére vonatkozólag kvantitatív becslésre nincs lehetőség, de kvalitatív a klinopiroxének Ti/Al aránya jelzi, hogy milyen nyomáson kristályosodtak (KUSHIRO 1969). A Ti két Al-mal együtt lép be a kristályrácsba, azonban az Al egyéb módon is stabilizálódhat a kristályban, amelyeknek a magasabb nyomás kedvez, tehát a nagyobb Ti/Al arány kisebb nyomást jelez (KUSHIRO 1969). HARANGI (2002) mindezek alapján azt a magyarázatot adta a balatonmáriai magmafejlődésre, hogy a kristályosodás nagyobb mélységben kezdődhetett, majd alacsonyabb nyomáson fejeződött be, vagyis a magmakeveredés nagy mélységben történhetett, a szegély és alapanyag pedig már sekélyebb mélységben kristályosodott. Ezt az elméletet a jelenlegi adatok is alátámasztják.

A 3. csoportban, tehát az *A* magmát képviselő piroxénmagok esetében, egy határozott pozitív korreláció látszik a Ti és a mg# között. A mg-számban tapasztalható változás magyarázható normál frakcionációs trenddel, azonban a Ti-tartalom éppen ellentétesen változik, mint ahogy az irodalmi adatok alapján (DOBOSI et al. 1991, CUNDARY & SALVIULO 1989) a frakcionáció során várnánk. A Ti beépülése a klinopiroxénbe számos fizikai és kémiai paramétertől függ. A Ti helyettesítheti a Si-t a tetraéderes koordinációban, amelynek a magas hőmérséklet kedvez, míg a $Ti^{VI}Al^{IV}_2MgSi_2$ páros helyettesítés inkább alacsonyabb hőmérsékleten zajlik. A klinopiroxének Ti-tartalma függ a kristályosító olvadék összetételétől, valamint az oxigénfugacitástól is, a kis oxigénfugacitás ugyanis a Ti oxidfázisba lépésének kedvez (CUNDARY & SALVIULO 1989). ROCK et al. (1994) további két tényezőt említ, amely befolyásolja a klinopiroxének Ti-tartalmát: a klinopiroxének Ti-tartalma hirtelen megnövekedhet gyors növekedés és túlhűlés hatására, azonban egy együtt kristályosodó Ti-gazdag fázis a piroxénben Ti-csökkenést okozhat. A balatonmáriai flogopitok esetében a csökkenő mg-számmal növekvő Ti-tartalmat tapasztalunk. Feltételezhető tehát, hogy a piroxének esetében a Ti-csökkenés oka a flogopit együttlágyosodása, a flogopit fokozatos kristályosodása ugyanis csökkenthette a maradék-olvadék Ti-koncentrációját. Mindezek alapján legkézenfekvőbbnek az látszik, hogy a differenciálódó *A* magma tartózkodhatott a mélybeli magmakamrában, amelyben a flogopit mellett a 3. csoport klinopiroxénjei kristályosodtak.

Az esetenként megjelenő Mg-gazdag, az 1. csoport magjainak összetételével rokonítható, tehát a *C* magmából kristályosodott köztes zóna az *A*, a *B*, vagy a kettő keverékéből származó hibrid magmából kristályosodott magokra, illetve belsőbb zónákra ránövekedve jelenik meg. A differenciációt követően tehát előbb a *B*, majd a még primitívebb *C* magma nyomulhatott be a magmakamrába. A piroxének zónássága és összetételbeli változékonysága alapján további következtetéseket tehetünk a magmakamrában játszódó folyamatokra (12. ábra). A friss magmabenyomulás intenzív keveredést

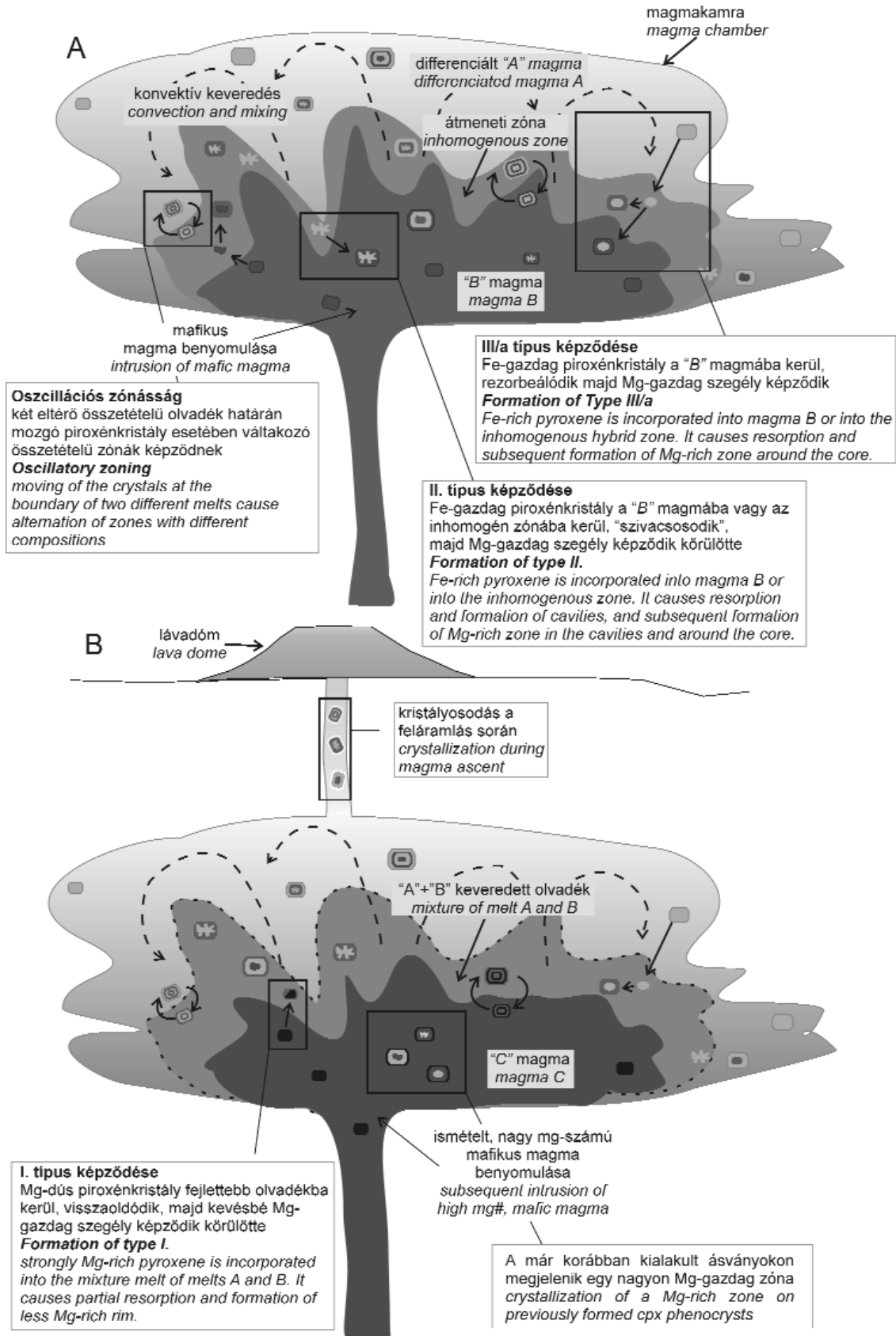
okozott, a közel azonos hőmérsékletű magmák között homogenizáció indult meg, ezáltal egy rendkívül inhomogén, kevert zóna jöhetett létre a két magma határán. A keveredés hatására egyes piroxén-kristályok egy eltérő összetételű olvadékba kerülhettek, ahol visszaoldódtak, majd az új összetétellel egyensúlyban lévő ásványfázis kezdett körülötniük kiválni. Az ismételt rezorbció, valamint a szegélyt alkotó zónák tág határok közt változó összetétele azt mutatja, hogy ez a folyamat újra és újra bekövetkezett, tehát az ásványszemcsék inhomogén olvadékszónában mozogtak. Egy adott zóna vastagsága, illetve a zónák közti rezorbció utalhat arra, hogy az ásvány mennyi időt töltött egy adott olvadéktípusban. Ahol az egymás mellett lévő zónák összetétele közt nagyobb a különbség, ott általában intenzív visszaoldódást tapasztalunk. Ez azt jelenti, hogy az ásványszemcsé viszonylag hosszabb időt tölthetett a vele egyensúlyban nem álló olvadékban. Előbb visszaoldódott és csak azután kezdődött meg az újabb zónák kristályosodása. A sűrű, oszcillációs zónás, idiomorf kristályalaknak megfelelő határvonalakkal érintkező zónák esetében feltehetőleg az ásvány ide-oda mozgott a két eltérő összetételű olvadék határán, gyorsan kristályosodott, az újabb és újabb zóna meggátolta a visszaoldódást. Az I. típus magjaira esetenként jellemző oszcillációs zónásság azonban valószínűbb, hogy a gyors kristályosodás következtében (O'BRIEN et al. 1988) alakult ki, mivel az egyes sávok összetétele között nincs jelentős különbség.

A legegyszerűbb, normál zónásságot az I. típus esetében tapasztalunk, amelynek magjai a *C* magmából kristályosodtak. Feltehetőleg az egyes szemcsék nem tartózkodtak elegendően hosszú ideig a magmakamrában ahhoz, hogy összetettebb zónásság kialakuljon. Mint ahogy azt hasonló rendszerek esetében is feltételezik (pl. NAKAWAGA et al. 2002). Elképzelhető, hogy a kitörést a legutoljára benyomuló mafikus, vagyis a *C* magma indította el.

A magma felemelkedése során a piroxénkristályokra egy vékony, Fe- és Ti-gazdag perem növekedett, valamint megkezdődött a flogopitok opacitósodása. A magma illótartalmának, illetve oxigénfugacitásának — felemelkedés hatására bekövetkezett — változása miatt, az illótartalmú ásványok, mint a csillám instabillá válnak, s reakcióba lépnek a magmával, aminek következtében a peremükön illómentes fázisok (piroxén, földpát ± Fe-Ti-oxidok) képződnek (RUTHERFORD & GARDEN 2000). Elképzelhető azonban az is, hogy az opacitósodás a vulkáni kitörés után, a felszínen történt. A felszínre ömlött lávában, ahogy a hűlési front halad, úgy érvényesül a légköri víz- és oxigénfugacitás, következésképpen a víztartalmú fázisok instabillá válnak, és helyettük szilárd fázisú átkristályosodással illómentes, és a magasabb oxigénfugacitásnak megfelelő stabilitású fázisok jönnek létre (pl. piroxén, földpát, magnetit; BEST 2003b).

A magmák összetétele és fejlődése

Mivel a kőzet képződésében jelentős szerepet játszott a magmakeveredés, így a teljes kőzet már egy kevert magma összetételét tükrözi. HARANGI et al. (1995) a nyomelem-



12. ábra. A magmakamrában lejátszódó folyamatokat bemutató modell az első (B), illetve a második (C) magma benyomulását követően
Figure 12. Magma chamber processes after the intrusion of the first (B) and the second (C) mafic melt

arányok alapján nem valószínűsíthetők jelentős mértékű kéreganyag-kontaminációt, tehát a geokémiai jelek a forrásrégió természetét tükrözik. Mindhárom magmának közös forrásrégiót feltételezve, a magas K-, P_2O_5 -, valamint F-tartalom feltehetőleg mindhárom magmára jellemző volt.

A magmafejlődésben a legfontosabb szerepe a klinopiroxének kristályosodásának volt. Már korai fázisként megjelentek, és végig kristályosodtak. Ezek összetételbeli változása érzékenyen jelzi a különböző magmák benyomulását és keveredését, valamint az egyidőben kristályosodó ásványfázisok (pl. flogopit) olvadékösszetételre gyakorolt hatását. További információkat kapunk a frakcionációs folyamatokról a teljes kőzet adatokból. Az FTS elemek alacsony koncentrációja valamilyen mafikus ásvány (valószínűleg Mg-gazdag olivin) korai frakcionációját jelzi. A teljes kőzet SiO_2 -tartalmának összehasonlítása egyéb elemek koncentrációjával, megerősítik a petrográfiai és ásványkémiai megfigyeléseket, mi szerint a K_2O és a SiO_2 negatív korrelációja a flogopit kiválását jelzi, a P_2O_5 és a SiO_2 negatív korrelációja pedig az apatit frakcionációjára utal. Az apatit kiválását alapvetően a magma SiO_2 -tartalma, illetve a hőmérséklet befolyásolja. Minél nagyobb a SiO_2 -tartalom, illetve minél kisebb a hőmérséklet, az apatit annál korábban válik ki, a nyomástól gyakorlatilag függetlenül (WATSON 1979, 1980). Mafikus rendszerekben az apatit tehát csak viszonylag későn jelenik meg. Azonban a magma K-tartalmának növekedésével a foszfor oldhatósága csökken (GREEN & ADAM 2002), tehát egy ultrakáli rendszerben az apatit akár korai fázisként is megjelenhet. Mivel a piroxének magjaiban csak kevés esetben találunk zárványként apatitot, így feltételezhető, hogy a kristálymagok kiválásakor, még nem kezdődött meg az apatit tömeges kristályosodása, vagy a piroxénkristályok növekedése túl lassú volt ahhoz, hogy képes legyen zárványt befogni (O'BRIEN et al. 1988). Az igazán szembetűnően apatitgazdag piroxénzónák összetétele azonban a 2. és 3. csoport közé esik, tehát az intenzív apatitkiválás a magmakeveredés utánra tehető, vagyis a hőmérséklet csökkenése és/vagy relatív SiO_2 -tartalom növekedése okozta. Plagioklász frakcionáció nem történt, amit a negatív Eu anomália hiánya jelez, továbbá ezt a petrográfiai megfigyelések is megerősítik, hiszen a plagioklász fenokristály nem jellemző. A mikrofenokristály és alapanyag-olivin idiomorf alakja jelzi, hogy egyensúlyban állt az őt felhozó olvadékkal, magas Fe-tartalma pedig arra utal, hogy kései kiválási termék, azaz differenciálódott magmából kristályosodott. Az olivinek viszonylag magas foszfortartalma jelenthet viszonylag gyors kristályosodást (MILMAN-BARRIS et al. 2008), azonban ennél sokkal jelentősebb, hogy a magma olyan foszforgazdag lehetett, hogy nagy mennyiségű apatit kiválása után is maradt annyi foszfor, hogy foszfortartalmú olivin tudott kiválni.

Forrásrégió jellege

A kőzet primitív köpenyre (MCDONOUGH & SUN 1995) normált nyomelem-eloszlása egyértelműen mutatja, hogy a

kőzet forrásrégiója gazdagodott köpeny lehetett. A magas LILE/HFSE arány, a pozitív Rb-, K- és Pb-, valamint negatív Ti- és Nb-csúcs a gazdagító fluidum szubdukciós komponensét jelzik. HARANGI et al. (1995) a gazdagító komponens eredetére a már korábban említett, két lehetséges modelt vázolják. A FOLEY-féle (1992) modell szerint a metasomatózis hatására illóban és inkompatibilis elemekben gazdag fázisok alkotta erek jönnek létre a litoszféraköpenyben. A magas kálium- és inkompatibilis elem tartalmú stabilis fázisok a köpenyben a csillám és az amfibol, különösen a F-tartalmú változatok (FOLEY et al. 1987). A magas P-tartalom és F-tartalom magyarázható a forrásrégió fluorapatit tartalmával. Kísérleti adatok bizonyítják (WATSON 1980), hogy a fluorapatit stabilis fázis a földköpenyben. A mafikus magmákban nagy az apatit oldhatósága, így akár a 3-4%-ot is elérheti a magma P_2O_5 -tartalma, tehát már kismértékű olvadás is az apatit teljes kiolvadásához vezethet. Ennek kapcsán felmerül a kérdés, hogy elegendően apatitgazdag volt-e a forrásrégió ahhoz, hogy mindhárom magma foszforgazdag legyen. Számos apatittartalmú köpenyxenolit igazolta, hogy egyes köpenyrészekben az apatit 1%-os nagyságrendig is feldúsulhat, sőt ritkán egyes metasomatizált köpenyrészekben akár az 50%-t is elérheti (O'REILLY & GRIFFIN 2000). Továbbá, ha az olvadás relatív alacsony hőmérsékleten megy végbe (~1100 °C), ahogy az a felsőköpeny H_2O -tartalmú régióiban lehetséges, és/vagy nagyon nagy kismértékű az olvadás, akkor az olvadék előbb válik foszforra nézve telítetté, tehát maradhat vissza a forrásrégióban apatit (WATSON 1980), vagyis még a későbbiekben kiolvadó magmának is jelentős lehet a foszfortartalma. A földköpenyben két fajta apatit fordul elő, az egyik az A-típusú, amely jelentős karbonát- és magas Cl-tartalommal rendelkezik, míg a másik (B-típusú) nem tartalmaz kimutatható karbonátot, azonban magas a F-, valamint alacsony a Cl-tartalma (O'REILLY & GRIFFIN 2000). A balatonmáriai ultrakáli magma forrásrégiójában tehát valószínűleg B-típusú apatittal kell számolni.

Következtetések

A Balatonmária Bm-1 jelű fúrás által feltárt közel 200 m vastag, középső-miocén korú, ultrakáli, bazaltos trachandezites összetételű vulkáni rétegsor részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálata alapján levonható következtetések az alábbiak:

— A vulkáni felépítmény egy lávadóm lehetett. Az üvegesebb alapanyagú lávaközetek a lávadóm peremi fáciest, míg a kritályosabb alapanyagúak a belső fáciest képviselik, a vulkanoklasztitok pedig a korábban képződött lávaközetek esetenként még forró állapotban áthalmozott termékei lehetnek, a lávadóm meredek, külső peremi zónáját képviselhetik.

— A magmakamrában állandó nyomáson piroxén és flogopit együtt kristályosodásával járó differenciáció zajlott (A magma), majd egy mafikus, kevésbé fejlett olvadék nyomult be (B olvadék). A benyomulás intenzív keveredést

okozott, a magmák között megindult a homogenizáció, közöttük egy rendkívül inhomogén, kevert zóna jöhetett létre. Ezt követően, egy újabb, primitívebb olvadék (C magma) nyomult be a magmakamrába. Elképzelhető, hogy ez indította el a magma felszínre törését és a vulkáni működést.

— Mindhárom magma erősen gazdagodott káliumban, foszforban, és fluorban, ez a geokémiai jelleg valószínűleg már a forrásrégióban kialakult.

— A kőzet forrásrégiója gazdagodott, klinopiroxén-, csillám-, és F-apatitban gazdag erekkel átjárt litoszféraköpeny lehetett.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük MÁTHÉ Zoltánnak (Mecsekérc Zrt.), hogy rendelkezésünkre bocsájtotta a fúrómagokat. Köszönet illeti a cikk bírálóját, DOBOSI Gábort (MTA Geokémiai Kutatóintézet) és EMBEY-ISZTIN Antalt (Magyar Természettudományi Múzeum) a hasznos tanácsokért és észrevételeikért. Köszönettel tartozunk KISS Balázsnak (ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék) és SÁGI Tamásnak (ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék) a fúrómagok leírása, valamint a kézirat elkészítése során nyújtott segítségért.

Irodalom — References

- Balatonmária–1 számú fúrás. — *Kézirat*, MÉV Adattár, Kővágószőlős, adattári szám: B.128.
- BEST, M. G. 2003a: Chapter 6: Chemical Dynamics of Melts and Crystals. — In: BEST, M. G.: *Igneous and Metamorphic Petrology*, 122–147.
- BEST, M. G. 2003b: Chapter 7: Kinetic Paths and Fabric of Magmatic Rocks. — In: BEST, M. G.: *Igneous and Metamorphic Petrology*, 148–182.
- CUNDARI, A. & SALVIULO, G. 1989: Ti solubility in diopside pyroxene from a suite of New South Wales leucitites (Australia). — *Lithos* **22/3**, 191–198.
- DOBOSI, G. 1989: Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **101**, 112–121.
- DOBOSI, G. & FODOR, R. V. 1992: Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. — *Lithos* **28**, 133–150.
- DOBOSI, G., SCHULTZ-GÜTTLER, R., KURAT, G. & KRACHER, A. 1991: Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. — *Mineralogy and Petrology* **43/4**, 275–292.
- EDGAR, A. D. & CHARBONNEAU, H. E. 1991: Fluorine-bearing phases in lamproites. — *Mineralogy and Petrology* **44/1**, 125–149.
- FINK, J. H. & ANDERSON, S. W. 2000: Lava domes and Coulees. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., MCNUTT, R. S., RYMER, H. & STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, 307–319.
- FOLEY, S. 1992: Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. — *Lithos* **28/3–6**, 435–453.
- FOLEY, S. F., VENTURELLI, G., GREEN, D. H. & TOSCANI, L. 1987: The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. — *Earth-Science Reviews* **24/2**, 81–134.
- GREEN, T. H. & ADAM, J. 2002: Pressure effect on Ti- or P-rich accessory mineral saturation in evolved granitic melts with differing K₂O/Na₂O ratios. — *Lithos* **61/3–4**, 271–282.
- HARANGI, SZ. 2002: *Új eredmények a Kárpát-Pannon-térség neogén vulkanizmusának ismeretéhez*. — MTA Doktori Értekezés, Budapest. 290 p.
- HARANGI, SZ., WILSON, M. & TONARINI, S. 1995: Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 125–134.
- HUMPHREYS, M. C. S., BLUNDY, J. D. & SPARKS, R. S. J. 2006: Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. — *Journal of Petrology* **47/12**, 2303–2334.
- JÓZSA, S., ÁRVA-SÓS, E., MAJOROS, G., MÁTHÉ, Z. & SZAKMÁNY, Gy. 1993: Tectonical evolution and magmatism of Tapolca Basin. — *8th Meeting of the Assoc. European Geol. Soc., Abstract. Abstracts of papers Suppl., Budapest*, 1 p.
- KILBURN, C. R. J. 2000: Lava Flows and Flow Fields. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., MCNUTT, R. S., RYMER, H. & STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, 307–319.
- KISS K. 1970: Balatonfenyves–1 számú fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Magyar Bányászati, Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, adattári szám: 1178/5.
- KORPÁS L. 1970: Balatonberény–2 számú fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Magyar Bányászati, Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, adattári szám: 1288/77.
- KUSHIRO, I. 1969: Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressure. — *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.* **2**, 179–191.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. — *Journal of Petrology* **27**, 745–750.
- MACDONALD, R., UPTON, B. G. J., COLLERSON, K. D., HEARN, B. C. J. & JAMES, D. 1992: Potassic mafic lavas of the Bearpaw Mountains, Montana: Mineralogy, chemistry, and origin. — *Journal of Petrology* **33/2**, 305–346.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S.-S. 1995: The composition of the Earth. — *Chemical Geology* **120/3–4**, 223–253.

- MEYER, H. O. A., MITCHELL, R. H. & JAYAGANAPATHY, S. 1994: Phlogopite in calc-alkaline lamprophyres of Northern England. — *Mineralogy and Petrology* **51/2**, 227–237.
- MILMAN-BARRIS, M., BECKETT, J., BAKER, M., HOFMANN, A., MORGAN, Z., CROWLEY, M., VIELZEUF, D. & STOLPER, E. 2008: Zoning of phosphorus in igneous olivine. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155/6**, 739–765.
- MORIMOTO, M. 1988: Nomenclature of pyroxenes. — *Mineralogical Magazine* **52/4**, 535–550.
- MÜLLER, D., ROCK, N. M. S. & GROVES, D. I. 1992: Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. — *Mineralogy and Petrology* **46**, 259–289.
- NAKAGAWA, M., WADA, K. & WOOD, C. P. 2002: Mixed Magmas, Mush Chambers and Eruption Triggers: Evidence from Zoned Clinopyroxene Phenocrysts in Andesitic Scoria from the 1995 Eruptions of Ruapehu Volcano, New Zealand. — *Journal of Petrology* **43/12**, 2279–2303.
- NAKAMURA, N. 1974: Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **38/5**, 757–775.
- NTAFLOS, T. & SEGHEDI, I. 2007: The significance of the phosphoran olivine on the petrogenesis of the Gataia Lamproite, SW Romania. — Petrological evolution of the European lithospheric mantle: from Archean to present day. — *European Mantle Workshop Abstract Volume, Ferrara*, 1 p.
- O'BRIEN, H., IRVING, A. J. & MCCALLUM, I. S. 1988: Complex zoning and resorption of phenocrysts in mixed potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana. — *American Mineralogist* **73/9–10**, 1007–1024.
- O'REILLY, S. Y. & GRIFFIN, W. L. 2000: Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. — *Lithos* **53/3–4**, 217–232.
- PAMIC, J. J., MCKEE, E. H., BULLEN, T. D. & LANPHERE, M. A. 1995: Tertiary Volcanic Rocks from the Southern Pannonian Basin, Croatia. — *International Geology Review* **37**, 259–283.
- PICCOLI, P. M. & CANDELA, P. A. 2002: Apatite in Igneous Systems. — In: KOHN, M. J., RAKOVAN, J. & HUGHES, J. M. (eds): Phosphates: Geochemical, Geobiological, and Materials Importance. Washington, DC. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **48**, 255–292.
- ROCK, N. M. S. 1990: The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) Pyroxene Nomenclature Scheme: Computerization and its Consequences. — *Mineralogy and Petrology* **43**, 99–119.
- ROCK, N. M. S., GWALANI, L. G. & GRIFFIN, B. J. 1994: Alkaline rocks and carbonatites of Amba Dongar and adjacent areas, Deccan Alkaline Province, Gujarat, India. 2. Complexly zoned clinopyroxene phenocrysts. — *Mineralogy and Petrology* **51/2**, 113–135.
- RUTHERFORD, M. J. & GARDEN, J. E. 2000: Rates of Magma Ascent. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., MCNUTT, R. S., RYMER, H. & STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, 207–218.
- SEGHEDI, I., BOJAR, A.-V., DOWNES, H., ROSU, E., TONARINI, S. & MASON, P. 2007: Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: An Sr-O-H isotopic study of the Apuseni Mountains neogene magmatic province, Romania. — *Chemical Geology* **245/1–2**, 70–88.
- SEGHEDI, I., NTAFLS, T. & PÉCSKAY, Z. 2008: The Gataia Pleistocene lamproite: a new occurrence at the southeastern edge of the Pannonian Basin, Romania. — In: COLTORTI, M. & GRÉGOIRE, M. (eds): *Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle. London, Special Publications* **293**, 83–100.
- STOLZ, A. J., VARNE, R., WHELLER, G. E., FODEN, J. D. & ABBOTT, M. J. 1988: The geochemistry and petrogenesis of K-rich alkaline volcanics from the Batu Tara volcano, eastern Sunda arc. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98/3**, 374–389.
- THOMPSON, R. N., LEAT, P. T., DICKIN, A. P., MORRISON, M. A., HENDRY, G. L. & GIBSON, S. A. 1989: Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U.S.A. — *Earth and Planetary Science Letters* **98**, 139–153.
- WATSON, E. B. 1979: Apatite saturation in basic to intermediate magmas. — *Geophysical Research Letters* **6/12**, 937–940.
- WATSON, E. B. 1980: Apatite and phosphorus in mantle source regions: An experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. — *Earth and Planetary Science Letters* **51/2**, 322–335.
- WOHLETZ, K. H. 1999: MAGMA: Calculates IUGS Volcanic Rock Classification, Densities, and Viscosities. — Los Alamos National Laboratory computer code LA-CC 99–28. Los Alamos, New Mexico.

Kézirat beérkezett: 2009. 02. 11.

Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához II. rész

KESSLER Jenő

2130 Szigetszentmiklós, Ősz utca 14, e-mail: kessler_jeno@yahoo.com

New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin Part II

Abstract

The author has studied a number of fossil bird bone remains from palaeontological sites in the Carpathian Basin during the last years. Their description was planned in three subsequent papers following the taxonomic order. Following the first paper (KESSLER 2009), this second part includes remains of species from the order of Galliformes (Phasianidae) to the order of Charadriiformes.

The following new species are described in this paper: *Heliornis sumegensis* sp. n.; *Porzana matraensis* sp. n.; *Porzana kretzoi* sp. n.; *Calidris janosy* sp. n. and *Charadrius lambrechtii* sp. n. In addition, I also revised the taxonomic status of a number of already described species. From this point of view, the status of the following species is supported: *Palaeocrytonyx hungaricus* JÁNOSSY, 1991; *Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933; *Perdix perdix jurcsaki* JÁNOSSY, 1976; *Gallus beremendensis* JÁNOSSY, 1976; *Otis kalmani* JÁNOSSY, 1980; *Otis lambrechtii* KRETZOI, 1941; *Gallinago veterior* JÁNOSSY, 1979 and *Scolopax baranensis* JÁNOSSY, 1979.

Parallel to the identification of new remains, I also studied the already described fossils housed in different Hungarian collections. Hereby, the following taxa have been identified or revised: *Palaeortyx brevipes* MILNE-EDWARDS, 1869; *Palaeortyx gallica* MILNE-EDWARDS, 1869; *Palaeortyx phasianoides* MILNE-EDWARDS, 1869; *Palaeortyx* sp. (*P. prisca* / *P. phasianoides* size); *Miorallus major* (MILNE-EDWARDS, 1869); *Palaeoaramides* cf. *beaumontii* (MILNE-EDWARDS, 1869).

The fauna list in this paper also includes the following recent taxa: *Coturnix coturnix*, *Ammoperdix* sp. indet., *Perdix perdix*, *Perdix* sp. indet., *Gallus* sp. indet., *Grus grus*, *Antropoides virgo*, *Rallus aquaticus*, *Rallus* sp. indet., *Porzana* sp. indet., *Fulica atra*, *Rallidae* gen. et sp. indet., *Limosa* sp. indet., *Tringa* sp. indet., *Chlidonias* sp. indet.

The recently identified five new fossil species see below. For the abbreviations used in the measurements and for the institutes see the “Rövidítések” chapter within the text in Hungarian.

Ord. Galliformes (REICHENBACH, 1852)

Fam. Heliornithidae (GRAY, 1849)

Heliornis BONNATERRE, 1791

***Heliornis sumegensis* n. sp.**

Type locality and age: Sümeg, Upper Miocene (MN 11–12);

Holotype: proximal fragment of the left carpometacarpus (MÁFI V.09.340.1.), (Fig. 1)

Paratypes: distal fragment of the left coracoideum, phalanga pedis (MÁFI V.09.341.1.; V.09.342.1.), (Figs 2–3).

Measurements: coracoideum: length of *facies articularis sternalis* 3.75 mm; thickness of *facies articularis sternalis* 1.7 mm; carpometacarpus C= 3.61 mm; height of *os metacarpale alulare* 2.51 mm; ph. pedis A= 8.3 mm

Diagnosis: the shape of *trochlea carpalis* (1a) and *processus extensorius* (1b) corresponds to the recent family and genus, differing from the characteristics of other families of the order. Its size is much smaller than the size of recent species.

Etymology: named after the town of Sümeg.

Fam. Rallidae VIGORS, 1825

Porzana VIEILLOT, 1816

***Porzana matraensis* n. sp.**

Type locality and age: Mátraszőlős 1, Middle Miocene (MN6–8),

Holotype: left humerus, distal fragment (MMP 2006.334.1), (Fig. 4)

Paratype: proximal fragment of the left tibiotarsus (Mátraszőlős 1) (MMP 2006.334.2), (Fig. 5)

Measurements: humerus F= cca. 4.80–5.00 mm; G=2.42 mm; tibiotarsus: D=3.36 mm.

Diagnosis: a characteristic crane species with similar sizes to the recent spotted crane (*Porzana porzana* LINNAEUS, 1766). The lateral edge between *epicondylus dorsalis* (4a) and *processus supracondylaris dorsalis* (4b) on the distal epiphysis of humerus is not curved but straight and less deep. *Processus supracondylaris dorsalis* (4c) is less emerging, while *fossa musculi brachialis* (4d) is deeper and wider than in the spotted crane and *P. estramosi* (JÁNOSSY, 1979).

Etymology: named after the area of Mátra Mountains, where the locality is situated.

***Porzana kretzoi* n. sp.**

Type locality and age: Polgár 5, Upper Miocene (MN 13);

Holotype: right carpometacarpus (Polgárdi 5), (MÁFI V.09.348.1.) (Fig. 6)

Paratypes: cranial part of the right scapula, right carpometacarpus, distal fragment of the left tarsometatarsus (Polgárdi 4), (MÁFI V.09.344.1.; V.09.345.1.; V.09.346.1.), (Figs 7–8)

Measurements: carpometacarpus A=13.62–14.37 mm; C= 2.81–2.89 mm; E=2.63–2.70 mm; F=2.10 mm; G= app. 1.10 mm. scapula: B= 3.49 mm; E=1.77 mm; tarsometatarsus: E= 1.75 mm; F=4.14 mm; G=3.21 mm.

Diagnosis: a small crane of which dimensions are smaller than any of the recent species. *Trochlea carpalis* (6a) is rounded and not pointed, a *processus extensorius* (6b) is shorter than in the recent little crane (*Porzana parva* SCOPOLI, 1769).

Etymology: named after the Hungarian palaeontologists Miklós KRETZOI.

Ord. Charadriiformes (HUXLEY, 1867)

Fam. Scolopacidae VIGORS, 1825

Calidris MERREM, 1804

***Calidris janossyi* n. sp.**

Type locality and age: Polgárdi 5, Upper Miocene (MN 13).

Holotype: right coracoideum (MÁFI V.09.349.1.), (Fig. 9).

Measurements: coracoideum A=16.46 mm; B=15.93 mm; D=4.07mm; E=2.04mm; F= 5.40 mm, G=3.54 mm.

Diagnosis: its morphological characteristics correspond to the recent sandpipers species. Its dimensions are close to the middle sized species such as dunlin (*C. alpina* LINNAEUS, 1758) and TEMMINCK's stint (*C. temminckii* LEISLER, 1812), but it is longer and slimmer than these species. The top of the *acrocoracoideum* (9a) is not rounded but pointed. The line on the shaft on the medial side (9b) is straight, it does not bend towards *processus lateralis*. *Impressio musculi sternocoracoidealis* (9c) is deeper and longer, *facies articularis sternalis* (9d) is shorter than in the recent species. *Processus lateralis* (9e) is longer and emerges in a smaller angle than in the recent species.

Etymology: named after the Hungarian palaeornithologist Dénes JÁNOSSY.

Fam. Charadriidae BONAPARTE, 1831

Charadrius LINNAEUS, 1758

***Charadrius lambrechtii* n. sp.**

Type locality and age: Polgárdi 4, Upper Miocene (MN 13).

Holotype: incomplete right coracoideum (MÁFI V.09.347.1.), (Fig. 10)

Measurements: coracoideum B=13.65 mm; E= 1.3 mm.

Diagnosis: morphologically characteristic to other *Charadrius* species. Its dimensions resemble the size of recent little ringed plover (*C. dubius* SCOPOLI, 1786), Kentish plover (*C. alexandrinus* LINNAEUS, 1758) and ringed plover (*C. hiaticula* LINNAEUS, 1758). *Processus acrocoracoidealis* (10a) is shorter, *sulcus musculi supracoracoidei* (10b) is wider and *facies articularis humeralis* (10c) is longer than in the recent species.

Etymology: named after the Hungarian palaeornithologist Kálmán LAMBRECHT.

Keywords: Neogene, Quaternary, Carpathian Basin, Avifauna

Összefoglalás:

Az utóbbi években a szerző számos fosszilis madárleletet határozott meg a Kárpát-medence területéről, melyeket rendszertani sorrendben, három egymás után következő dolgozatban mutat be. Az I. részben a bűváralkatúaktól a tyúkalkatúakig (a fajdfélékkel bezárólag), a II. részben a tyúkalkatúaktól (a fácánféléktől kezdődően) a lilealkatúakig, míg a III. részben a lilealkatúaktól az énekesmadarakig tárgyalja a fajokat. Az új taxonok részletes leírásra, míg a kihalt fajok revideálásra kerülnek.

A II. részben a következő új fajokat írtam le: *Heliornis sumegensis* n. sp.; *Porzana matrensis* n. sp.; *Porzana kretzoi* n. sp.; *Calidris janossyi* n. sp.; *Charadrius lambrechtii* n. sp. A már publikált, de vitatott rendszertani helyzetű kihalt taxonok tárgyalása során a *Palaeocryptonyx hungaricus* JÁNOSSY, 1991; *Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933; *Perdix perdix jurcsaki* JÁNOSSY, 1976; *Gallus beremendensis* JÁNOSSY, 1976; *Otis kalmani* JÁNOSSY, 1980; *Otis lambrechtii* KRETZOI, 1941; *Gallinago veterior* JÁNOSSY, 1979; *Scolopax baranensis* JÁNOSSY, 1979 fajok eredeti meghatározásának helyességét támasztom alá.

Az újonnan talált leletek meghatározásával párhuzamosan vizsgáltam a gyűjteményekben található, már azonosított maradványokat is. Ezek kapcsán a következő taxonokat azonosítottam és revideáltam: *Palaeortyx brevipes* MILNE-EDWARDS, 1869; *Palaeortyx gallica* MILNE-EDWARDS, 1869; *Palaeortyx phasianoides* MILNE-EDWARDS, 1869; *Palae-*

ortyx sp. (*P. prisca* / *P. phasianoides* méret); *Miorallus major* (MILNE-EDWARDS, 1869); *Palaeoaramides* cf. *beaumontii* (MILNE-EDWARDS, 1869).

A faunalistán még a következő recens taxonok is szerepelnek: *Coturnix coturnix* (LINNAEUS, 1758), *Ammoperdix* sp., *Perdix perdix* (LINNAEUS, 1758), *Perdix* sp., *Gallus* sp., *Rallus aquaticus* LINNAEUS, 1758, *Rallus* sp. indet., *Porzana* sp. indet., *Fulica atra* LINNAEUS, 1758, *Rallidae* gen. et sp. indet., *Limosa* sp. indet., *Tringa* sp. indet., *Chlidonias* sp.

Tárgyszavak: harmadidőszak, negyedidőszak, Kárpát-medence, madárfauna

Bevezetés, előzmények

Az I. részben tárgyalt anyaghoz hasonlóan, jelen dolgozatban bemutatom a Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tárának és a Magyar Állami Földtani Intézet Múzeumának gyűjteményében talált, eddig meghatározatlan madár-ősmaradványokat, valamint a Pásztói Városi Múzeumtól, a harkányi Beszélő Kövek Alapítványtól és a Tállyai Encsy György Magánmúzeumtól az utóbbi években feldolgozásra átadott leleteket. A vizsgálatok során több vitatott taxon újraértékelése is időszerűvé vált.

Adatbázis, adatkezelés, módszer

Jelen dolgozat is számos miocén, pliocén és pleisztocén lelőhelyről származó madárcsontlelet feldolgozásának eredményét foglalja magába, beleértve mind az újonnan leírt, mind a már közölt és revideált anyagokat. A tanulmányozott anyagok származási helyét időrendi sorrendben az I. részben közölt táblázat foglalja össze (KESSLER 2009: p. 447., I. táblázat).

A második részben a fácánféléktől a lilealkatúakkal bezárólag foglalkozom. A dolgozatban használt madárcsonttani terminológia BAUMEL et al. (1979), valamint GILBERT et al. (1981), a mérési módszerek VON DEN DRIESCH (1976), GÁL (2002) és SOLTI (1996: p. 12, 14; Pl. II) munkáit követik.

Rövidítések

A gyűjtemények rövidítései a következők:

BKAH = „Beszélő Kövek” Alapítvány, Harkány
LUPB = Laboratory of Paleontology, University of Bucuresti, Bucuresti

MÁFI = Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest (Geological Institute of Hungary, Budapest)

MMP = Pásztói Városi Múzeum (Municipal Museum of Pásztó)

MTCO = Muzeul „Țării Crișurilor” Oradea (Körösök Vidéke Múzeum, Nagyvárad)

MTM = Magyar Természettudományi Múzeum, Őslénytani és Földtani Tár, Budapest (Hungarian Natural History Museum, Budapest)

NHMF = Natural History Museum of France, Paris.

NHMW = Naturhistorisches Museum, Wien

TEM = Tállyai Encsy Magángyűjtemény, Tállya

USNM = National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington

A csontok jelzésénél a következő rövidítéseket használom: prox. = proximális epifízis; dist. = disztális epifízis;

diaf. = diafízis; cor. = coracoideum (hollócsőrscsont); scap. = scapula (lapocka); hum. = humerus (felkarcsont); uln. = ulna (singcsont); rad. = radius (orsócsont); met. II, III. = metacarpus II, III (kézközépcsont II, III); cmcp. = carpo-metacarpus (teljes kézközépcsont); ph. al. 1. dig. 2. = phalanga alae I. digiti 2 (I. szárnyujjperc, 2. ujj); fem. = femur (combcsont); tib. = tibiotarsus (lábszárcsont); tmts. = tarsometatarsus (csüd); ph. ped. = phalanga pedis (lábujjperc); ph. ungh. = phalanx unghualis (karomcsont), dig. = digiti (ujj).

A szövegben használt rövidítések: GL (A)=greatest length (teljes hossz), Lm (B)=medial length (részleges hossz), Bp (C)=breadth of the proximal end (a proximális epifízis szélessége), Dp (D)=depth of the proximal end (a proximális epifízis vastagsága), SC(E) =smallest breadth of the corpus (a diafízis legkisebb szélessége), Bd (F)=breadth of the distal end (a disztális epifízis szélessége), Dd (G)=depth of the distal end (a disztális epifízis vastagsága).

Új és ellenőrzött taxonok

(rendsztani sorrendben)

Ord. Galliformes (TEMMINCK, 1820)

Fam. Phasianidae VIGORS, 1825

†*Palaeortyx* MILNE-EDWARDS, 1869 / syn. †*Palaeoperdix* MILNE-EDWARDS, 1871

***Palaeortyx brevipes* MILNE-EDWARDS, 1869**
syn. *Palaeortyx grivensis* (LYDEKKER, 1893) /
syn. *Coturnix gallica* MLÍKOVSKÝ, 2002

Lelőhely és kor: Rudabánya; késő-miocén (MN 9); Polgárdi; késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2; késő-pliocén (MN 15–16).

Anyag: hollócsőrscsontok craniális töredékei (R-2-1989, R-2, R-2-madár), felkarcsont disztális epifízis (R-2), lapockacsont töredék (Rudabánya) (MÁFI); hollócsőrscsont, lapockacsont, 6 felkarcsont, 4 csüd (Polgárdi) (MÁFI); disztális felkarcsont, 2 lábszárcsont (Csarnóta 2) (MÁFI).

Méretetek: coracoideum E=2,50 mm; scapula C=3,02 mm; E=2,05 mm; humerus: A= ap.37,00 mm; E= 2,71–3,62 mm; F=5,68–7,61 mm; tibiotarsus: F= 5,56–6,16 mm; G= 4,86–5,79 mm; tarsometatarsus: C= 4,36–4,96 mm; E= 2,36–2,69 mm; F=5,66 mm.

Összehasonlító anyag: recens: *Coturnix coturnix* (LINNAEUS, 1758) (MTM n=9), *Perdix perdix* (LINNAEUS, 1758) (MTM n=59); fosszilis: *Palaeortyx grivensis* (LYDEKKER, 1893) (MTM, MÁFI); *Palaeocryptonix hungaricus* (MTM, MÁFI).

Leírás: a recens fürjnél kicsivel nagyobb, de jellegeiben annak megfelelő leletanyag, amely morfológiailag jól megkülönböztethető más *Palaeocryptonix* fajoktól. A *Palaeortyx* nemzetség ismert fajainak újraértékelését és taxonómiai besorolását GÖHLICH & MOURER-CHAUVIRÉ (2005) végezte el, s ennek alapján lehetett a fosszilis anyagot is azonosítani.

Elterjedés: a faj előfordulása a franciaországi La Grive-Saint-Alban-tól (felső-miocén, MN 8) a kelet-romániai Mălușten-ig (MN 15) terjed a Kárpát-medencén keresztül, ahonnan még Sümegről (MN 11–12) és Tardosbányáról (MN 12) jelezték (JÁNOSSY 1976).

***Palaeortyx gallica* MILNE-EDWARDS, 1869**
syn. *P. intermedia* BALLMANN, 1969 /
syn. *Coturnix gallica* MLÍKOVSKÝ, 2002

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6–8); Rudabánya, késő-miocén (MN 9); Polgárdi, késő-miocén (MN 13).

Anyag: lábszárcsont disztális töredék és karomcsont (Mátraszőlős 1) (MMP); 3 hollócsőr-csont töredék (Rudabánya) (MÁFI); singscsont, lábszárcsont, combcsont, 3 csüd (Polgárdi) (MÁFI).

Méreték: coracoideum C= 3,35–3,64 mm; E=2,58–2,75 mm; ulna : B=5,27 mm; C=4,47 mm; E=2,66 mm; femur: E=3,21 mm; F=7,06 mm; G=5,67 mm; tibiotarsus E=2,92 mm; F=5,31 mm; G=4,82 mm;

Összehasonlító anyag: recens: *Coturnix coturnix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=9), *Perdix perdix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=59); fosszilis: *Palaeortyx intermedia* BALLMANN, 1969 (MTM, MÁFI); *Palaeocryptonix hungaricus* JÁNOSSY, 1991 (MTM, MÁFI).

Leírás: az előző fajnál nagyobb tyúkféle (GÖHLICH & MOURER-CHAUVIRÉ 2005 adatai alapján).

Elterjedés: az előző fajéhoz hasonló. A Kárpát-medencéből még ismert az ausztriai Grundról (MN 5) (GÖHLICH 2003) és Rudabányáról (JÁNOSSY 1976, 1993).

***Palaeortyx phasianoides* MILNE-EDWARDS, 1869**
syn. *Palaeoperdix longipes* MILNE-EDWARDS, 1869 /
syn. *Coturnix longipes* MLÍKOVSKÝ, 2002

Lelőhely és kor: Rudabánya, késő-miocén (MN 9).

Anyag: hollócsőr-csont, craniális töredékek (R-1972, R-2/A), töredezett kézközépcsont (R-2-madár), disztális lábszárcsont-töredék (R-2) (MÁFI).

Méreték: coracoideum E=3,00 mm; carpometacarpus A= kb. 30,00 mm; E=3,40 mm; tibiotarsus F= kb. 5,80 mm; tarsometatarsus: C= 6,15–6,29 mm; E= 2,90–3,04 mm.

Összehasonlító anyag: recens: *Coturnix coturnix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=9), *Perdix perdix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=59); fosszilis: *Palaeortyx phasianoides* MILNE-EDWARDS, 1869 (MÁFI); *Palaeocryptonix hungaricus* JÁNOSSY, 1991 (MTM, MÁFI).

Leírás: a kézközépcsontnál a *processus intermetacarpalis* erőteljesen fejlett, míg a többi csont megmaradt

jellegei a nemzetség közös morfológiai tulajdonságaira utalnak. A méretek alapján a legnagyobb termetű *Palaeortyx* fajhoz sorolható (GÖHLICH & MOURER-CHAUVIRÉ 2005).

Elterjedés: a franciországi felső-oligocén (MP 28) Desse-től Németországon és Csehországon keresztül a Kárpát-medence felső-miocénjéig számos lelőhelyről jelezték. Spanyolország felső-miocénjéből is ismert (MLÍKOVSKÝ 2002).

***Palaeortyx* sp.**

(*P. prisca* / *P. phasianoides* méret)

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 2, középső-miocén (MN 6).

Anyag: karomcsont (MMP).

Méreték: A=4,70 mm; B=2,84 mm.

Összehasonlító anyag: recens: *Coturnix coturnix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=9), *Perdix perdix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=59).

Leírás: jellegzetes fogolyféle karomcsont, lapos alapi résszel, méretei alapján a nagyobb termetű fajok egyikéhez tartozik.

Tárgyalás: Európa harmadkorából számos tyúkféle nemzetséget leírtak, közülük is kiemelkedik faj- és azonosított egyedszámban a *Palaeortyx* nemzetség (MP 16 – MN 13). A *P. longipes* (MILNE-EDWARDS, 1869); *P. prisca* (MILNE-EDWARDS, 1869); *P. gallica* MILNE-EDWARDS, 1869; *P. brevipes* MILNE-EDWARDS, 1869 (MILNE-EDWARDS, 1869–1871); *P. ocyptera* MILNE-EDWARDS, 1892 (MILNE-EDWARDS, 1892); *P. edwardsi* DEPÉRET, 1887 (DEPÉRET, 1887); *P. grivensis* LYDEKKER, 1893; *P. maxima* LYDEKKER, 1893 (LYDEKKER, 1893); *P. depereti* ENNOUCHI, 1930; *P. joleaudi* ENNOUCHI, 1930 (ENNOUCHI, 1930); *P. miocaena* GAILLARD, 1939 (GAILLARD, 1939); *P. phasianoides grivensis* BALLMANN, 1969; *P. ? intermedia* BALLMANN, 1969 (BALLMANN, 1969); fajokat számtalanszor átsorolták és átnevezték az elmúlt évtizedekben. MLÍKOVSKÝ (2002) a *Coturnix* és *Alectoris* recens nemzetséghez sorolja be valamennyit. Mérvadónak tekinthető a GÖHLICH & MOURER-CHAUVIRÉ (2005) revízió, amelyet a jelen dolgozatban követek.

†*Palaeocryptonix* DEPÉRET 1892

***Palaeocryptonix hungaricus* JÁNOSSY, 1991**

Lelőhely és kor: Rátka, késő-miocén (MN 12–13); Bere-mend 18 és 26, késő-pliocén (MN 16).

Anyag és méretek: I. táblázat.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Palaeocryptonix hungaricus* JÁNOSSY, 1991 (Polgárdi) (MÁFI); recens: *Coturnix coturnix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=9).

Leírás: a nemzetség kistermetű tagja. A felkarcsontra a viszonylagos vaskosság, míg a csüdre a karcsúság a jellemző. A JÁNOSSY által leírt faj jellegei a jobb repülőképességet

I. táblázat. A *Palaeocryptonyx hungaricus* JÁNOSSY, 1991 csontméreteiTable I. Bone sizes of *Palaeocryptonyx hungaricus* JÁNOSSY, 1991

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely-réteg	Forrás
coracoideum	23,40								Polgárdi 5	JÁNOSSY1991
"	25,00								"	"
"	26,50								"	"
"	26,60								"	"
"	26,70								"	"
humerus	37,00				3,90				"	"
"	37,50		8,80		3,30	6,80			"	"
"	37,50		9,20		3,50	7,30			"	"
"	37,70		9,30		3,70	7,60			"	"
"	38,00		9,70		3,50	7,40			"	"
ulna						4,50			"	"
"	24,40					4,60			"	"
femur			6,50						"	"
"			7,50						"	"
tibiotarsus						5,00			"	"
"						5,20			"	"
"						5,60			"	"
"						5,60			"	"
tarsometatarsus	27,40		4,80		2,20	5,20			"	"
"	28,00		4,50		2,40	5,50			"	"
"	29,00		5,50		2,50	6,20			"	"
"	29,60		5,00		2,60	5,80			"	"
coracoideum		26,01	5,76	4,75	3,00				Beremend 18	Új határozás
humerus		ap.15							Beremend 26	"
"						7,14	3,96		"	"
ulna					2,54	4,74	3,68		Beremend 18	"
carpometacarpus	19,28	16,35	6,12		3,61	4,52	2,46		Beremend 26	"
"	20,24					4,26	2,74		"	"
"	21,58					4,48	2,61		"	"
"	21,62	20,46	6,01	3,98	4,43		2,43		"	"
"	22,33	21,22	6,37	4,32		4,49	2,64		"	"
"	22,51	20,66	6,47	5,05		4,50	2,51		"	"
"						4,35	2,54	E1=2,23	"	"
"			4,68	2,89					"	"
"			5,84	4,18					"	"
femur					2,14	4,73	3,80		"	"

igazolják a többi faj nagyobb mértékű talajon tartózkodásával, és feltételezhetően megnövekedett futóképeségével szemben. A *caput humeri* alakja, a *fossa pneumotricipitalis* mélysége, a disztális epifízis alakja és az egész felkarcsont külalakja eltér a recens kis- és közepes méretű fajokétól. Megfelelnek a nemzetség diagnózisának, így a *Coturnix* nemzetséghez való sorolás hibás. A rátkai lelet egy koponya nélküli, majdnem teljes vázlenyomat. A múlt század hetvenes éveiben találták a rátkai Isten-hegyen, szőlőművelés közben. A tályai Encsy Magánmúzeum egyik

vitrinjében látható az alaplap, míg a fedőlapnak csak a másolata van meg.

Tárgyalás: MLÍKOVSKÝ (2002) a felkarcsont és a csüd hosszarányai alapján „*Genus incertae sedis*”-be helyezi az új fajt, de az endemizmus folytán létrejött jelleg valószínűsíti a kihalt nemzetséghez való tartozást, amelyet a morfológiai jellegek alá is támasztanak.

Elterjedés: az eredeti (Polgárdi) és a fent jelzett lelőhelyen kívül máshonnan nem ismert.

Francolinus STEPHENS, 1819

***Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933**
syn. *Lambrechtia capeki* JÁNOSSY, 1974 /
syn. *Francolinus subfrancolinus* JÁNOSSY, 1976 /
syn. *Francolinus minor* JÁNOSSY, 1974 /
syn. *Alectoris donezzani* MLÍKOVSKÝ, 2002

Lelőhely és kor: Beremend 18 és 26, késő-pliocén (MN 16).

Anyag és méretek: II. táblázat.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933 (MTM: Betfia 2; Csarnóta 2; Villány 3; Beremend 15 és 16; Osztramos 7 és 8; Nagyharsányhegy 2; MTCO: Betfia, 5, 9, 13 és Aven); recens: *Francolinus francolinus* (LINNEAUS, 1766) (MTM n=3); *F. biocalceratus* (LINNEAUS, 1766) (MTM n=1); *F. coqui* (SMITH, 1836) (MTM n=1); *Alectoris graeca* (MEISNER, 1804) (MTM n=3); *A. rufa* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=1); *Perdix perdix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=59); *Ammoperdix griseogularis* BRANDT, 1843 (MTM n=1).

II. táblázat. A *Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933 csontméretei
Table II. Bone sizes of *Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely-réteg	Forrás
humerus	40,00		10,80		3,80	7,00			Beremend 16	JÁNOSSY 1992
"						6,90			Villány 3	JÁNOSSY 1976
"						7,70			Csarnóta 2	"
"						8,00			Villány 3	"
"						8,20			Osztramos 8	"
"						10,60	5,60		Villány 3	"
ulna	40,00								"	"
carpometacarpus	27,70				3,50				"	"
femur						5,90			Osztramos 7	"
tibiotarsus						5,50			Nagyharsányhegy 2	"
"						5,80			Csarnóta 2	"
tarsometatarsus	ap.28				2,60				Beremend 15	JÁNOSSY 1992
coracoideum								C1=3,47	Betfia 13	GÁL 2002
" (n=13)			5,53-6,50	3,53-3,93	2,94-3,85		7,01-8,10	C1=3,47-3,71	Betfia 9	"
scapula (n=4)		7,77-8,55	3,55-4,15	3,44	3,0-3,26				"	"
humerus (n=3)	41,46	12,40	11,49		4,11-4,60	8,21-8,40	4,52-4,74		"	"
(n=4)	41,55-42,75	12,26-14,00	9,41-12,25		3,85-4,60	7,44-8,54	4,56-4,78		Betfia 2	"
ulna (n=7)			5,1-5,51		2,42-2,75	5,4-5,87	4,2-4,70		Betfia 9	"
"					2,89	5,77			Betfia 2	"
"					2,50				Betfia "Aven"	"
Radius (n=8)	36,1-36,78		2,84-2,93	3,38-3,62	1,62-2,07	3,87-4,23	2,23-2,56		Betfia 9	"
Carpometacarpus (n=19)	23,25-24,98	20,73-22,87	6,46-7,15	3,76-5,15	4,83-5,12	4,33-5,18	2,93-3,10		Betfia 9	"
" (n=3)	23,46	20,87	6,97	4,06	5,21	4,79-4,85	2,57-2,74		Betfia 2	"
phalanga alae (n=3)	9,90		3,28	3,49	4,56-4,59	4,23-4,53	2,33-2,42		Betfia 9	"
femur			8,40	6,16	3,33	7,26	5,34		Betfia 9	"
tibiotarsus (n=5)					3,0-3,36	5,83-6,12	5,7-5,96		Betfia 9	"
" (n=5)			9,60	6,60	3,1-3,16	5,93-6,16	5,57-5,82		Betfia 2	"
"						6,17	5,96		Betfia 5	"
tarsometatarsus (n=11)	36,25-38,93		6,23-6,53	6,5-6,60	2,86-3,16	7,0-7,48	4,96-5,65		Betfia 9	"
" (n=10)	37,70		5,58-6,80	5,45-6,30	3,1-3,30	6,9-7,50	5,2-5,64		Betfia 2	"
coracoideum	31,82	30,65	6,13	4,02	2,54		7,13		Beremend 26	Új határozás
"	34,08	32,05	5,94	5,01	2,91	8,29	6,66		"	"
"		28,36		3,96					"	"
"		30,02	3,87		3,07	10,22	6,98		"	"
"		31,22	3,97	5,92	2,57	10,50	6,58		"	"
"		32,63	4,60	6,52	3,16				"	"

II. táblázat. A *Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933 csontméreteiTable II. Bone sizes of *Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely-réteg	Forrás
coracoideum			5,84	3,96	2,96				"	GÁL 2002
humerus	40,75	13,21	10,32	9,98	3,35	6,93	4,14		Beremend 18	"
"					3,17	7,06	4,33		"	"
"					3,31				"	"
"					3,84	7,95	4,72		Beremend 26	"
ulna		5,40	4,70	6,76	3,40				"	"
"					2,89	4,56	3,07		"	"
carpometacarpus	19,28	16,35	6,12		3,61	4,52	2,46		"	"
"	20,24					4,26	2,74		"	"
"	21,58					4,48	2,61		"	"
"	21,62	20,46	6,01	3,98	4,43		2,43		"	"
"	22,33	21,22	6,37	4,32		4,49	2,64		"	"
"	22,51	20,66	6,47	5,05		4,50	2,51		"	"
"						5,84	4,18		"	"
phalanga alae	9,44		3,29	2,73	4,30				"	"
femur					3,30	3,19	1,66		"	"
tibiotarsus			8,24	5,91					"	"
tarsometatarsus						6,75	5,39		"	"
"	38,69		6,04	5,34	2,74	7,03	4,40		"	"
"					2,61	6,46	5,22		"	"
"					2,75	6,83	5,57		"	"

Leírás: a frankolinok jellegzetességeit hordozó, velük megegyező nagyságrendű, darabszámban igen gazdag fosszilis anyag tartozik ide. A foglyoktól és szirti foglyoktól morfológiai jellegeik alapján jól megkülönböztethetők. A JÁNOSSY (1974, 1976) által leírt két kihalt rokon faj (*Francolinus subfrancolinus* JÁNOSSY, 1976; *Francolinus minor* JÁNOSSY, 1974) morfológiailag nem különbözik a típusfajtól, méreteik sem térnek el lényegesen tőle. Így részben elfogadom MLÍKOVSKÝ (2002) szinonimizálási indítványát, besorolva a két utóbb leírt fajt a típusfajhoz, de nem az *Alectoris donnezani* (DEPÉRET, 1892) fajhoz, mivel az utóbbtól morfológiailag eltérnek.

Elterjedés: a típusfajt (*Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933) az alsó-pleisztocén Betfia 2. lelőhelyről írták le. A Kárpát-medencén kívülről a lengyelországi felső-pleiocénből (Weze, MN 15; Rebielice Królewskie, MN 16), a moldáviai Etulia (MN 16), az ukrainai Odesa, Kotlovina (MN 16), a görögországi Tourkoubonia (MN 16–17), a németországi Untermassfeld és Sackdilling (Q1–Q2), valamint a csehországi Chlum, Koneprusy, Stranská Skála (Q2) lelőhelyekről ismert. Valamennyi felsorolt lelőhely a Kárpát-medence külső szomszéd területe.

Könnyen levonható tehát a következtetés, hogy egy, a késő-pleiocénben–kora-pleisztocénben élő, jellegzetes közép-európai kistermetű tyúk-féléről van szó, míg a MLÍKOVSKÝ által javasolt *Alectoris donnezani* (DEPÉRET, 1892) faj elterjedése Franciaországtól Oroszorszáig és Izraelig jellemző. MLÍKOVSKÝ a *Palaocryptonyx donnezani* (DEPÉRET, 1892) fajhoz sorolja még az

Ammoperdix ponticus TUGARINOV, 1940; *Pliogallus coturnoides* TUGARINOV, 1940 (TUGARINOV, 1940); *Chauvereria balcanica* BOEV, 1997 (BOEV, 1997) és az *Alectoris baryosefi* TCHERNOV, 1980 (TCHERNOV, 1980) fajokat is, figyelmen kívül hagyva a szirtifoglyok és a frankolinok közti morfológiai különbségeket (MLÍKOVSKÝ, 2002).

A neogén tyúkféléről szóló fenti megállapításaimat megerősítik ZELENKOV, N. V. és KUROCHKIN, E. N. (2009) észrevételei eme témában, a közelmúltban megjelent dolgozatukban.

Perdix BRISSON, 1760

***Perdix perdix jurcsaki* JÁNOSSY, 1976
syn. *Perdix jurcsaki* KRETZOI, 1962**

Lelőhely és kor: Beremend 17, 18 és 26, késő-pleiocén (MN 16); Győrújfalú, kora-pleisztocén (Q1).

Anyag és méretek: III. táblázat.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Perdix perdix jurcsaki* JÁNOSSY, 1976 / syn. *Perdix jurcsaki* KRETZOI 1962 (MTM: Betfia 2 és 5; MTCO: Betfia 5, 7, 9 és Aven); recens: *Perdix perdix* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=59).

Leírás: jellegzetes méretaránybeli mozaikosság mutatható ki az igen gazdag anyagon. Míg a singsont, kéz-középcsont, a lábszárcsont és a csüd hosszú és karcsú, addig a hollócsőrscsont és a felkarcsont robusztus. A

III. táblázat. A *Perdix perdix jurcsaki* JÁNOSSY, 1976 csontméreteiTable III. Bone sizes of *Perdix perdix jurcsaki* JÁNOSSY, 1976

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
coracoideum	35,20	33,01	6,95	4,14	3,56		8,01	C1=3,57	Betfia 2	GÁL 2002
"			5,44		2,93				Betfia 9	"
"					2,62				Betfia 5	"
"					2,68				"	"
"					2,90				"	"
"					2,90				Betfia 9	"
"							8,80		"	"
"								C1=5	"	"
scapula			4,55		3,32				Betfia 5	"
humerus			13,67		4,62	9,30	5,02		Betfia 2	"
"					4,55	9,56	5,08		Betfia 5	KRETZOI 1962
"					4,57	9,36	5,46		"	"
"					4,65				Betfia 7	GÁL 2002
ulna	45,93	6,68	6,04	8,66	2,90	6,36	5,34		Betfia 5	"
"		5,65	5,55	7,26					Betfia 9	"
"		5,95	5,44	7,90	2,50	6,46	5,11		Betfia 5	"
"					2,78	6,19	5,04		Betfia 9	"
"					2,58	6,43	5,05		"	"
carpometacarpus	25,31	22,90	7,24	5,20		5,34	3,23	3,81	Betfia 5	"
"	25,39	22,90	6,41	3,76	5,60	4,81	3,00	3,55	Betfia 7	"
"	26,25	23,72	7,00	4,61		4,88	2,72	3,60	Betfia 2	"
"	26,54	23,96	7,42	5,02		5,13	2,95	3,31	"	"
"			7,08	5,00		5,20	2,62	3,07	"	"
"			7,65	4,40		4,86	3,11	3,57	"	"
"						5,40	3,07		Betfia 5	"
phalanga alae			3,40	3,50					Betfia 9	"
tibiotarsus					3,61	7,12	6,80		Betfia 5.	GÁL,2002
"					4,60	6,90	6,50		Betfia "Aven"	KRETZOI, 1962
tarsometatarsus	44,50				3,50	8,10			Betfia "Aven"	KRETZOI, 1962
"			6,83	5,86	3,67				Betfia 5	GÁL 2002
"					3,45				"	"
"					3,46				Betfia 2	"
coracoideum	41,52	39,62	7,93	5,95	4,07	12,16	9,74		Beremend 26	Új határozás
scapula		10,04	5,30		4,59				"	"
humerus	39,33	11,33	10,14	10,20	3,79	7,33	4,37		"	Új határozás
"	40,32	11,70	10,63	11,01	3,72	7,64	4,11		"	"
"	46,36	14,87	12,86	13,13	4,86	8,86	5,36		Beremend 17	"
"		10,63	8,81	8,59					Beremend 26	"
"		11,18	10,66	8,39	3,56				"	"
"		12,38	11,08	9,81	4,09				"	"
"		12,42	11,05	10,26	3,87				"	"
"		14,01	10,71	10,25	4,32				"	"
"			9,35						"	"
"			9,89						"	"
"			9,96						"	"
"			10,34						"	"
"					3,61	7,44	3,96		"	"
"					3,76	7,73	4,33		"	"
"					3,84	7,45	4,42		"	"
"					3,88	7,09	4,31		"	"
"					4,25	7,83	4,49		"	"
"					4,25	8,21	4,63		"	"
"					7,63	4,55			"	"
"					7,82	4,39			"	"
ulna					8,88	5,14			Győrújfalú	"
carpometacarpus	25,54	24,36	6,83	4,65		5,31	2,71		Beremend 17	"
"	26,27	24,63	7,46	4,47		4,13	2,62		"	"
"	27,70	26,00	8,00			5,72	2,91	E1=3,13	"	"
tibiotarsus			7,72	5,81					Beremend 26	"
tarsometatarsus	43,98		7,90		4,09				Győrújfalú	"
"	44,19		8,82		4,06				Beremend 18	"

Betfiai 5. lelőhelyről a KRETZOI (1962) által leírt fogoly a recensnél nagyobb méreteivel tűnik ki. Hetvenöt csücsont vizsgálata után JÁNOSSY (1976) új alfajjá minősítését javasolta, míg MLÍKOVSKÝ (2002) a recens fogolyhoz sorolta be. A hollócsőrscsontok, lapockák, felkarcsontok, kézközépcsontok, szárnyujjpercek, lábszárscsontok és csüdök vizsgálata után a JÁNOSSY által felállított alfaj megtartását javaslom.

Elterjedés: csak a Kárpát-medencéből ismert, de számos jellegben megegyezik a franciországi (La Fage) középső-pleisztocénből (Q2) leírt *P. palaeoperdix* MOURER-CHAUVIRÉ, 1975 fajjal (MOURER-CHAUVIRÉ, 1975), amelyet MLÍKOVSKÝ (2002) a recens fogoly fosszilis elődjének tart és oda is sorolja be.

Gallus BRISSON, 1760

Gallus beremendensis JÁNOSSY, 1976

Lelőhely és kor: Csarnóta 2, késő-pliocén (MN 15–16); Beremend 17 és 26; Villány 3, késő-pliocén (MN 16).

Anyag és méretek: IV. táblázat.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Gallus beremendensis* JÁNOSSY, 1976 (MTM: Beremend 5.); recens: *Gallus gallus* LINNEAUS, 1758 (MTM n=7);

Leírás: a Beremend 5. lelőhelyről előzőleg KRETZOI (1962) által „Phasianidae sp. indet.”-ként jelzett ép humerus a *Gallus* nemzetségre jellemző morfológiával rendelkezik, de a recens fajnál kisebb méretű. Sajnálatos módon, a holotípus leírásánál JÁNOSSY rendkívül sommás diagnózist („A small *Gallus* species, smaller than the hitherto known recent or fossil forms of the genus.”) és igen kevés méretet közöl (JÁNOSSY 1976: p. 34, Pl. 8. fig. 5). A Beremend 17 és 26 gazdag anyagában a holotípus méreteihez közelálló, de annál kisebb felkarcsontokat találtam. Feltehetően a nagyobb méretűek kakasoktól, míg a kisebbek tyúkoktól származhatnak.

MLÍKOVSKÝ (2002) kifogásai (aki emiatt a *Genus incertae sedis*-be sorolja) a humerus *caput humeri* és *crista bicipitalis* alakját illetően eltúlzottak, mivel az eltérés mértéke nem jelentősebb, mint egy fosszilis faj egyedei közötti eltérés. Az általam meghatározott, Beremend 17 és 26, Csarnóta 2 és Villány 3 lelőhelyekről származó gazdag leletanyag viszont JÁNOSSY meghatározásának a helyes-

IV. táblázat. A *Gallus beremendensis* JÁNOSSY, 1976 csontméretei
Table IV. Bone sizes of *Gallus beremendensis* JÁNOSSY, 1976

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
humerus	53,00		14,00		5,70	ap.10			Beremend 5	JÁNOSSY 1976
coracoideum	41,52	39,62	7,93	5,95	4,07	12,16	9,74		Beremend 26	Új határozás
scapula		10,04	5,30		4,59				"	"
humerus	39,33	11,33	10,14	10,20	3,79	7,33	4,37		"	"
"	40,32	11,70	10,63	11,01	3,72	7,64	4,11		"	"
"	46,36	14,87	12,86	13,13	4,46	8,86	5,36		Beremend 17	"
"		12,38	11,08	9,81	4,09				Beremend 26	"
"		12,42	11,05	10,26	3,87				"	"
"		14,01	10,71	10,25	4,32				"	"
"		17,65	13,55	14,46	5,22				Beremend 17	"
"			10,34						Beremend 26	"
"			10,91						"	"
ulna		6,20	6,38	7,87	3,53				Beremend 17	"
"					4,07	6,86	5,44		"	"
carpometacarpus	25,54	24,36	6,84	4,65		5,31	2,71		"	"
"	26,27	24,63	7,46	4,47		4,13	2,62		"	"
"	28,49	26,43	8,36	5,31		6,11	4,10		"	"
phalanga alae	9,44		3,29	2,73	4,30				Beremend 26	"
femur					3,09	6,74	6,01		"	"
tibiotarsus			7,72	5,81					"	"
"			8,24	5,91					"	"
"					3,39	6,79	6,03		"	"
tarsometatarsus	38,69		6,04	5,34	2,74	7,03	4,40		"	"
"					2,61	6,46	5,22		"	"
"					2,62	5,35	4,34		"	"
"					2,75	6,83	5,57		"	"
"						5,19	4,35		"	"

ségét igazolja. A jellegzetesen tyúk nemzetségbe tartozó, a fogoly és frankolin fajoktól jól elkülöníthető leletek a *Gallus* nemzetség egyik legkorábbi európai megjelenését bizonyítják.

Elterjedés: hasonló korú fosszilis fajt (*Gallus moldavicus* BURČÁK-ABRAMOVIČH et al. 1993) a Kárpát-medencétől keletre, Moldáviából is leírtak (BURČÁK-ABRAMOVIČH et al. 1993), ami közvetve a nemzetség Kárpát-medencei jelenlétét is igazolja.

Megjegyzés: a *Gallus* nemzetség pleisztocén jelenlétét Európában sokan megkérdőjelezik, ugyanis a hagyományos szemlélet alapján a házityúkot Délkelet-Ázsiából telepítették be a történelmi idők kezdetén. Ennek ellentmondani látszanak azok a fosszilis leletek, amelyek nyilvánvalóan vadon élő fajtól származnak, figyelembe véve repüléskéességüket igazoló pneumatikus csontjaikat és a háziasított fajnál jóval kisebb méreteiket. Joggal feltételezhető, hogy a negyedidőszak melegebb szakaszaiban a *Gallus* nemzetség (egy vagy akár több fajjal is) jelen volt Európa déli felében, de akár a Kárpát-medencében is. Előfordulásukat a késő-glaciálisban és kora-holocénben rendszerint téves kormeghatározásnak tartják, de radiometrikus korukat csak izotópos vizsgálatok sorozatával lehetne megbízható módon igazolni.

Ord. Ralliformes (REICHENBACH, 1852)

Fam. Heliornithidae (GRAY, 1849)

Heliornis BONNATERRE, 1791

Heliornis sumegensis sp. n.

Tipus lelőhely és kor: Sümeg, késő-miocén (MN 11–12).

Holotípus: bal oldali kézközépcsont, proximális töredék (MÁFI V.09.340.1.); (1. ábra, A és B kép).

Paratípusok: jobb oldali hollócsőrscsont, disztális töredék (MÁFI V.09.341.1.); (2. ábra); ép lábujjperc (MÁFI V.09.342.1.) (3. ábra).

Méreték: a coracoideum *facies articularis sternalis* hossza 3,75 mm; vastagsága 1,7 mm; carpometacarpus C=3,61 mm; *os metacarpale alulare* magassága (D)=2,51 mm; ph. pedis A=8,3 mm

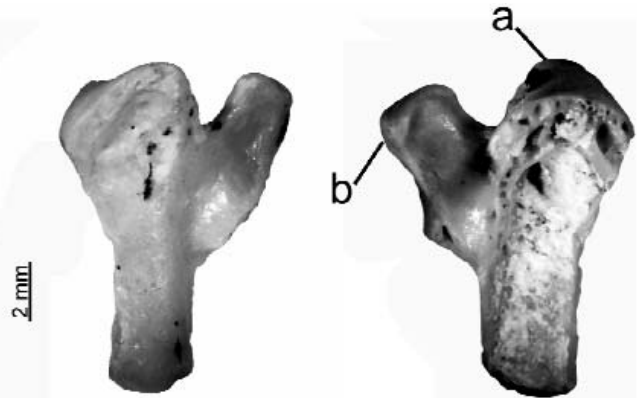
Diagnózis: a *trochlea carpalis* (1a) és a *processus extensorius* (1b) alakja megfelel a recens családnak és nemzetségének, eltérve a többi guvatakatúakétól. Méretei jóval kisebbek a recens fajokénál.

Etimológia: Sümeg város neve után.

Összehasonlító anyag: recens *Heliornis fulica* (BODDAERT, 1783) (USNM 321493).

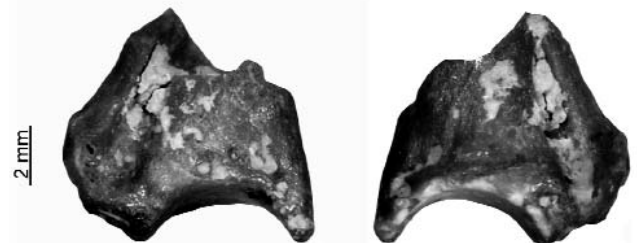
Leírás: kis méretű fajhoz tartozó anyag. Azonosítása a kézközépcsont proximális epifízisének jellegzetes alakja szerint történt. A recens faj hollócsőrscsontjánál a megfelelő méretek a következők: szélessége 5,20 mm, vastagsága 2,00 mm, míg a kézközépcsontnál: C=5,10 mm, illetve D=2,90 mm.

Elterjedés: a Heliornithidae család egészen 2003-ig ismeretlen volt a fosszilis szakirodalomban (BRODKORB 1967).



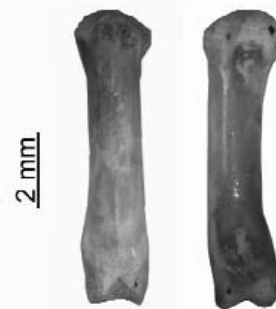
1. ábra. *Heliornis sumegensis* n. sp. jobb oldali kézközépcsontjának proximális töredéke (bal: dorzális nézet, jobb: mediális nézet)

Figure 1. *Heliornis sumegensis* n. sp. proximal fragment of right carpometacarpus (left: dorsal, right: medial view)



2. ábra. *Heliornis sumegensis* n. sp. bal oldali hollócsőrscsontjának szternális töredéke (bal: dorzális nézet, jobb: ventrális nézet)

Figure 2. *Heliornis sumegensis* n. sp. sternal fragment of left coracoideum (left: dorsal, right: ventral view)



3. ábra. *Heliornis sumegensis* n. sp. lábujjperce (bal: craniális nézet, jobb: caudális nézet)

Figure 3. *Heliornis sumegensis* n. sp. Phalanx pedis (left: cranial, right: caudal view)

S. OLSON ekkor jelzett egy, a recens fajhoz hasonló méretű és jellegű disztális humerus-töredéket Lee Creek Mine (É-Karolina állam, USA) középső-miocén lelőhelyéről *Heliornis* aff. *fulica* néven (OLSON 2003). A *Heliornis* genushoz tartozó három recens faj csak Afrika, Dél-Ázsia és Dél-Amerika trópusi vidékein él, a vöcskökhöz külalakban és életmódban hasonlító vízimadarak. Legismertebb a *Heliornis fulica* (BODDAERT, 1783). A kihalt faj Kárpát-medencei jelenléte a miocén éghajlati és környezeti viszonyokat is jelzi.

Fam. Otidae GRAY, 1840
Otis LINNAEUS, 1758

Otis kalmani JÁNOSSY, 1972

Lelőhely és kor: Polgárdi 4 és 5, késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2, késő-pliocén (MN 15–16); Beremend 17, 26 és 38, késő-pliocén (MN 16); Villány 5, kora-pleisztocén (Q2).

Anyag és méretek: V. táblázat.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Otis kalmani*

Franciaországból több középső-pleisztocén lelőhelyről is leírták, de Dél- és Kelet-Európában csak a felső-pleisztocénben jelenik meg. Ebből akár az a JÁNOSSY (1972) által levont következtetés is elfogadható, hogy a fosszilis típus lenne a recens faj közvetlen elődje. Ezt látszik alátámasztani a Kárpát-medence külső pereméről, a moldáviai felső-miocénből (Kisinyov, MN 9) leírt másik kistermetű tűzokfaj is, amely *Otis bessarabensis* KESSLER & GÁL, 1996 néven ismert (KESSLER & GÁL 1996). Az utóbbi faj a nemzetség legrégebbi kistermetű alakja.

V. táblázat. Az *Otis kalmani* JÁNOSSY, 1980 csontméretei

Table V. Bone sizes of *Otis kalmani* JÁNOSSY, 1980

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
coracoideum			9,17	7,65	5,75				Betfia 2	GÁL 2002
"			9,00	7,96	4,60				"	"
"				7,60	4,80				"	JÁNOSSY1972
"					4,50				Betfia 9C/5	GÁL 2002
radius			4,92	4,44	3,00				Betfia 9B	"
carpometacarpus							4,55	E1=2,65	"	"
phalanga alae	14,51		4,55	5,30	2,60	3,84	2,95		"	"
"	15,00				3,40				Nagyharsányhegy	JÁNOSSY 1979b
tibiotarsus						8,08	8,37		Betfia 2	JÁNOSSY 1972
"						8,85	7,81		"	GÁL 2002
tarsometatarsus			10,70						"	"
phalanga pedis	17,05								Betfia 5	"
(n=15)	9,18–13,60								"	"
radius					2,72	6,37	3,12		Polgárdi 4	Új határozás
tibiotarsus	125					11			Csarnóta 2	"
"				11,13					Polgárdi 5	"
"					6,01	9,55			Beremend 17	"
"						7,58			Villány 5	"
tarsometatarsus						11,22	6,68		Beremend 38	"
phalanga unguis	12,04	4,57	2,82						"	"

JÁNOSSY, 1972 (MTM: Betfia 2, Nagyharsány-hegy); recens: *Otis tetrax* LINNAEUS, 1758 (MTM n=4).

Leírás: kistermetű tűzokfaj, amelyet JÁNOSSY (1972) a Betfia 2 lelőhelyről írt le egy hollócsőr-csont alapján. A recens reznektől csak méretében és arányaiban tér el. A betfiai lelőhelynél idősebb rétegben való előfordulása (Polgárdi, MN 13; Beremend 16, 17, 26 és 38, MN 16) kizárja a recens fajhoz való tartozást, az új leletanyag pedig megerősíti a diagnózis helyességét.

Elterjedés: MLÍKOVSKÝ (2002) a recens reznekhez sorolja, mivel a méreteken kívül nincs jelentős morfológiai különbség a fosszilis és recens anyag közt. Csak a Kárpát-medencéből, valamint a szomszédos Morva-medencéből (Csehország, Stranská Skalá, középső-pleisztocén, Q3) ismert. Habár a fosszilis faj Ukrajna (Kryzanovska 1, MN 17) és Moldávia (Etulia, MN 16) felső-pliocénjéből is ismert — utóbbiból *Otis paratetrax* BOCHEŇSKI & KUROČKIN, 1987 néven (BOCHEŇSKI & KUROČKIN 1987b) — MLÍKOVSKÝ ezt is a recens fajhoz sorolja be.

Otis lambrechtii KRETZOI, 1941

Lelőhely és kor: Beremend 26, késő-pliocén (MN 16, MN 16–17); Beremend 28, kora-pleisztocén (Q1–2); Beremend 23, középső-pleisztocén (Q3).

Anyag és méretek: VI. táblázat.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Otis lambrechtii* KRETZOI 1941 (MTM: Betfia 5, Villány 3, Osztramos 2, Budapest-Várhegy); recens: *Otis tarda* LINNAEUS, 1753 (MTM n=10).

Leírás: a fosszilis fajt KRETZOI a Betfia 5. lelőhelyről egy csüd alapján írta le (KRETZOI 1941). Ebben az esetben is a méretek különböztetik meg a kihalt fajt a recens tűzoktól. Az azonosítást megnehezíti az ivari kétalakúság, ami testméretben is jellemzi a madarakat. A nagy tűzok ukrajnai, moldáviai alsó- és felső-pliocén előfordulása valószínűsíti, hogy a recens faj és elődje a Kárpát-medencében, illetve az ettől keletebbre fekvő területeken jelent meg.

VI. táblázat. Az *Otis lambrechtii* KRETZOI, 1941 csontméretei
Table VI. Bone sizes of *Otis lambrechtii* KRETZOI, 1941

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
scapula					11,11				Betfia 9/IX	GÁL 2002
radius			14,11	11,80	6,70				Betfia 9B	"
tibiotarsus						15,50	16,80		Villány-Kalkberg	JÁNOSSY 1979b
tarsometatarsus			17,10	17,40					Betfia 5	GÁL 2002
"					9,42				Betfia 2	"
"					10,10				Betfia 5	"
"					10,85	20,00			Betfia 9	"
"								F1=10	Betfia 5	JÁNOSSY 1979b
"								F1=10	"	GÁL 2002
"								F1=10,7	"	JÁNOSSY 1979b
"								F1=10,81	"	GÁL 2002
phalanx 1. digiti 1.	25,60		8,21	9,48	4,80	6,43	6,46		"	"
phalanx 1. digiti 4.	16,00				5,40				Osztramos 2	JÁNOSSY 1979b
"	20,50				7,40				Bp.-Várhegy	"
"	23,00				7,20				Betfia 5	"
"	23,35		9,20	8,84	5,38	7,19	5,22		Betfia 5	GÁL 2002
"			9,25	8,55	4,80				"	"
phalanx 2. digiti 2.	30,93		12,08	13,67	6,00	9,33	7,56		"	"
"			11,97	13,71	6,03				"	"
phalanx pedis (n=22)	18,67-24,48								"	"
phalanga unguis		8,06	4,89	5,36					"	"
humerus					7,97			E1=7,3	Bereremend 28	Új határozás
carpometacarpus			31,56	25,62				C1=14,16	"	"
"						17,07	13,96	E1=7,42	"	"
tarsometatarsus	162		26,53	23,03	9,72	26,51	15,27	F1=9,98	"	"
"			19,41		ap.10,4				Bereremend 23	"
"									"	"
phalanx pedis (n=5)	21,04-25,44								Bereremend 28	"
phalanx unguis		8,95	5,27	4,15					Bereremend 26	"

Elterjedés: Ukrajna alsó-pliocénjéből (Vojnicevo, MN 14), Moldávia felső-pliocénjéből (Cismikioi, MN 16) jeleztek *Otis* cf. *tarda* néven (VOJINTSVENSKIJ 1967, BOCHEŃSKI & KUROČHKIN 1987b). A recens nagy túzok Európa nyugati és déli területeit csak a középső- és felső-pleisztocénben népesítette be (TYRBERG 1998).

Fam. Rallidae VIGORS, 1825

†*Rallicrex* LAMBRECHT, 1933

Rallicrex polgardiensis JÁNOSSY, 1991

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6-8); Polgárdi 4 és 5, késő-miocén (MN 13); Csarnóta 2 (MN 15-16), Beremend 26, késő-pliocén (MN 16).

Anyag és méretek: VII. táblázat.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Rallicrex kolozsvariensis* LAMBRECHT, 1933 (MÁFI: Kolozsvár-Fellegvár),

Rallicrex polgardiensis (MAFI - Polgárdi 4 és 5); recens: *Rallus aquaticus* LINNEAUS, 1758 (MTM n=7); *Crex crex* LINNEAUS, 1758 (MTM n=2).

Leírás: a kolozsvári Fellegvár oligocénjéből leírt kihalt nemzetségre és fajra (*Rallicrex kolozsvariensis* LAMBRECHT, 1933), a diagnózisnak megfelelően, a harisok és guvatok jellegeinek mozaikos megjelenése jellemző. A felkarcsont disztális epifízise a *Rallus*-ra hasonlít (főleg az *epicondylus dorsalis*), de *Crex*-re jellemző méretei vannak. A lábszárcsont disztális végén a *pons supratendineus* keskenyebb, mint a harisnál, a *condylus medialis* fejlettebb. A nemzetséghez tartozó második kihalt fajt JÁNOSSY Polgárdiból írta le egy combcsont alapján (JÁNOSSY 1991). A vázrész, különösen a disztális epifízis, rövidebb és vastagabb a recens fajokénál. Az új leletanyagból előkerült csüd a kolozsvári lelethez képest robusztusabb, de ez jellemző a többi vázrészre is.

Elterjedés: a fosszilis nemzetség és a fajok csak a Kárpát-medencéből ismertek.

VII. táblázat. A *Rallicrox polgardiensis* JÁNOSSY, 1991 csontméretei
 Table VII. Bone sizes of *Rallicrox polgardiensis* JÁNOSSY, 1991

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
humerus						5,20			Polgárdi 4	JÁNOSSY 1991
femur	43,80		7,20		3,20	7,00			Polgárdi 5	"
tibiotarsus						5,30			"	"
tarsometatarsus (n=2)					2,5-3,00	5,4-6,00		F1=2-2,20	"	"
phalanx 1.digiti III.	17,00				1,90				Polgárdi 4	"
coracoideum			3,55	3,43					Polgárdi 5	Új határozás
humerus			6,20		2,11				"	"
carpometacarpus	21,22	20,24	4,95	3,00	3,42	3,38	2,54		"	"
"			4,68	2,89					Csarnóta 2	"
femur	47,07	45,68	7,60	5,63	3,17	7,60	5,98		Polgárdi 5	"
"			7,27	5,80	3,07				Polgárdi 4	"
"					2,83	6,25	4,95		"	"
tibiotarsus	36,53				2,89	5,80	4,56		"	"
"			5,28	4,18	2,66				"	"
"				5,63					Polgárdi 5	"
"				6,09					Polgárdi 4	"
"					2,40	6,14	4,15		Polgárdi 5	"
"					2,57	6,23	4,27		"	"
"					2,66	5,54	5,56		Beremend 26	"
"					2,75	4,74	5,24		Polgárdi 4	"
"						5,20	4,45		"	"
"						5,31	5,83		Polgárdi 5	"
"						5,56	5,89		"	"
"						5,68	5,70		"	"
tarsometatarsus					2,26				"	"
"					2,29				Beremend 26	"
"					2,68	6,29	5,32		"	"
"					2,69	5,91	5,49		"	"
"					2,92				"	"

†*Miorallus* LAMBRECHT, 1933

***Miorallus major* (MILNE-EDWARDS, 1869)**

Lelőhely és kor: Rudabánya, késő-miocén (MN 9); Csarnóta 2 (MN 15-16), Beremend 17, 26 és 39, késő-pleiocén (MN 16).

Anyag: felkarcsont proximális töredék (R-3) (MÁFI), egy ép felkarcsont, öt felkarcsonttöredék (Beremend 17, 26 és 39) (BKAH), majdnem ép singcsont, diafízis és disztális lábszárcsont (Beremend 17) (MTM).

Méret: humerus A= 43,07 mm; B=13,27; 12,55 és 11,18 mm; C=8,53, 10,36 és 10,90 mm; E=3,55 és 4,11 mm; ulna A=kb. 57 mm; C=6,86 mm; E=3,34 mm; G=5,51 mm; tibiotarsus C=6,27 mm; E=3,74 mm.

Összehasonlító anyag: recens: *Rallus aquaticus* LINNEAUS, 1758 (MTM n=7); *Gallinula chloropus* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=14); *Fulica atra* LINNEAUS, 1758 (MTM n=4).

Leírás: a rudabányai lelet igen töredékes, de a *foramen*

pneumaticum hiánya és a csont külseje a Rallidae családba való sorolását indokolja. Méretben kisebb a franciaországi Sansanból (középső-miocén, MN 6) leírt *Miorallus major* (MILNE-EDWARDS, 1869) fajnál. A csarnótai és beremendi példányok a szárcsa és a vízityúk közti morfológiai és méretbeli jellegeket mutatnak.

Elterjedés: a típuslelőhelyen kívül csak a Kárpát-medencéből ismert.

†*Palaeoramides* LAMBRECHT, 1933

***Palaeoramides cf. beaumontii*
(MILNE-EDWARDS, 1869)**

Lelőhely és kor: Beremend 17, késő-pleiocén (MN 16).

Anyag: kézközépcsont proximális vége (BKAH).

Méret: carpometacarpus C=4,68 mm.

Összehasonlító anyag: recens: *Rallus aquaticus*

(LINNEAUS, 1758) (MTM n=7); *Crex crex* LINNEAUS, 1758 (MTM n=2).

Leírás: jellegekben és méretben is (bár valamennyivel kisebb) megfelel a franciaországi Sansanból (középső-miocén, MN 6) leírt fajnak (CHENEVAL, 2000).

Elterjedés: csak a típuslelőhelyről ismert.

Porzana VIEILLOT, 1816

***Porzana estramosi* JÁNOSSY, 1979**

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6–8); Polgárdi 4 és 5, késő-miocén (MN 13).

Anyag és méretek: VIII. táblázat.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Porzana estramosi* JÁNOSSY, 1979 (MTM: Osztramos 9, MÁFI: Polgárdi 4 és 5);

recens: *Porzana porzana* (LINNEAUS, 1766) (MTM n=6); *P. parva* (SCOPOLI, 1769) (MTM n=4); *P. pusilla* (PALLAS, 1766) (MTM n=1).

Leírás: tipikus guvatféle, amelyet JÁNOSSY az Osztramos 9-es lelőhelyről írt le egy csüd alapján. Diagnózisa (JÁNOSSY 1979a) a méreteken és a trochleák egymáshoz való viszonyulásán, a *foramen supratrochlearis* helyén, a disztális rész külalakján alapszik. Polgárdiból JÁNOSSY (1991) egy új alfajt is leírt (*P. estramosi veterior*), méretbeli eltérésekre hivatkozva, mivel a polgárdi anyag nagyobb termetű az osztramosi típusnál.

Elterjedés: csak a fenti három lelőhelyről ismert.

***Porzana matraensis* n. sp.**

Típuslelőhely és kor: Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN6–8).

VIII. táblázat. A *Porzana estramosi* JÁNOSSY, 1979 csontméretei

Table VIII. Bone sizes of *Porzana estramosi* JÁNOSSY, 1979

Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
coracoideum		14,40							Polgárdi 5	JÁNOSSY 1991
humerus (n=12)	23,5–30,20				1,6–2,1				"	"
carpometacarpus (n=6)	14,5–17,40								Polgárdi 4,5	"
femur	31,60				2,20				Polgárdi 4	"
tarsometatarsus (n=4)	25,6–27,50				2–2,2				Polgárdi 4,5	"
"					2,00				Osztramos 9	JÁNOSSY 1979a
coracoideum	15,59	14,83	2,43	2,85	1,76		4,53		Polgárdi 4	Új határozás
"	15,64	15,10	3,22	3,40	1,94	5,80	4,21		"	"
"		15,35	2,83	3,18	2,15		4,88		"	"
"			2,82	3,07	1,83				"	"
humerus	28,56	8,05	6,03		2,00	3,94	2,54		"	"
"			5,78		2,14				"	"
"			6,20		2,11				Polgárdi 5	"
"					1,93	3,95	2,57		Polgárdi 4	"
"						3,53	2,84		"	"
carpometacarpus	16,59		3,72			2,03	1,55		"	"
"	17,73		3,96	2,40		2,63	1,90		"	"
" (n=4)			3,2–3,60						"	"
"						2,75	1,56		"	"
ulna					1,96	2,18	2,60		"	"
femur	31,56	30,21	4,83	3,75	2,08	4,34	3,43		"	"
"			4,68	3,43	1,93				"	"
"			4,73	3,86					"	"
tibiotarsus			3,81		1,88				"	"
"				5,63					Polgárdi 5	"
"					2,75	4,74	5,24		Polgárdi 4	"
"						4,21	4,42		"	"
tarsometatarsus	25,66		3,62	3,62	1,92	3,78	3,05		"	"
"					2,16	4,30	2,26		"	"
"					1,91				Polgárdi 5	"
"					1,82	3,60			Polgárdi 4	"
"						4,03	3,03		"	"

VIII. táblázat. A *Porzana estramosi* JÁNOSSY, 1979 csontméretei
 Table VIII. Bone sizes of *Porzana estramosi* JÁNOSSY, 1979

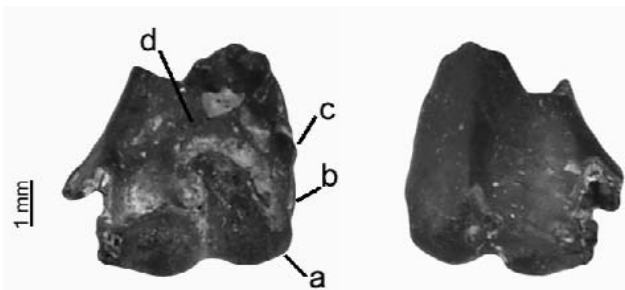
Csonttípus	A	B	C	D	E	F	G	*	Lelőhely	Forrás
humerus	28,56	8,05	6,03		2,00	3,94	2,54		"	"
"			5,78		2,14				"	"
"			6,20		2,11				Polgárdi 5	"
"					1,93	3,95	2,57		Polgárdi 4	"
"						3,53	2,84		"	"
carpometacarpus	16,59		3,72			2,03	1,55		"	"
"	17,73		3,96	2,40		2,63	1,90		"	"
" (n=4)			3,2-						"	"
"			3,60						"	"
"						2,75	1,56		"	"
ulna					1,96	2,18	2,60		"	"
femur	31,56	30,21	4,83	3,75	2,08	4,34	3,43		"	"
"			4,68	3,43	1,93				"	"
"			4,73	3,86					"	"
tibiotarsus			3,81		1,88				"	"
"				5,63					Polgárdi 5	"
"					2,75	4,74	5,24		Polgárdi 4	"
"						4,21	4,42		"	"
tarsometatarsus	25,66		3,62	3,62	1,92	3,78	3,05		"	"
"					2,16	4,30	2,26		"	"
"					1,91				Polgárdi 5	"
"					1,82	3,60			Polgárdi 4	"
"						4,03	3,03		"	"

Holotípus: bal oldali felkarcsont disztális töredék (Mátraszőlős 1) (MMP 2006.334.1) (4. ábra).

Paratípus: bal oldali lábszárcsont proximális töredék (Mátraszőlős 1) (MMP 2006.334.2) (5. ábra).

*Méret*ek: humerus F= kb. 4,80-5,00 mm; G=2,42 mm; tibiotarsus: D=3,36 mm.

Diagnózis: jellegzetes vízicsibe faj, a recens *Porzana porzana* (LINNEAUS, 1758) méretéhez hasonló. A humerus disztális epifízisén az *epicondylus dorsalis* (4a) és a *processus supracondylaris dorsalis* (4b) közti él kevésbé bemélyedő, míg a *processus supracondylaris dorsalis* (4c) kevésbé kiugró, a *fossa musculi brachialis* (4d) mélyebb és szélesebb mint a recens fajnál, illetve a *P. estramosi*-nál.



4. ábra. *Porzana matraensis* n. sp. bal oldali felkarcsontjának disztális töredéke (bal: cranialis nézet, jobb: caudális nézet)

Figure 4. *Porzana matraensis* n. sp. distal fragment of left humerus (left: cranial, right: caudal view)

Etimológia: a Mátra hegység után elnevezve.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Porzana estramosi* JÁNOSSY, 1979 (MTM - Osztramos 9, MÁFI - Polgárdi 4 és 5); recens: *Porzana porzana* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=6); *P. parva* (SCOPOLI, 1769) (MTM n=4); *P. pusilla* (PALLAS, 1766) (MTM n=1).

Leírás: a felkarcsont disztális epifíziséről az *epicondylus ventralis* hiányzik. A mátraszőlősi példányok a GÁL et al. (1999) dolgozatban közölt *Rallidae* gen. et sp. indet. anyag revideálása. A recens *Porzana porzana* (LINNEAUS, 1758) megfelelő méretei: F=4,72-4,88 mm; G=3,01-3,12 mm; a kihalt *P. estramosi* JÁNOSSY, 1979 esetében ezek a méretek: F=3,53-3,94 mm; G= 2,54-2,84 mm.



5. ábra. *Porzana matraensis* n. sp. bal oldali síngcsontjának proximális töredéke (proximalis nézet)

Figure 5. *Porzana matraensis* n. sp. proximal fragment of left tibiotarsus (proximal view)

***Porzana kretzoi* n. sp.**

Típuslelőhely és kor: Polgárdi 5, késő-miocén (MN 13);
Holotípus: jobb oldali kézközépcsont (Polgárdi 4) (MÁFI V.09.348.1.), (6. ábra).

Paratípusok: jobb oldali lapockacsont cranialis töredék (MÁFI V.09.344.1.) (7. ábra); jobb oldali kézközépcsont (MÁFI V.09.345.1.); bal oldali csüd disztális töredék (Polgárdi 4, késő-miocén) (MÁFI V.09.346.1.), (8. ábra).

Méretetek: carpometacarpus A=13,62–14,37 mm; C=2,81–2,89 mm; E=2,63–2,70 mm; F=2,10 mm; G= kb. 1,10 mm. scapula: B=3,49 mm; E=1,77 mm; tarsometatarsus: E=1,75 mm; F=4,14 mm; G=3,21 mm.



6. ábra. *Porzana kretzoi* n. sp. hiányos jobb oldali kézközépcsontja (ventrális nézet és dorsális nézet)

Figure 6. *Porzana kretzoi* n. sp. Incomplete right carpometacarpus (ventral and dorsal view)

Diagnózis: a legkisebb recens fajnál is kisebb vízicsibe faj. A *trochlea carpalis* (6a) legömbölyítettebb és alacsonyabb, a *processus extensorius* (6b) pedig rövidebb, mint a *Porzana parva* LINNEAUS, 1758 esetében.

Etimológia: KRETZOI Miklósról elnevezve.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Porzana estramosi* JÁNOSSY, 1979 (MTM: Osztramos 9, Polgárdi 4 és 5); recens: *Porzana porzana* (LINNEAUS, 1758) (MTM n=6); *P. parva* (SCOPOLI, 1769) (MTM n=4); *P. pusilla* (PALLAS, 1766) (MTM n=1).

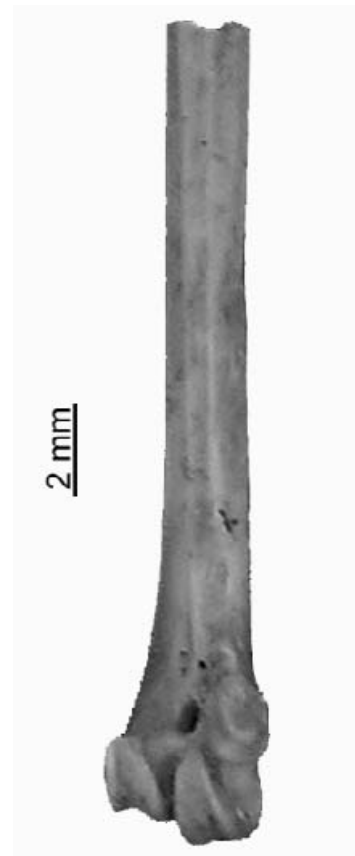
Leírás: az apró kézközépcsontról letörött a *tuberositas metacarpalis II*. A recens *Porzana parva* csontméretei: carpometacarpus A=15,44–16,33 mm; C=3,30–3,69 mm; E=3,32–3,52 mm; G=1,35–1,81 mm; scapula: B=3,61–3,82 mm; E=1,81–2,03 mm; tarsometatarsus: E=2,15–2,28 mm; F=3,83–4,31 mm; G=3,25–3,45 mm.

Elterjedés: a két kihalt faj csak a típuslelőhelyről és a paratípusok lelőhelyéről ismert. A vízicsibék egyébként is



7. ábra. *Porzana kretzoi* n. sp. jobb oldali lapockacsont cranialis töredéke (bal: laterális, jobb: cranialis nézet)

Figure 7. *Porzana kretzoi* n. sp. cranial fragment of right scapula (left: lateral, right: cranial view)



8. ábra. *Porzana kretzoi* n. sp. bal oldali csüdjének disztális töredéke (plantaris nézet)

Figure 8. *Porzana kretzoi* n. sp. distal fragment of left tarsometatarsus (plantar view)

ritkán fordulnak elő neogén fosszilis anyagokban. Legrégábbi leleteik (*P. porzana* LINNEAUS, 1758, illetve *Porzana* sp. néven) a Kárpát-medencén kívül a pliocén-pleisztocén határról (MN 17–18) a spanyolországi Mallorca (SONDAAR et al. 1995), a bulgáriai Varsec (BOEV 1997), a németországi Voigstedt (JÁNOSSY 1965), valamint a csehországi alsó-pleisztocén Stranská Skála (Q2) (JÁNOSSY 1972; MLÍKOVSKÝ 1995) lelőhelyekről ismertek.

Ord. Charadriiformes (HUXLEY, 1867)
 Fam. Scolopacidae VIGORS, 1825
Gallinago BRISSON, 1760

***Gallinago veterior* JÁNOSSY, 1979**

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6-8); Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13); Beremend 17, korapliocén (MN 16).

Anyag: Mátraszőlős 1 – csüd disztális töredék (PM); Polgárdi 4 – töredékes kézközépcsont (MÁFI); Beremend 17 – ép kézközépcsont (BKAH).

Méretetek: carpometa- és metacarpusok A= ap.25,0 mm; B=24,3 mm; C= 5,48 és 6,50 mm; D= 3,48 és 3,72 mm; E=3,84 mm; F=3,40 mm; G= 2,50 mm.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Gallinago veterior* JÁNOSSY, 1979 (MÁFI: Csarnóta 2); recens: *Gallinago gallinago* LINNEAUS, 1758 (MTM n=1); *Gallinago media* (LATHAM, 1787) (MTM n=1).

Leírás: JÁNOSSY (1979a) a Csarnóta 2-es lelőhelyről egy hollócsőrscsont alapján írta le a *Gallinago* nemzetség jellegeivel, valamint a *G. gallinago* LINNEAUS, 1758 és *G. media* (LATHAM, 1787) köztes méreteivel rendelkező fajt.

A holotípus craniális vége az utóbbi, míg a sternális vége az előbbi fajjal mutat nagyobb hasonlóságot. A *veterior* fajnév is a nemzetség korai megjelenését jelzi. Az új leletek a fajnak a középső-miocéntől a neogén végéig terjedő Kárpát-medencei jelenlétét bizonyítják.

Elterjedés: a Kárpát-medencén kívül nem ismert. Maga a nemzetség sem ismert Európa neogénjéből, csak az alsópleisztocéntől kezdődően (*G. gallinago* LINNEAUS, 1758 a csehországi Prezletice és Stranská Skála lelőhelyekről, tehát a Kárpát-medencével szomszédos területről).

***Gallinago* sp. / *Capella* sp. indet.**

Polgárdi 4, felső-miocén (MN 13) (JÁNOSSY 1972, 1979b, 1983, 1991).

Scolopax LINNAEUS, 1758

***Scolopax baranensis* JÁNOSSY, 1979**

Lelőhely és kor: Beremend 17, késő-pliocén (MN 16).

Anyag: lapockacsont töredék, orsócsont disztális töredék, két kézközépcsont proximális töredék, két csüd (BKAH).

Méretetek: carpometa- és metacarpus C=9,02 és 9,14 mm; C'=3,2 mm; D=4,7 és 5,29 mm; radius F= 5,17 mm; G=3,17 mm; tarsometatarsus A=42,59 mm; C=6,95 mm; D=7,05 mm; E=3,38 és 3,49 mm; F=13,08 és 13,18 mm.

Összehasonlító anyag: fosszilis: *Scolopax baranensis* JÁNOSSY, 1979 (MÁFI: Csarnóta 2); recens: *Scolopax rusticola* LINNEAUS, 1758 (MTM n=4).

Leírás: a Csarnóta 2. lelőhelyen talált kézközépcsont diagnózisában JÁNOSSY (1979a) a proximális epifízis és a

metacarpus II. alakja és a faj kisebb méretei alapján írta le az új fajt, ám ezt MLÍKOVSKÝ (2002) elégtelennek tartja. A beremendi csüdök jellegei is igazolják egy, a recens fajnál kisebb méretű — annak az elődjének tekinthető — kihalt szalonka faj létezését a neogén végétől a Kárpát-medence területén.

Elterjedés: a nemzetség Spanyolországból a felső-pliocéntől (Menorca, MN 17–18) ismert a *Scolopax carmesinai* SEGUI, 1999 révén (SEGUI, 1999), míg a recens erdei szalonka (*S. rusticola* LINNEAUS, 1758) a Kárpát-medencén kívülről csak az alsó-pleisztocéntől kezdődően (Csehország, Stranská Skála, Q2) ismert (MLÍKOVSKÝ, 2002).

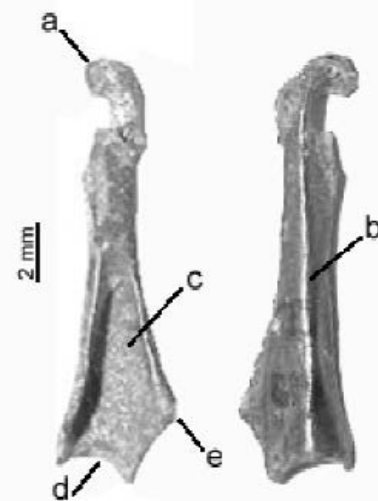
Calidris MERREM, 1804

***Calidris janossyi* sp. n.**

Típuslelőhely és kor: Polgárdi 5, késő-miocén (MN 13).

Holotípus: majdnem teljes jobb oldali hollócsőrscsont (MÁFI V.09.349.1.), (9. ábra).

Méretetek: coracoideum A=16,46 mm; B=15,93 mm; D=4,07mm; E=2,04mm; F=4,50 mm; G=3,54 mm.



9. ábra. *Calidris janossyi* n. sp. hiányos jobb oldali hollócsőrscsontja (bal: dorsális, jobb: mediális nézet)

Figure 9. *Calidris janossyi* n. sp. incomplete right coracoideum (left: dorsal, right: medial view)

Diagnózis: jellegeiben a recens fajokhoz, nagyságban a közepes méretű recens fajokhoz (*C. alpina*, *C. temnickii*) hasonlít, de azoknál hosszabb és karcsúbb felépítésű. Az *acrocoracoideum* (9a) vége hegyes és nem tompa, a mediális oldalon húzódnó vonal (9b) egyenes és nem hajlik a *processus lateralis* felé, az *impressio musculi sternocoracoidalis* (9c) mélyebb és hosszabb, a *facies articularis sternalis* (9d) rövidebb, míg a *processus lateralis* (9e) meredekebben és hosszabban nyúlik felfelé, mint a recens fajoknál.

Etimológia: JÁNOSSY Dénesről elnevezve.

Összehasonlító anyag: recens: *Calidris temnickii* (LEISLER, 1812) (MTM n=1); *C. alpina* C. L. BREHM, 1822 (MTM n=6); *C. minuta* (LEISLER, 1812) (MTM n=3).

Leírás: a fosszilis leletnél a *processus procoracoidalis* vége sérült és hiányos. A recens *C. alpina* megfelelő méretei: A=14,50–14,90 mm; B=13,59–13,88 mm; D=3,48–3,70 mm; E=1,78–1,88 mm; F=4,71–5,60 mm; G=3,65–4,35 mm; *C. temnickii* esetében: A=15,64 mm; B=15,23 mm; D=3,80 mm; E=2,28 mm; F=4,91 mm; G=3,72 mm; *C. minuta* esetében: A=11,36–11,69 mm; B=11,21–11,46 mm; D=2,50–2,72 mm; E=2,11–2,41 mm; F=4,12–4,19 mm; G=3,21–3,38 mm.

Elterjedés: a nemzetséget Európából Csehország alsó-miocénjéből (Dolnice, MN 4) írták le mint *Calidris* sp.-t. (MLÍKOVSKÝ 2002), valamint az ugyancsak csehországi alsó-pleisztocén Stránská Skála-ból JÁNOSSY (1972) és MLÍKOVSKÝ (1995) külön-külön.

Fam. Charadriidae BONAPARTE, 1831
Charadrius LINNAEUS, 1758

Charadrius lambrechtii sp. n.

Lelőhely és kor: Polgárdi 4, késő-miocén (MN 13).

Holotípus: majnem ép jobb oldali hollócsőrcsont (MÁFI V.09.347.1.), (10.ábra).

Méreték: coracoideum B=13,65 mm; E= 1,3 mm.

Diagnózis: jellegzetes lile hollócsőrcsont, a kisméretű recens fajok (*C. dubius*, *C. alexandrinus*, *C. hiaticula*) mére-



10. ábra. *Charadrius lambrechtii* n. sp. hiányos jobb oldali hollócsőrcsontja, bal: dorsális nézet, jobb: mediális nézet

Figure 10. *Charadrius lambrechtii* n. sp. incomplete right coracoidum (left: dorsal, right: medial view)

teihez hasonló. A *processus acrocoracoidalis* (10a) rövidebb, a *sulcus musculi supracoracoidei* (10b) tágabb, a *facies articularis humeralis* (10c) hosszabb, mint a recens fajoknál.

Etimológia: LAMBRECHT Kálmánról elnevezve.

Összehasonlító anyag: recens: *Charadrius dubius* SCOPOLI, 1786 (MTM n=1), *C. alexandrinus* LINNAEUS, 1758 (MTM n=1), *C. hiaticula* LINNAEUS, 1758 (MTM n=1).

Leírás: a fosszilis leletnél a *processus procoracoidalis* vége és a *processus lateralis* sérült, ill. hiányos. A recens *C. dubius* megfelelő méretei: B=12,90 mm; E=1,60 mm; *C. alexandrinus* esetében: B=13,00 mm; E=1,60 mm; a *C. hiaticula*-nál pedig: B=14,50 mm; E=2,00 mm.

Elterjedés: a nemzetség csak a felső-pliocén (MN 16) kezdődően ismert. A *Charadrius morinellus* recens fajt JÁNOSSY a lengyelországi Rebieliceből (JÁNOSSY 1974) és az alsó-pleisztocén csehországi Stránská Skála-ból (MQ 1) említi (JÁNOSSY 1972), míg *Charadrius* sp.-ként Beremend 15-ről jelzi (JÁNOSSY 1987, 1992).

Más meghatározott anyagok

Ord. Galliformes (TEMMINCK, 1820)
Fam. Phasianidae VIGORS, 1825

Coturnix BONNATERRE, 1791

Coturnix coturnix (LINNAEUS, 1758) – Gombaszög (Gombasek, Szlovákia, középső-pleisztocén), (MTM)

Ammoperdix GOULD, 1851

Ammoperdix sp. – Gombaszög (Gombasek – Szlovákia, középső-pleisztocén), (MTM)

Perdix BRISSON, 1760

Perdix perdix (LINNAEUS, 1758) – Tatabánya-Alsó: Törekvés-barlang (késő-glaciális-holocén), (MÁFI).

Perdix sp. – Győrújfalú (alsó-pleisztocén), (BKAH)

Gallus BRISSON, 1760

Gallus sp. – Budapest: Francia-barlang, Csobánka: Csontos-barlang, Rezi, Tatabánya: Denevér-barlang, Tatabánya-Alsó: Törekvés-barlang (késő-glaciális-holocén), (MÁFI)

Ord. Ralliformes (REICHENBACH, 1852)
Fam. Rallidae VIGORS, 1825

Rallus LINNAEUS, 1758

Rallus aquaticus LINNAEUS, 1758 – Cserépfalu: Subalyuk (késő-glaciális –holocén), (MÁFI)

Rallus sp. indet. – Villány 5 (alsó-pleisztocén), (MÁFI)

Porzana VIEILLOT, 1816

Porzana sp. indet. – Beremend 26, felső-pliocén (MN 16), (BKAH)

Rallidae gen. et sp. indet. – Beremend 26 (MN 16), (BKAH)

Ord. Charadriiformes (HUXLEY, 1867)
Fam. Scolopacidae VIGORS, 1825

Limosa BRISSON, 1760

Limosa sp. indet – Polgárdi 5 (MN 13) (MÁFI)

Tringa LINNAEUS, 1758

Tringa sp. indet. – Rudabánya, középső-miocén (MN 9); Polgárdi 4, felső-miocén (MN 13); Beremend 16 és 26, felső-pliocén (MN 16), (MÁFI); Betfia 2, alsó-pleisztocén (Q1), (MTM)

Fam. Laridae VIGORS, 1825

Chlidonias RAFINESQUE, 1822

Chlidonias sp. – Beremend 26. (MN 16), (BKAH)

Paleoökológiai és ősföldrajzi értékelés

A második részben tárgyalt típusok kevésbé kötődnek a vízi környezethez, mint az előző dolgozatban tárgyalt madarak. A nyíltvíziek közül csak a szárcsa (*Fulica atra*) és a *Heliornis* faj tartozik ebbe a csoportba. A *Heliornis* a vöcskökhöz fenotípus és életmód szerint is hasonló vízimadár, jelenléte meleg éghajlatra utal, amely megfelel a felső-miocén viszonyainak a mai Sümeg környékén.

Számos vizsgált faj a mocsaras területeket, a nedves réteket és a vízpartokat kedveli. Ebbe a csoportba tartoznak a guvatok, a harisok, a vízcicsibék és a lilefélék képviselői. Az utóbbiak közül egyesek a zombékosok és a nádasok rejtett életmódú madarai, mások a vízparti nyílt területek lakói. A már szárazabb és magas füves, nyílt területekre jellemzőek a fűrj- és fogolyfélék, de a tűzokfélék is. A fácánfélék, pávák, tyúkok a ligetes, bokrokkal és fákkal tarkított füves területeket kedvelik inkább.

A fentiek alapján nem véletlen, hogy az ebben a részben tárgyalt fajok kivétel nélkül a talajon, vagy a nádasokban fészkelnek és költenek. Az is jellemző rájuk, hogy részben növényekkel, részben gerinctelenekkel táplálkoznak, így ezek a fajok táplálkozás szempontjából is erősen függenek az éghajlati viszonyoktól. A mai feltételek közt többségük vonuló, a neogén végén és a kvarter elején viszont feltehetően helyben maradóak voltak. A mindenevők (fogoly, tűzok) ma is azok.

A változatos és nagyszámú nyílt, többé-kevésbé nedves élőhelyet kedvelő faj jelenléte a Kárpát-medencében a neogén második felében és a negyedidőszak idején az illető ökológiai viszonyok folyamatos meglétére és elterjedtségére utal. A számos endemikus faj is ezt bizonyítja. Ide tartozik egyrészt a beremendi tyúkféle (*Gallus beremendensis*), másrészt a miocén végétől a középső-pleisztocénig számos lelőhelyen (Lengyelországban és Csehországban is) és nagy egyedszámban előforduló frankolin (*Francolinus capeki*). További bizonyíték a csak a Kárpát-medencéből ismert, a guvatok és harisok nemzetsége közti átmenetet képviselő *Rallixrex* fennmaradása és elterjedtsége is, valamint a kihalt sár- és erdei szalonka (*Gallinago veterior* és *Scolopax baranensis*) jelenléte. Ugyanakkor a paleogén

végére és a neogén elejére jellemző, az Atlanti-óceán keleti partvidékétől Ázsiáig elterjedt, nagy fajszámban ismert kihalt tyúk és guvat nemzetségek (*Palaeortyx*, *Palaeoperdix*, *Palaeocryptonyx*, *Palaeoaramides*, *Miorallus*) egyaránt megtalálhatóak a mai Közép- és Dél-Franciaország területén és a Kárpát-medencében, de a miocén végére jórészt eltűnnek a faunából.

Eredmények — következtetések

A felsorolt, leírt és tárgyalt fosszilis anyag 31 taxont képvisel. Huszonhatot faj-, ötöt csak genusszintig lehetett meghatározni. Huszonhárom nemzetséget, 6 családot és 3 rendet képviselnek, amelyekből öt nemzetség, huszonegy faj és egy alfaj kihalt. A következő öt taxon a tudomány számára új kihalt faj: *Heliornis sumegensis* sp. n.; *Porzana matraensis* n. sp.; *Porzana kretzoi* sp. n., *Calidris janossyi* sp. n.; *Charadrius lambrechtii* sp. n.

A kihalt fajok elterjedésére vonatkozó adatokat BRODKORB 1964, 1967; LAMBRECHT 1933; valamint MLÍKOVSKÝ 2002 munkái alapján közlöm.

A meghatározott és leírt anyagok kor és lelőhely szerinti eloszlása a következő:

Miocén:

Mátraszőlős 1 (MMP): Az anyag revideálása során: *Palaeortyx* cf. *gallica* (Charadriiformes gen. et sp. indet. helyett), *Rallixrex polgardensis* (*Rallus* sp. indet. helyett), *Porzana matraensis* sp. n. (Rallidae gen. et sp. indet. helyett), *Gallinago* cf. *veterior* (Anatidarum indet. helyett)

Rudabánya 2, 3, 3–4 (MÁFI): *Palaeortyx grivensis*. A JÁNOSY által jelzett *Miorallus* sp. *M. major*-nak felel meg, míg a *Palaeortyx* anyagból el lehet különíteni a *P. phasianoides* és a *P. grivensis* fajokat; *Tringa* sp. (*T. ochropus* / *T. glareola* méret).

Polgárdi 4 és 5 (MÁFI): *Palaeortyx gallica*, *P. brevipes* (4, 5), *Galliformes* sp. indet. (4, 5), *Porzana estramosi* (4), *Porzana kretzoi* sp. n. (4), *Rallixrex polgardensis* (4, 5), *Otis kalmani* (4), *Charadrius lambrechtii* sp. n. (5), *Gallinago veterior* (4), *Calidris janossyi* sp. n. (4), *Limosa* sp. (5), *Tringa* sp. (*T. glareola* / *T. nebularia* méret), (4), *Tringa* sp. (4).

Sümeg (MÁFI): *Heliornis sumegensis* sp. n.

Rátka (TEM): *Palaeocryptonix hungaricus*.

Pliocén:

Csarnóta 2. (MÁFI): *Palaeortyx gallica* / *P. brevipes*, *Gallus beremendensis*, *Otis kalmani*, *Rallixrex polgardensis*.

Villány 3 (MÁFI): *Gallus beremendensis*.

Beremend 17 (BKAH): *Gallus beremendensis*, *Perdix perdix jurcsaki*, *Otis kalmani*, *Miorallus major*, *Palaeoaramides beaumontii*, *Scolopax baranensis*, *Gallinago veterior*.

Beremend 18* (BKAH): *Palaeocryptonix hungaricus*, *Francolinus capeki*, *Perdix perdix jurcsaki*.

Beremend 26* (BKAH): *Gallus beremendensis*, *Francolinus capeki*, *Palaeocryptonix hungaricus*, *Rallus polgardensis*, *Miorallus major*, *Porzana* sp. indet. (*P. porzana* méret), *Otis lambrechtii*, *Tringa* sp. (*T. glareola* / *T. ochropus* méret), *Chlidonias* sp.

Beremend 38* (BKAH): *Otis kalmani*.

Beremend 39* (BKAH): *Miorallus major*.

Kora-pleisztocén:

Villány 5 (MÁFI): *Palaeortyx* sp., *Otis kalmani*, *Rallus* sp.

Győrújfalú* (BKAH): *Perdix* sp.

Középső-pleisztocén:

Beremend 23* (BKAH): *Otis lambrechtii*.

Beremend 28* (BKAH): *Otis lambrechtii*.

Gombaszög (Gombasek, Szlovákia), (MTM): *Coturnix coturnix*, *Ammoperdix* sp.

Késő-pleisztocén: késő-glaciális holocén:

Budapest: Francia-barlang (MÁFI): *Gallus* sp.

Cserépfalu: Subalyuk (MÁFI): *Rallus aquaticus*.

Csobánka: Csontos-barlang (MÁFI): *Gallus* sp.

Tatabánya: Denevér-barlang (MÁFI): *Gallus* sp.,

Tatabánya-Alsó: Törekvés-barlang (MÁFI): *Gallus* sp., *Perdix perdix*.

Tűzköves-barlang (MÁFI): Galliformes sp. indet.

* a jelölt beremendi és győrújfalui lelőhelyeknél a kormeghatározást a lelőhelyek felfedezője és az anyagok begyűjtője, PONGRÁCZ László (BKAH) megállapítása és szóbeli közlése alapján adtam meg.

A már ismert fosszilis fajok tárgyalásánál a szerző kitér azok taxonómiai helyzetére és állást foglal róluk. Így a *Palaeocryptonix hungaricus* JÁNOSSY, 1991; *Francolinus capeki* LAMBRECHT, 1933; *Perdix perdix jurcsaki* JÁNOSSY, 1976; *Gallus beremendensis* JÁNOSSY, 1976; *Otis kalmani* JÁNOSSY, 1980; *Otis lambrechtii* KRETZOI, 1941; *Gallinago veterior* JÁNOSSY, 1979 és a *Scolopax baranensis* JÁNOSSY, 1979 esetében az eredeti meghatározások helyességét támasztja alá. A dolgozat tartalmazza minden tárgyalta kihalt faj földrajzi elterjedését is. A nagyobb rendszertani egységek tárgyalása végén ismerttettem a taxonok ökológiai jellegzetességeit a Kárpát-medence ismert paleoökológiai viszonyaival összefüggésben.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Dr. SZABÓ János és dr. PÁLFFY József tárvezetőknek (MTM), Dr. Hír Jánosnak (Pásztói Városi Múzeum), Dr. KORDOS Lászlónak (MÁFI), Dr. VENCZEL Mártonnak (Körösök Vidéke Múzeum), valamint PONGRÁCZ Lászlónak a harkányi „Beszélő Kövek Alapítvány” vezetőjének és ENCSY György magángyűjtőnek, az általuk vezetett gyűjteményekben található leletek rendelkezésemre bocsátásáért. A leletek meghatározása a Magyar Természettudományi Múzeum összehasonlító madárscsontgyűjteménye segítségével történt, amiért Dr. GASPARIK Mihály kurátornak tartozom köszönettel. Dr. GÁL Erika hasznos szakmai megjegyzésekkel segítette munkámat. Kutatásomat 1998–2002 között az MTA Domus Hungarica et Scientiarum Köz-alapítvány, valamint az Oktatásügyi Minisztérium NATO ösztöndíja támogatta.

Irodalom — References

- BALLMANN, P. 1969: Les oiseaux miocènes de La Grive-Saint-Alban (Isère). — *Géobios* **2**, 157–204.
- BAUMEL, J. J., KING, A. S., LUCAS, A. M., BREAZILE, J. E. & EVANS, H. E. 1979: *Nomina anatomica avium*. — Academic Press, London, 637 p.
- BOCHEŃSKI, Z. & KUROČKIN, E. N. 1987a: New data on Pliocene phasianids (Aves: Phasianidae) of Moldavia and S. Ukraine. — *Acta zoologica cracoviensia* **30**, 81–95.
- BOCHEŃSKI, Z. & KUROČKIN, E. N. 1987b: Pliocene bustards (Aves: Otidae and Gryzajidae) of Moldavia and S. Ukraine. — In: MOURER-CHAUVIRÉ, C. (ed.): L'évolution des oiseaux d'après le témoignage des fossiles. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* **99**, 173 p.
- BOEV, Z. N. 1997: *Chauvireria balcanica* gen. n., sp. n. (Phasianidae – Galliformes) from the Middle Villafranchian of Western Bulgaria. — *Geologica Balcanica* **27**, 69–78.
- BRODKORB, P. 1964: Catalogue of fossil Birds. Part 2 (Anseriformes through Galliformes). — *Bulletin of the Florida State Museum. Biological Sciences* **8/3**, 195–335.
- BRODKORB, P. 1967: Catalogue of fossil Birds. Part 3 (Ralliformes, Ichthyornithiformes, Charadriiformes). — *Bulletin of the Florida State Museum. Biological Sciences* **11/3**, 99–230.
- BURČAK-ABRAMOVIČ, N. I., GANEVA, I. M. & ŠUŠPANOV K. I. 1993: Noua specie de Gallus din pliocenul superior al Moldovei [New Gallus species from Upper Pliocene in Moldova]. — *Buletinul Academiei de Științe a Republicii Moldova* **265** (Științe Biologice și Chimice **4**), 45–48.
- CHENEVAL, J. 2000: L'avifaune de Sansan. — In: GINSBURG, L. (ed.): La faune miocène de Sansan (Gers) et son environnement. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle (Paris)* **183**, 321–388.
- CRAMP, S. (ed.) 1998: *The complete birds of the Western Palearctic*. — CD-ROM, Oxford University Press, Oxford.
- DEPÉRET, C. 1887: Recherches sur la succession des faunes des vertébrés miocènes de la vallée du Rhône. — *Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon* **4**, 45–319.
- DEPÉRET, C. 1892: Sur la faune d'oiseaux pliocènes du Roussillon. — *Comptes-Rendus des Séances Hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris)* **114**, 690–692.

- DRIESCH, A. VON DEN. 1976: A guide to the measurements of animal bones from archaeological sites. — *Peabody Museum Bulletin* **1**, 135 p.
- ENNOUCHI, E. 1930: *Contribution à l'étude de la faune du Tortonien de La Grive-Saint-Alban (Isère)*. — Presses Modernes, Paris. 135 p.
- GAILLARD, C. 1939: Contribution à l'étude des oiseaux fossiles. — *Nouvelles Archives du Museum de Lyon* **15/2**, 1–100.
- GÁL, E. 2002: Avifauna pleistocena a Romániai [Románia madárfaunája a pleisztocénban]. — *Kézirat, doktori értekezés*. București, Universitatea din București. 263 p.
- GÁL E., HÍR J., KESSLER E., KÓKAY J., MÉSZÁROS L. & VENCEL M. (1999): Középső-miocén ősmaradványok, a Mátraszőlős, Rákóczi-kápolna alatti útbevágásból. I. A Mátraszőlős 1. lelőhely. — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **23**, 33–78.
- GILBERT, M. B., MARTIN, L. D. & SAVAGE, H. G. 1981: *Avian Osteology*. — Laramie, Wyoming. 240 p.
- GÖHLICH, U. B. 2003: The avifauna of the Grund Beds (Middle Miocene, Early Badenian, Northern Austria). — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* **104A**, 237–249.
- GÖHLICH, U. B. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 2005: Revision of the Phasianids (Aves: Galliformes) from the Lower Miocene of Saint-Gérand-le-Puy (Allier, France). — *Paleontology* **48/6**, 1331–1350.
- JÁNOSY, D. 1965: Vogelreste aus den altpleistozänen Ablagerungen von Voigtstedt in Thüringen. — *Paläontologische Abhandlungen(A)* **2**, 336–361.
- JÁNOSY, D. 1972: Die mittelpaleozäne Vogelfauna der Stránská Skála. — *Anthropos* **21/12**, 35–64.
- JÁNOSY, D. 1974: Upper Pliocene and Lower Pleistocene bird remains from Poland. — *Acta zoologica cracoviensia* **19**, 531–564.
- JÁNOSY, D. 1976: Plio-pleistocene bird remains from the Carpathian Basin. II. Galliformes 2. Phasianidae. — *Aquila* **83**, 29–42.
- JÁNOSY, D. 1979a: Plio-pleistocene bird remains from the Carpathian Basin. IV. Anseriformes, Gruiformes, Charadriiformes, Passeriformes. — *Aquila* **85**, 11–39.
- JÁNOSY, D. 1979b: Plio-pleistocene bird remains from the Carpathian Basin. V. Podicipediformes, Ciconiiformes, Otidiformes, Columbiformes, Piciformes. — *Aquila* **86**, 19–33.
- JÁNOSY, D. 1983: Die mittelpaleozäne Vogelfauna von Přezletice bei Prag (ČSSR). — In: HEINRICH, W.-D. (ed): Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum. *Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften* (Akademie-Verlag, Berlin) **19–20**, 247–269.
- JÁNOSY, D. 1987: Ältestpleistozäne vertebratenfauna von Beremend 15 (Sud-Ungarn). — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **13**, 89–96.
- JÁNOSY, D. 1991: Late Miocene bird remains from Polgárdi (W-Hungary). — *Aquila* **98**, 13–35.
- JÁNOSY, D. 1992: Lower Pleistocene bird remains from Beremend (S-Hungary, Loc. 15. and 16.). — *Aquila* **99**, 9–25.
- JÁNOSY, D. 1993: Bird remains from the Upper Miocene (MN9) of Rudabánya (N-Hungary). — *Aquila* **100**, 53–70.
- KESSLER E. 2009: Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához, I. (New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin, Part I). — *Földtani Közlemények* **139/1**, 445–468.
- KESSLER, E. & GÁL, E. 1996: New taxa in the Neogene bird fauna from eastern Paratethys. — *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Series Biologia* **41**, 73–79.
- KRETZOI M. 1941: Ősemelős maradványok Betfiáról. — *Földtani Közlemények* **71/7–12**, p. 239.
- KRETZOI M. 1962: Madár-maradványok a betfi alsópleisztocén faunából. — *Aquila* **67–68**, 167–174.
- LAMBRECHT, K. 1933: *Handbuch der Palaornithologie*. — Bornträger, Berlin, 1024 p.
- LYDEKKER, R. 1893: On some bird-bones from the Miocene of Grive-St-Alban, Department of Isere, France. — *Proceedings of the Zoological Society of London 1893*, 517–522.
- MILNE-EDWARDS, A. 1869–1871: *Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir à l'histoire des oiseaux fossiles de la France*. Vol. 2. — G. Masson, Paris, 627 p. + pls. 97.
- MILNE-EDWARDS, A. 1892: Sur les oiseaux fossiles des dépôts éocènes de phosphate de chaux du Sud de la France. — In: SCLATER, P. L. (ed.): *Comptes Rendus du Second Congrès Ornithologique International* (Budapest), pp. 60–80.
- MLÍKOVSKÝ, J. 1995: Early Pleistocene birds of Stránská skála: 1. Musil's talus cone. — In: MUSIL, R. (ed.): Stránská skála Hill: Excavations of open-air sediments 1964–1972. *Anthropos* (Brno) **26**, 111–126.
- MLÍKOVSKÝ, J. 2002: *Cenozoic Birds of the World. Part 1: Europe*. — Ninox Press, Praha, 407 p.
- MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1975: Les oiseaux du Pléistocène moyen et supérieur de France. — *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* **64**, 1–624
- OLSON, S. L. 2003: First record of a finfoot (Aves: Heliornithidae) and its biogeographical significance. — *Proceedings of the Biological Society of Washington* **116/3**, 732–736.
- SEGUÍ, B. 1999: *Els ocells fòssils de Mallorca i de Menorca. Successió estratigràfica d'aus en els reblliments carstics de les Gimnèsies*. — Unpublished Thesis, Universitat de les Illes Balears, 194 p.
- SOLTI, B. 1996: The comparative osteomorphological study of the European small-statured Falcons (Aves: Falconidae). — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **21**, 5–282.
- SONDAAR, P. Y., MCINN, M., SEGUÍ, B. & ALCOVER, J. A. 1995: Interès paleontològic del jaciments carstic de les Gimnèsies i les Pitiüses (Paleontological finds from the karstic deposits of the Gymnèsies and Pityuses). — *Endins* **20**, 155–170.
- TCHERNOV, E. 1980: *The Pleistocene birds of 'Ubeidiya, Jordan Valley*. — The Israel Academy of Sciences and Humanities, Jerusalem, 95 p.
- TUGARINOV, A. J. 1940: Novye nachodki pliocenovoj ornitofauny Odessy. — *Doklady Akademii Nauk SSSR* **26**, 311–313.
- TYRBERG, T. 1998: *Pleistocene Birds of the Palearctic: A Catalogue*. — Publications of the Nuttall Ornithological Club, no. 27, 720 p. Cambridge, Massachusetts.
- VOJINSTVENSKIJ, M. A. 1967: Iskopaemaja ornitofauna Ukrainy. — *Prirodnaja Obstanovka i Fauna Prošlogo* **3**, 3–76.
- ZELENKOV, N. V. & KUROCHKIN, E. N. 2009: Neogene Phasianids (Aves: Phasianidae) of Central Asia: 2. Genera *Perdix*, *Plioperdix*, and *Bantamyx*. *Paleontological Journal* **43/3**, 318–325.

Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében

UHRIN András¹, MAGYAR Imre², SZTANÓ Orsolya¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

²MOL Nyrt., 1117 Budapest, Október 23. u. 18.

Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin

Abstract

In the Late Miocene age the prograding margin of the shelf of Lake Pannon reached the Zala Basin, the latter is a deep sub-basin in south-western Pannonian Basin and has an age of about 8 Ma. The composition of the Pannonian s.l. infill of the Zala Basin is similar to the coeval successions of other sub-basins. The unique feature of the area is the strong deformation of the Pannonian s.l. strata by a series of west–east trending synclines and anticlines. The latter form structural traps and are significant for their hydrocarbon accumulations. In this paper the steps of the infill of the Zala Basin are reconstructed in detail, based on the interpretation of approximately 1000 km of 2D seismic profiles. An attempt is also made to detect whether the formation of the folds had any effect on the process of the infill.

Within the deposits of the slope connecting the shelf and the deep basin, nine individual lobes were distinguished and mapped in the study area. The respective thicknesses of the lobes reach a few hundred metres, while their areal extent is about 500 km². The oldest lobes reached the area from the north (i.e. from the direction of the Danube Basin) and, subsequently, younger ones followed southwards. In some cases, a younger lobe is located 15–20 km east or west of the previous one, probably as a result of autocyclic switching of the feeding deltaic system. However, the slopes uniformly dip towards south-southeast even in these cases. The relief between the shelf and the slope toe indicates that the lobes prograded into water depths of 200–300 m in the central part of the studied area, and about 400 m in its northern and southern parts.

The Budafa anticline — now located in the central Zala Basin — has no effect on the process of progradation; however, the area of the southern Belezna anticline is bypassed by the lobes of the slope. Following the passing away of the shelf edge, the sedimentation rates of shallow lacustrine and alluvial deposits throughout the sub-basin are uniformly much lower in the area of the present-day anticlines than they are above the present-day synclines. Hence the formation of folds should have begun at the time when the shelf margin was crossing the southern part of Zala Basin (8–7.5 Ma). During the following few hundred kiloyears, active folding resulted in considerable spatial differences in the rate of basement subsidence (although uplifting and erosion from that time cannot be observed in any part of the area).

Keywords: Zala Basin, Pannonian s.l., seismic interpretation, sedimentation, shelf margin, folding

Összefoglalás

A Zalai-medence a késő-miocénben a Pannon-tó egyik mély részmedencéje volt, ahová mintegy 8 millió évvel ezelőtt jutott el a tó progradáló selfjének szegélye. Az itteni pannóniai rétegsor felépítése megfelel a más részmedencékből ismert összleteknek; a terület sajátosságát a szénhidrogén-tárolóként is jelentős nyugat–keleti csapású antiklinálisok és a közöttük elhelyezkedő szinklinálisok adják. Munkánkban mintegy 1000 km összhosszúságú 2D szeizmikus szelvényháló értelmezése segítségével részletesen rekonstruáljuk a Zalai-medence feltöltődésének menetét, és választ keresünk arra, hogy az említett redők képződése mennyiben volt hatással a feltöltődés folyamatára.

A selfperemet a mélymedencével összekötő lejtő üledékein belül kilenc jól elkülöníthető, mintegy 500 km² területű, néhány száz méter vastagságú lebenyt lehetett kitérképezni a vizsgált területen. A legidősebb lebenyek a Kisalföld felől érik el a területet, majd északról dél felé haladva egyre fiatalabb lebenyek követik egymást. Valószínűleg autociklikus hatás eredményeként néhol egymástól akár 15–20 kilométerrel keletre, ill. nyugatra elhelyezkedő lebenyekkel is találkozhatunk, a lejtő ugyanakkor ezekben az esetekben is déli, délkeleti irányban dől. A self és a medencealjzat szintkülönbsége alapján a lebenyek kiépülése előtt a terület központi részén, 200–300 méter, északi és déli sávjában mintegy 400 méter mély víz borította.

A Zalai-medence középső részén lévő budafai antiklinális nem volt hatással a progradáció menetére, azaz e szerkezet a selfperemi lejtő itteni kiépülésekor még nem volt jelen. A délebbi beleznai antiklinális területét viszont már elkerülik a lejtő lebenyei. A selfperem áthaladását követően, immár a selfen lerakódott képződmények üledékképződési rátája az antiklinálisok területén mindenütt jóval alacsonyabb, mint a szinklinálisok felett. A fentiek alapján a redőképződés akkor vette kezdetét, amikor a Pannon-tó selfpereme a Zalai-medence déli részén helyezkedett el (8–7,5 millió évvel ezelőtt). Az ezt követő néhány százezer évben a gyűrődéses tektonika már jelentős területi különbségeket okozott az aljzat-süllyedés ütemében, ám emelkedő, erodáló területtel még ekkor sem kell számolnunk.

Tárgyszavak: Zalai-medence, pannóniai s.l., szeizmikus értelmezés, üledékképződés, selfperem, redőképződés

Bevezetés

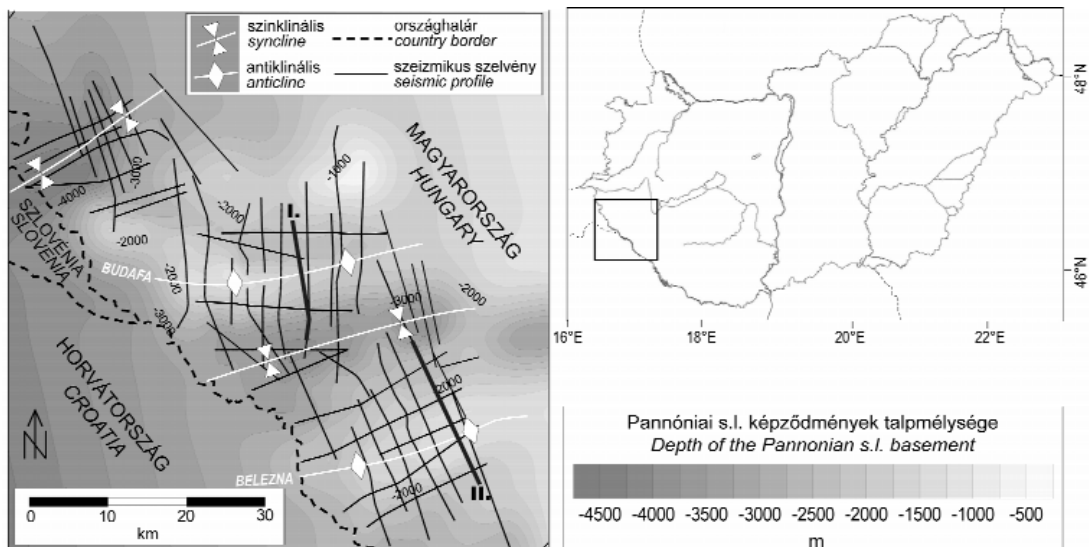
Amint a 20. század első felében végzett szénhidrogén-kutatás során ismertté vált, a Zalai-medencét kitöltő összletben több, egymással közel párhuzamos tengelyű, nyugat-keleti csapású antiklinális és szinklinális található (PÁVAI VAJNA 1926, PAPP 1939). Ezek kialakulásának kora jelenleg csak hozzávetőlegesen ismert, feltételezések szerint ez a folyamat a Pannon-medence inverziójának első lépéseként, a késő-miocénben kezdődött meg (FODOR et al. 1999, BADA et al. 2007). Mivel a Pannon-tó részét képező, annak legnagyobb kiterjedése idején legalább 300–400 méter mély vízzel borított Zalai-medencét mintegy 8 millió évvel ezelőtt érték el a tóba torkolló deltarendszerek, illetve a tavat szegélyező, folyamatosan progradáló self (cf. MAGYAR et al. 1999, 2007), kérdéses, hogy az üledékbehorlás és -szállítás menetét mennyiben befolyásolták a kialakuló gyűrődéses szerkezetek. E kérdés megválaszolása azt is lehetővé tenné, hogy az antiklinálisokban csapdákat kialakító, ezáltal a pannóniai turbiditok homoktestjeinek szénhidrogénnel való feltöltődését lehetővé tévő redőképződés kezdetét az eddigiéknél pontosabban meghatározzuk.

Ennek érdekében a Zalai-medence nagy részét lefedő, mintegy 1000 kilométer összhosszúságú 2D szeizmikus szelvényhálón (1. ábra) feltérképeztük a Pannon-tó e részmedencéjének feltöltődése során a selfperemen kiala-

kuló üledékes egységeket, illetve a feltöltődést követően lerakódott deltasíksági és alluviális üledékek vastagságának alakulását.

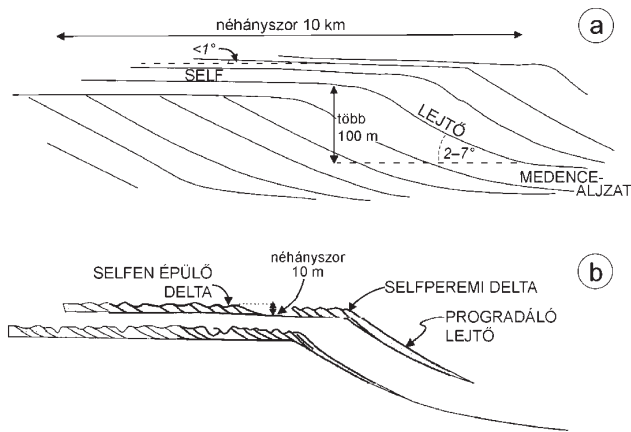
Self és mélymedence tavi környezetben

Joggal vehető fel a kérdés, hogy a Pannon-tóban, melynek sem óceáni aljzata, sem tengeri összeköttetése nem volt, miképpen használhatjuk az óceáni medencék esetén megszokott fogalmat, azaz miképpen tekinthetjük *self*-nek a partközeli, sekély vizű sávot. Habár ez az elnevezés eredetileg az óceáni medencék sekély vízzel fedett, kontinentális aljzatú peremére vonatkozott, a tapasztalatok szerint az ettől eltérő lemeztektónikai helyzetű, tóval, ill. beltengerrel kitöltött medencékben is hasonló morfológiájú szegélyt épít fel a szárazföld felől bejutó üledék (SWIFT & THORNE 1991). Az ilyen, morfológiai értelemben vett selfek 1°-nál laposabb szögben lejtnek a medence belsejének irányába, szélességük pedig néhány kilométertől néhány száz kilométerig terjedhet (POSAMENTIER & ALLEN 1999). Ha a mélymedence aljzata a self külső pereménél legalább 150–200 méterrel mélyebben fekszik, a kettő között jellemzően 2–7° dőlésszögű lejtő fejlődik ki (POREBSKI & STEEL 2003, JOHANNESSEN & STEEL 2005), ahogyan ez a szeizmikus szelvények tanúsága szerint a Pannon-tóban is történt (POGÁCSÁS 1984, 1985).



1. ábra. A pannóniai üledékek aljzattal mélységének szintvonalas térképe és a felhasznált 2D szeizmikus szelvények nyomvonala a vizsgált területen. A kijelölt I. és II. jelű szelvények a 3. és a 6. ábrán láthatóak

Figure 1. Relief map of the basement of Pannonian s.l. deposits depicting the 2D seismic network of the study area. The labeled profiles (I and II) are shown on Figure 3 and Figure 6



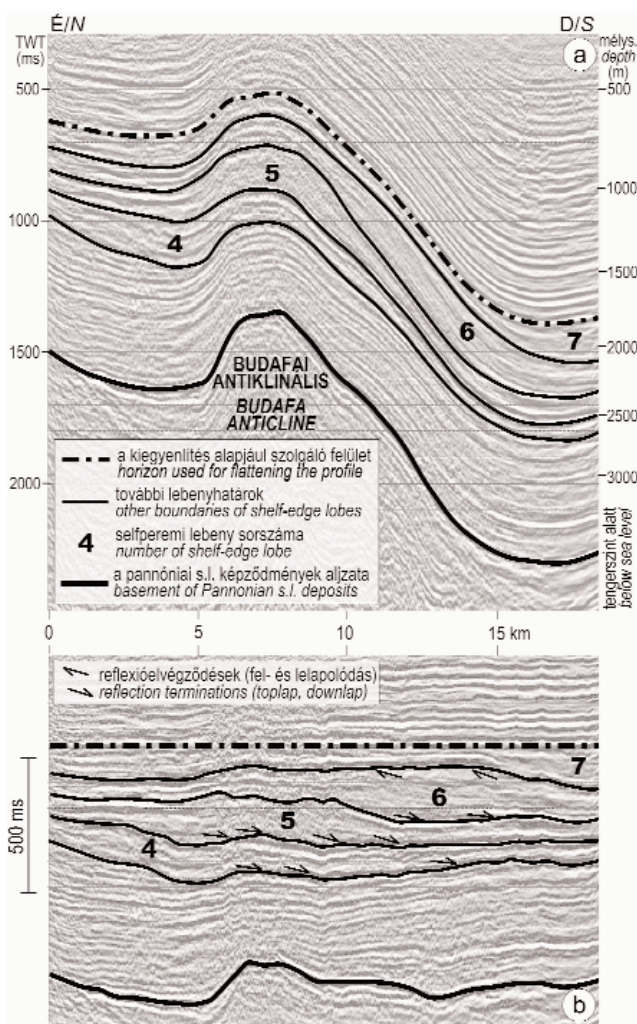
2. ábra. Épülő selflejtő (a) és a selfen progradáló, ill. selfperemi delták (b) által létrehozott üledékformák összehasonlítása (POREBSKI & STEEL 2003 nyomán)
 Figure 2. Comparison of clinoforms generated by (a) shelf-margin accretion and by (b) prograding shelf deltas or shelf-edge deltas (cf. POREBSKI & STEEL 2003)

A betorkolló folyók üledéke által létrehozott delták általában a selfen épülnek fel. Amennyiben a behordott üledék mennyisége meghaladja a selfen az aljzat sülljedése és a vízszint változása által együttesen létrehozott kitérhető tér nagyságát, a progradáló delta elérheti a self külső peremét, és ún. selfperemi deltává (*shelf-edge delta*, cf. EDWARDS 1981) válna a lejtőn épül tovább. Ilyenkor nagy mennyiségű durva törmelék jut a lejtőre, felgyorsítva annak progradációját. Jól ismert, hogy a selfen épülő delták általában néhány száz méter magasú, keresztmetszetükben — pl. feltárásban — szigmoidális rétegeket építenek fel. Ehhez hasonló, ám jóval nagyobb méretű (a selfperem és a mélymedence aljzata közötti több száz méteres szintkülönbséget „áthidaló”) formákat hoz létre maga a progradáló selflejtő is (2. ábra). Ez utóbbiak azonban nagy méretük miatt feltárásokban már csak kivételes esetekben követhetők nyomon (pl. PLINK-BJÖRKLUND et al. 2001); legtöbbször, így a Pannon-tó üledékeiben is csupán a szeizmikus szelvényeken rajzolódnak ki ferde, a self és a medencealjzat horizontjaival egyaránt néhány fokkal bezáró reflexiók formájában (lásd a 3. ábrán).

Pannóniai üledékképződés és tektonika a Zalai-medencében

A Zalai-medence pannóniai rétegsorának felépítése megfelel az egykori Pannon-tó mély részmedencéiben általánosan tapasztalható képeknek (SZENTGYÖRGYI & JUHÁSZ 1988, JUHÁSZ 1994). A pannóniai elején lerakódott mélyvízi márgák és agyagok (Endrődi Formáció) felfelé haladva — az üledékbehordás fokozódását jelezve — a Szolnoki Formáció turbidites képződményeibe mennek át. Az erre települő, uralkodóan aleurolitból, ill. agyagból felépülő összlet (Algyői Formáció) már a mélymedencét a közeledő selfperemmel összekötő lejtő üledéke. Ezt a képződményt a selfen lerakódott sekélyvízi képződmények (Újfalui Formáció), majd végül a víztükör eltűnése után képződött szárazföldi — alluviális — üledékek (Zagyvai és Nagyalföldi Formáció) követik. Szeizmikus szelvényeken a self üledékei az egykori tó víztükrével párhuzamos reflexiók formájában jelennek meg; természetesen mai helyzetük a lerakódásuk óta történt deformáció miatt már eltérhet a vízszintestől. Egy-egy ilyen horizontot a medence belseje felé követve eljutunk az egykori selfperem helyéig, ahol a reflexió a 2. ábrának megfelelően megtörik, és átmegy a self dőlésszögével néhány fokkal bezáró lejtőbe. Mivel a szeizmikus szelvények reflexiói izokron felületeket reprezentálnak, az egymást követő horizontokat vizsgálva nyomon követhető a selfperem és a lejtő épülésének folyamata.

Mint ismeretes, a Pannon-tó mintegy 9,7 millió évvel ezelőtt érte el legnagyobb kiterjedését. A tó északnyugati részét ekkor még csak keskeny, az Alpok, ill. a Kárpátok lábánál húzódó self szegélyezte (MAGYAR et al. 2007). A nagymértékű üledékbehordás eredményeként azonban



3. ábra. A Zalai-medence középső részén futó észak-déli irányú szeizmikus szelvény (I.) és értelmezése eredeti (a), ill. kiegyenlített (b) formában. A selfperemi lebenyek — az alulról lelapolódási, felülről fellapolódási felszínekkel határolt egységek — épülését még nem befolyásolja a budafai antiklinális

Figure 3. Original (a) and flattened (b) version of a north-south trending seismic profile (I) in the central part of Zala Basin. The formation of shelf-edge lobes (the units bounded by downlap surface from below and oflap surface from above) is not affected by Budafa anticline

ezután a self gyorsan progradált a medence belseje felé, 1 millió évnél rövidebb idő alatt feltöltve a kisalföldi rész-medencét. A selfperem tehát 9 millió éve már a Zalai-medence északi pereménél, nagyjából nyugat–keleti irányban húzódott (cf. MAGYAR et al. 1999, 2007). Ezt követően a Zalai-medence feltöltődése további 1–2 millió évet vett igénybe (cf. MAGYAR et al. 1999).

A miocén legvégétől a Pannon-medence területén addig érvényesülő extenziót fokozatos kompresszió váltotta fel, jelezve a medence kezdődő inverzióját (cf. HORVÁTH & CLOETINGH 1996, FODOR et al. 1999, BADA et al. 2001). Mivel ebben a váltásban jelentős szerepet játszott a Pannon-medencétől délnyugatra elhelyezkedő Adriai-mikrolemez forgása és észak–északkeleti irányú elmozdulása (BADA et al. 2001), az inverzió legkorábban a medence délnyugati részén, azaz éppen a Zalai-medence térségében vette kezdetét (FODOR et al. 1999, BADA et al. 2007). Ekkor kezdtek tehát kialakulni a medencét kitöltő üledékek mai szerkezeti képét meghatározó, már említett nyugat–keleti csapásirányú antiklinálisok (Belezna, Budafa) és szinklinálisok. A redőképződés kezdetének pontos kora azonban nem ismert, így az is kérdéses, hogy a kezdődő inverziós tektonika a selfperem progradációját, az itteni tómedence feltöltődésének menetét is befolyásolta-e, vagy csupán utólag deformálta a tavi üledékeket.

Üledékes egységek a selfperemen

A selfperemek progradációja nyomán kialakuló, már említett nagyléptékű szigmoidális üledékformák és az üledékstruktúrát leképező szeizmikus reflexiók jellemzően nagyobb kötegekbe, lebenyekbe rendeződnek. E lebenyek vastagsága általában 50–300 m, kiterjedésük 200–2000 km² körül alakul (SYDOW & ROBERTS 1994, TESSON et al. 2000, FLINT & HODGSON 2005, LOBO et al. 2005). A progradáló selflejtő elsősorban azokban az esetekben tagozódik lebenyekre, amikor az üledéket a medencébe bejuttató delták a selfperemig hatolva magára a lejtőre is képesek durva törmelékot lerakni, így ott különálló, közel pontszerű üledékforrások alakulnak ki (POREBSKI & STEEL 2003, FLINT & HODGSON 2005). Ilyen tagozódást írtak le a Pannon-medence más részein, például a Békési-medencében előforduló lejtőüledékekből is (MATTICK et al. 1985, 1994). Az általunk vizsgált Zalai-medence szeizmikus szelvényhálóján szintén jól térképezhetők a lebenyek.

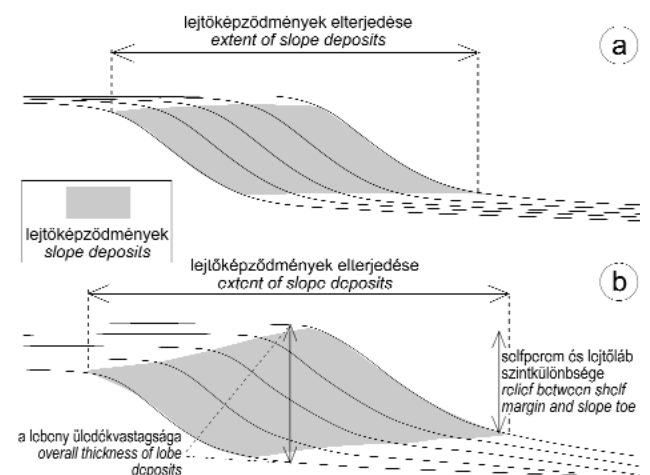
A szeizmikus szelvényeken egy-egy lebeny egymással megközelítőleg párhuzamosan futó szigmoidális — a self felszínétől a lejtőn át a medence aljzatáig tartó — reflexiókból épül fel, a szomszédos lebenyek lejtőjének dőlésiránya viszont már némileg eltér egymástól. Mivel egy szelvényen a lejtőnek csupán az adott metszetben megfigyelhető áldőlését látjuk, a dőlésirány eltérése olykor csak a különböző irányú szelvényekből álló háló együttes értelmezésekor válik nyilvánvalóvá. Reflexió-elvégződési felszínként azonban bármelyik szelvényen felfedezhetők és követhetők a lebenyhatárok: az üledékképződés átmeneti megszakí-

tását és a progradáció kismértékű irányváltását jelezve a lebenyen belüli reflexiók közül legalább néhány minden esetben fellapolódik a felső, vagy lelapolódik az alsó határra (3. ábra).

A Zalai-medence selfperemi lebenyei

Mint említettük, a Zalai-medence északi részét mintegy 9 millió évvel ezelőtt, a Kisalföld irányából érte el a Pannon-tó progradáló selfjének szegélye. Ezt követően kezdett áthaladni a medencén a selfperem, amely mentén a szeizmikus szelvényeken egyértelműen elkülönülő lebenyek alakultak ki. A lebenyek könnyebb azonosítása és jobb ábrázolása érdekében az összes szeizmikus szelvényt kiegyenlítettük a legidősebb olyan reflexióra, ami már az adott szelvény teljes hosszában a selfen lerakódott üledékeket képviseli. Mivel ezek a horizontok képződésükkor jó közelítéssel vízszintesek voltak, a kiegyenlítéssel eltűnik a náluk fiatalabb deformációk hatása a szelvényekről (3. ábra). Így a lejtők eredeti dőlésiránya közvetlenül is megállapíthatóvá válik, az üledékek kompaktációjával korrigálva pedig eredeti dőlés-szögüket is megkaphatjuk.

Az egyes lebenyekről azok alsó és felső határát kitérkepezve vastagságtérképek készíthetők (1. később 5. ábra). A legnagyobb vastagságokat általában a lebenyhez tartozó lejtőüledékek — a szeizmikus szelvényeken legalább 1,5–2°-os eredeti, dekomptált dőlésű reflexiók — elterjedésének sávjában észlelhetjük (4. és 5. ábra), de sok esetben ezen a sávon kívül is jelentékeny üledéklerakodás történt a lebeny épülése idején. Amint a térképsorozaton látható, a vizsgált területen kilenc lebenyt lehetett elkülöníteni. Ezek csapásirányban elnyúltak, egy-egy lebeny

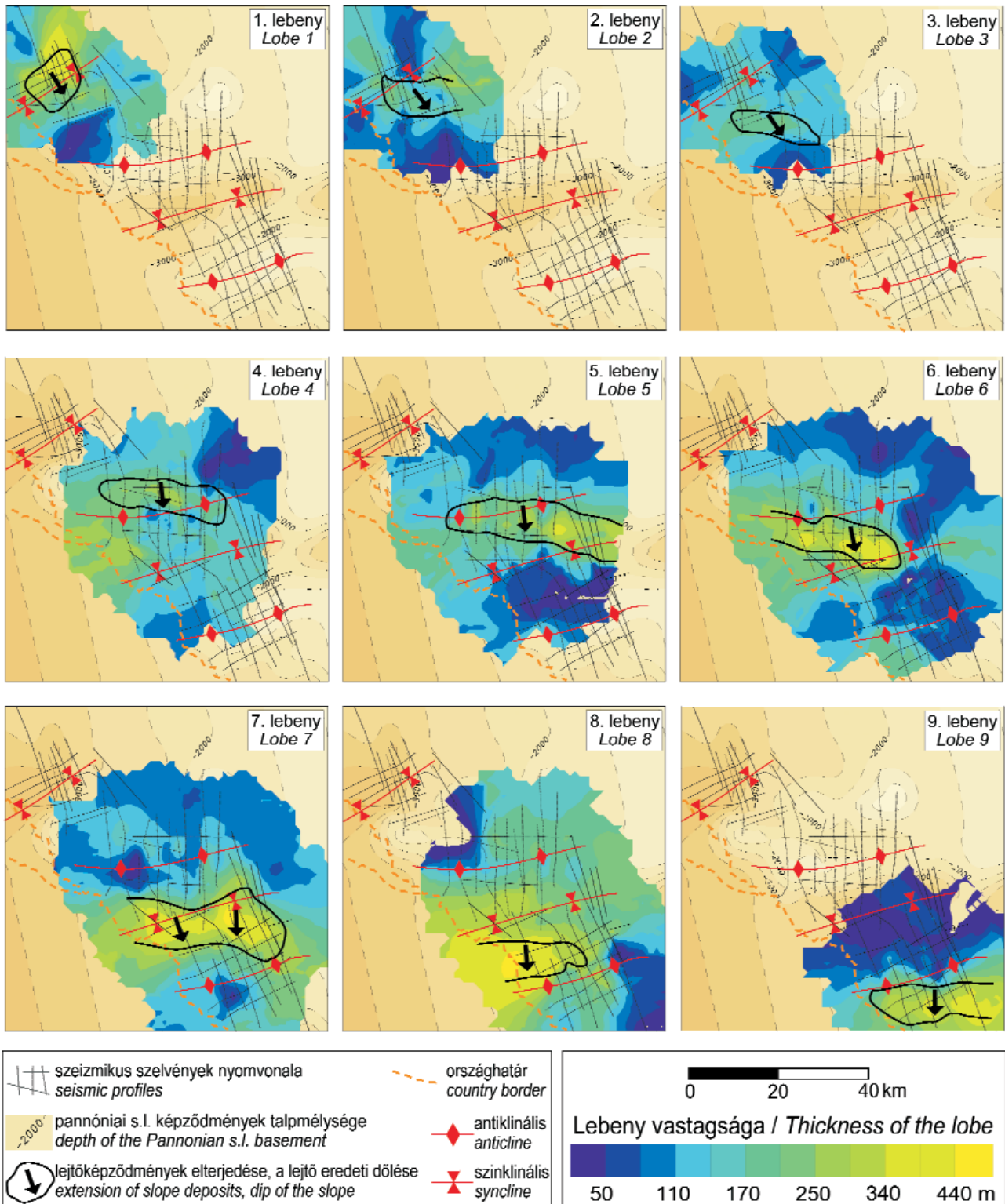


4. ábra. A selfperemi lebenyek dőlésirányú keresztmetszetének vázlata aggradáció hiányában (a) és aggradáció esetén (b). A lebeny üledékei általában a lejtőképződmények elterjedésének sávjában érik el a legnagyobb vastagságot; aggradáció mellett ez a vastagság meghaladja a selfperem és a lejtőláb eredeti szintkülönbségét

Figure 4. Schematic cross-section of a shelf-edge lobe with (a) no aggradation and with (b) significant aggradation. Sediments of the lobe usually reach their largest thicknesses in the zone where slope deposits are present. In case of aggradation, this thickness can exceed the original relief between the shelf edge and the slope toe

lejtőüledékei csapásirányban 20–30 kilométeren, dőlésirányban 5–15 kilométeren át követhetők. Egy-egy horizont mentén a selfperem és a lejtő lába közötti szintkülönbség a szeizmikus szelvényeken jellemzően 150–

300 méter, ami dekompaktálva — pl. a SZALAY (1982) által közölt Pannon-medencebeli porozitásadatok felhasználásával — 200–400 méternek becsülhető. Ezen belül a nagyobb szintkülönbségekkel a terület Kisalfölddel szom-



5. ábra. Az egyes selfperemi lebenyek szeizmikus szelvényeken mért kompaktált vastagsága, lejtőüledékeik elterjedése és lejtőik eredeti dőlésiránya a pannóniai üledékek aljzatának mai topográfiájával

Figure 5. Compacted thickness of each shelf-edge lobe measured on the seismic profiles, extent of the slope deposits and original dip directions of the slopes. The present-day topography of the basement of Pannonian s.l. deposits is also represented on the maps

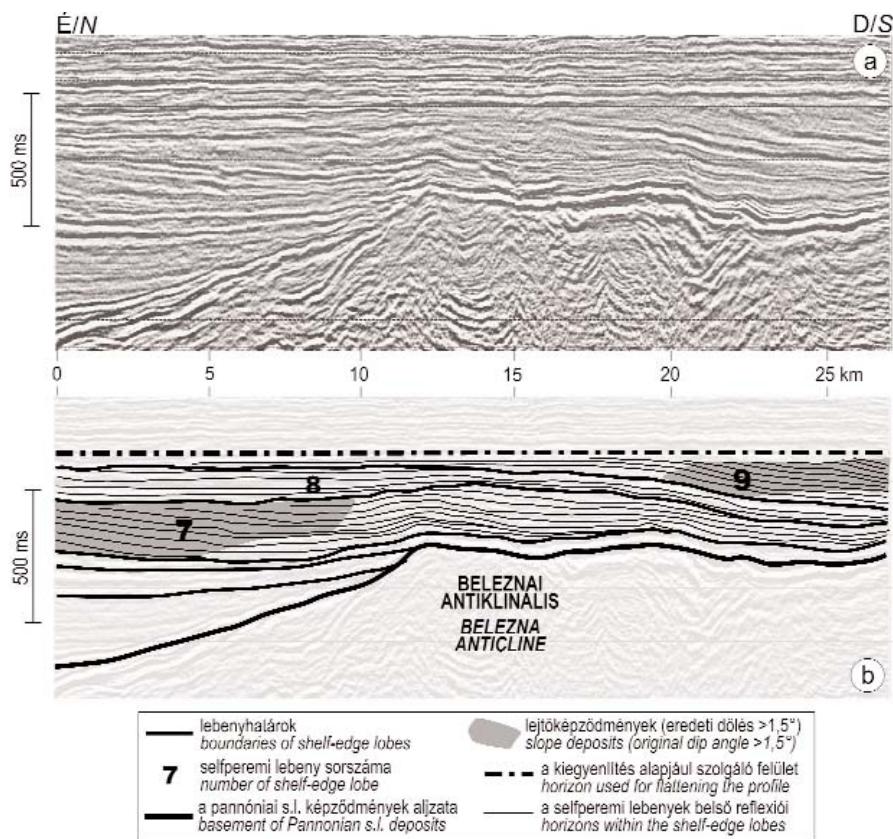
szédos, északnyugati szegélyén (1. lebeny) és déli részén (6–9. lebenyek) találkozhatunk. Mivel a lejtő progradációjával egyidejűleg többször jelentős aggradáció is történt, az egyes lebenyek vastagsága az említett értékeket gyakran meghaladja (4. ábra), esetenként a 400–500 métert is eléri. A lejtők dekomaktált dőlésszöge 2–3° körüli, ami az irodalomban leírt más fosszilis, ill. recens seltek szegélyeivel (POREBSKI & STEEL 2003) összehasonlítva a legenyhébb dőlésűek közé helyezi a Zalai-medencében épülő selflejtőt. Az egymást követő lebenyek nyilvánvalóan egymásra települnek, nem fordult tehát elő olyan helyzet, amikor több lebeny épülése egyidejűleg zajlott volna.

A térképsorozat tanúsága szerint a selfperem progradációja mindvégig észak-északnyugat–dél-délkeleti irányban történt, hiszen az egyre fiatalabb egységek alapvetően ebben az irányban követik egymást, és lejtőik dőlése, azaz a lebenyek épülésének iránya is egyöntetűen dél-délkelet felé mutat. Több esetben azonban megfigyelhető, hogy a szinte változatlan épülési irány mellett az újabb lebeny legvastagabb része az előzőtől akár 20 kilométerrel keletre vagy nyugatra helyeződik. Már a 2. lebeny is a progradáció irányától kissé kelet felé eltérve követi az 1. lebenyt, a 4. lebeny fő tömege pedig a 3.

lebenyénél 15–20 kilométerrel tolódott keletebbre. Még látványosabb példa erre a jelenségre a térképek alapján az 5. lebeny nyugati folytatásának is vélhető, ám a szelvényeken (3. ábra) attól jól elkülönülő, nála nyilvánvalóan fiatalabb 6. lebeny.

A lebenyek vastagsága általában nem mutat összefüggést a Zalai-medencét tagoló antiklinálisok és szinklinálisok elhelyezkedésével. Még az 5. lebenynek a budafai antiklinális tengelyébe nyúló része sem vékonyabb szignifikánsan a tőle északra elhelyezkedő hasonló egységeknél. Ettől eltérően viselkednek a legfiatalabb, a Zalai-medence legdélibb részén található selfperemi lebenyek. Ott ugyanis a legvastagabb részükkel a beleznai antiklinálistól északra, ill. északnyugatra elhelyezkedő 7. és 8. lebenyeket az antiklinális területének „átugrásával”, jóval délebbre követi a 9. lebeny.

A beleznai antiklinális tengelyének közelében a szeizmikus szelvényeken is laposabbá válik a selfet a mélyvízi aljzattal összekötő ferde reflexiók dőlése: ezen a területen a másutt szokásos, jól elhatárolható lejtőképződmények (azaz legalább 1,5–2°-os dekomaktált dőlésszögű reflexiók) helyett csupán egy 0,5–1°-os eredeti dőlésszögű rámpa köti össze a selfperemet a mélymedencével (6. ábra).



6. ábra. A Zalai-medence déli részén lévő beleznai antiklinális tengelyén áthaladó, arra merőleges II. jelű szeizmikus szelvény (a) és értelmezése (b). Megfigyelhető, hogy a beleznai antiklinális felett a másutt 1,5–2°-os eredeti dőlésű reflexiók alkotta lejtőképződményeket jóval laposabb dőlésszögű rámpa üledékei váltják fel

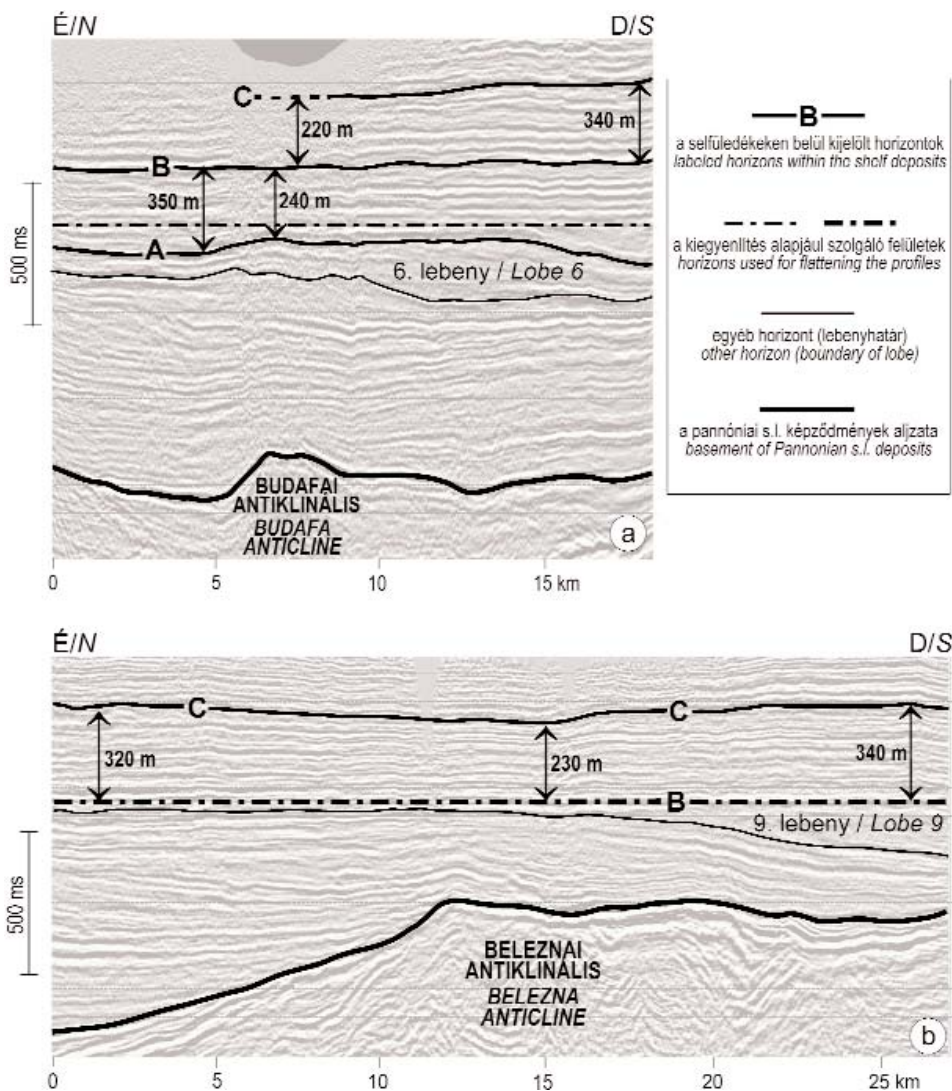
Figure 6. North-south trending seismic profile (profile II, a) and its interpretation (b) from southern Zala Basin. The profile is perpendicularly crossing the axis of Belezna anticline. Instead of slope deposits (originally dipping at 1.5–2°) more gently dipping ramp sediments can be seen above the anticline

A redőképződés kapcsolata a selfüledékek vastagságával

A progradáló selfperem áthaladását követően észak felől a medence egyre nagyobb részén vette kezdetét a self, illetve az annak háttérében kifejlődő alluviális síkság üledékeinek lerakódása. Ezek a képződmények szintén megjelennek a vizsgált szeizmikus szelvényeken, olyan reflexiókat alkotva, melyek az egykori víztükörrel és egymással megközelítőleg párhuzamosak. E reflexiók felhasználásával a szelvényhálón a selfperem áthaladását követő időszak üledék-képződési rátája is feltérképezhető.

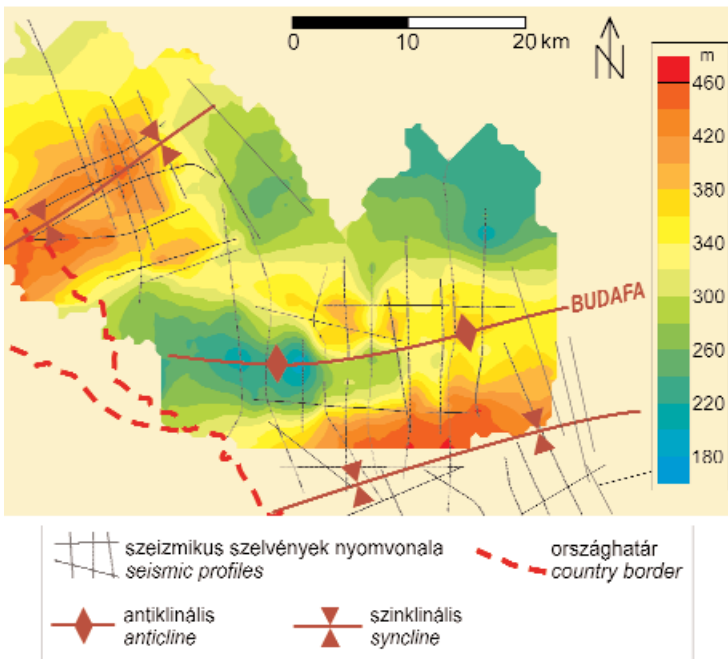
Ebből a célból a selfüledékeken belül három olyan horizontot jelöltünk ki, amelyek a szeizmikus szelvényháló nagy részén jól nyomon követhetőek, tehát nyilvánvalóan mindenütt azonos időben lerakódott üledékeket képvisel-

nek. A három horizont közül az alsó (A) a 7. lebeny alsó határával egyidős, e határfelület északi folytatását képezi azokon a területeken, amelyeket az ennél idősebb lebenyek töltöttek fel. A Zalai-medence déli részén az A horizont a lejtő képződményeiben folytatódik, így a selfüledékek vizsgálatára ott már nem használható fel. A középső és a felső (B és C) kijelölt reflexió ugyanakkor medenceszerte a self-, ill. alluviális képződményeken belül helyezkedik el. A B horizont közvetlenül fedi a 9. lebenyt, míg a C jelű ennél néhány száz méterrel magasabban helyezkedik el (lásd a 7. ábrán). Az egyes horizontok képződése közti időkülönbség becsléséhez támpontot jelenthetnek az UJSZÁSZI & VAKARCS (1993) és SACCHI (2001) által közölt szeizmikus értelmezések, melyek a közeli Iharosberény-1 jelű fúrás magnetosztratiográfiai elemzését felhasználva koradatokat is tartalmaznak. Bár a szerzők kormeghatározásai egymással nem



7. ábra. A self- ill. alluviális üledékeken belül, azok vastagságának térképezéséhez kijelölt reflexiók elhelyezkedése az I. és II. jelű szelvényeken. Az A és B, illetve a B és C horizontok távolsága a selfre jellemző üledékképződési rátával arányos, az antiklinálisok felett kisebb ütemű üledékfelhalmozódásra utal

Figure 7. Horizons (A, B, C) chosen within the shelf and alluvial deposits in order to map the thickness of these sediments. Distance between horizons A-B and B-C are proportional to the sedimentation rate on the shelf, indicating lower sedimentation rates above the anticlines



8. ábra. Self, ill. alluviális üledékek vastagsága a Zalai-medence északi részén a 7. lebeny alsó és a 9. lebeny felső határának meghosszabbítása (A és B horizont) között. A vastagságok egyenesen arányosak a 7-9. lebenyek képződése idején itt fennálló üledékképződési rátával

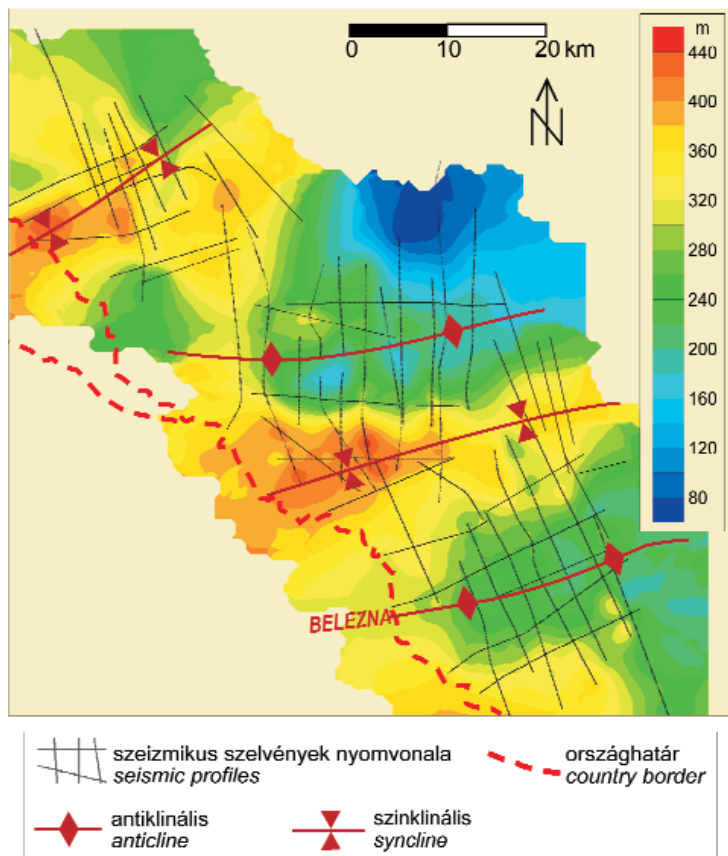
Figure 8. Thickness of shelf and alluvial deposits between horizon A (extension of the lower boundary of Lobe 7) and horizon B (extension of the upper boundary of Lobe 9) in northern Zala Basin. The depicted thickness is proportional to the sedimentation rate during the deposition of lobes 7-9

egyeznek meg, mindkét értelmezés azt mutatja, hogy a mélymedence feltöltődését követő periódusban százezer éves időköznek 40–80 méternyi selfüledék felel meg. Ebből kiindulva az egymás felett átlagosan 300 méterrel kijelölt A, B és C reflexiókhoz tartozó időpillanatok között néhány százezer év telt el.

Az A és a B, valamint a B és a C reflexió közé eső selfüledékek vastagságának alakulása jól tükrözi a ma ismert redők elhelyezkedését. Előbbi (7.a és 8. ábra) alapján a budafai, utóbbi (7.a, 7.b és 9. ábra) szerint a budafai és a beleznai antiklinális felett ez az üledékvastagság legfeljebb 50–70 százaléka a szomszédos szinklinálisokban mérhető értékeknek. Mivel két reflexió kora közé eső időintervallum a terület egészen azonos, az adott időszakok üledékképződési rátája egyenesen arányos a 7. és 8. ábráról leolvasható üledékvastagságokkal. Megállapíthatjuk tehát, hogy közvetlenül a selfperem Zalai-medencén való áthaladása után, 7–8 millió évvel ezelőtt (cf. MAGYAR et al. 1999, 2007) a jelenlegi antiklinálisok területén az üledékképződés üteme jelentősen elmaradt a mai szinklinálisok helyén ugyanekkor tapasztalható rátától, több helyütt annak csupán felét érte el.

Az eredmények értelmezése

A Zalai-medence selfperemi lebenyeinek térképezése során megállapítottuk, hogy a selfperem észak-északnyugat–dél-délkeleti irányban haladt át a medencén, miközben csapása erre merőleges volt. Figyelembe véve a terület késő-miocén óta bekövetkezett nagyjából 30°-os, az óramutató járásával ellentétes irányú elfordulását (MÁRTON et al. 2002), a progradáció iránya eredetileg észak–déli volt, ami arra utal, hogy a Zalai-medencét feltöltő üledék nem az Alpok legközelebb eső részéről származott, hanem az előzőleg feltöltődött Kisalföldön keresztül jutott el ideig. Így valószínűleg nem több kisebb vízfolyás, hanem egy nagy vízgyűjtő területű, nagy vízhozamú folyó deltája szállította be az üledéket ebbe a részmedencébe. A jól elkülönülő selfperemi lebenyek képződése szintén alátámasztja a jelentős, közel pontszerű üledékforrás létezését az



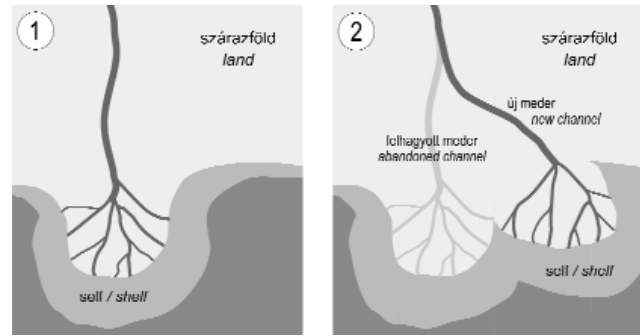
9. ábra. A Zalai-medence teljes feltöltődése után lerakódott self, ill. alluviális üledékekben kijelölt két horizont (B és C) közé eső üledékek összvastagsága. A vastagságok egyenesen arányosak a feltöltődést közvetlenül követő néhány százezer éves időszak üledékképződési rátájával, ami az antiklinálisok területén jóval kisebb volt, mint a szinklinálisok felett

Figure 9. Thickness of shelf and alluvial sediments (between horizons B and C) deposited during a few 100 ka long interval closely after the completion of the infill of Zala Basin. The thickness is proportional to the sedimentation rate of that interval, showing lower rates over the anticlines and higher rates over the synclines

egykori selfen. Mivel a Zalai-medence feltöltődése során egyszer sem épült egyidejűleg több selfperemi lebeny, vélhetően csupán egyetlen ilyen üledékforrás, egyetlen delta létezett. A self és a medencealjzat szeizmikus szelvényeken mérhető szintkülönbsége alapján a selfperem megérkezése előtt a Zalai-medence Kisalfölddel határos peremén, valamint déli részén 400 méter körül, központi részein többnyire 200–300 méter között alakult a vízmélység.

Habár a progradáló lejtők egyöntetűen dél-délkelet felé dőlnek, több helyen látjuk, hogy az újabb lebeny a megelőzőtől nyugatra vagy keletre települ. Ez a jelenség valószínűleg autociklikus folyamat eredménye: miután a self Zalai-medencére eső szakasza hosszabb, mint egy lebeny szokásos oldalirányú kiterjedése, az első lebeny mellett általában jelentős kitölthető tér marad fenn. A látottak alapján jellemző, hogy ilyen esetekben előbb ezt a szabadon maradt teret tölti fel egy újabb lebeny — ennek feltételeit az üledéket a szárazföldről beszállító folyó medrének áthelyeződése, azaz avulziója teremtheti meg (10. ábra) — és csak ezután halad tovább a selfperem dél felé.

A selfperemi lebenyekről készült térképek legfontosabb vonása, hogy ezen egységek elrendeződésére, vastagságára és épülési irányára a medence aljzatát és kitöltését napjainkban tagoló antiklinálisok, ill. szinklinálisok a terület nagy részén egyáltalán nincsenek hatással. Eszerint 8–9 millió évvel ezelőtt, mialatt a selfperem a Zalai-medence északi és középső részén áthaladt (cf. MAGYAR et al. 1999, 2007), a redőképződés még nem indult meg. Délebbre, a beleznai antiklinális tengelye felett azonban már nem alakult ki lebeny, hiányoznak a jól elkülöníthető lejtőképződmények. Feltételezhető tehát, hogy mintegy 7,5–8 millió éve, amikor a self progradációja a Zalai-medence déli részét is elérte, már megkezdődött az antiklinális létrehozó deformáció. A redőképződés kezdetének körülbelül 8 millió éves korát támasztja alá az a tény is, hogy a legfiatalabb lebenyek kialakulása, a legdélebbi medencerész feltöltődése idején az antiklinálisok felett jellemzően már alig feleakkora volt az üledékképződési ráta, mint a szinklinálisok területén. Ez az arány a következő néhány százezer év során sem változott számottevően, fontos tehát hangsúlyozni, hogy még mintegy 7 millió évvel ezelőtt sem voltak olyan területek, ahol az üledékek lerakódása teljesen



10. ábra. A selflejtő egymás mellé települő lebenyeinek kialakulása az üledéket beszállító folyó avulziója nyomán

Figure 10. Lobes on the shelf slope can form next to each other as a result of the avulsion of the feeding river

leállt volna. Kiemelkedéssel, erózióval tehát ekkor még nem kell számolnunk, a redőképződés csupán az aljzatsüllyedés ütemében okozott jelentős területi különbségeket.

Habár az előzőekben említett koradatok a Pannon-tavi üledékek sztratigráfiájának bizonytalanságai miatt csak közelítő becslésnek tekinthetők, az mindenképpen megállapítható, hogy a Zalai-medence késő-miocén redői csak a részmedence feltöltődésének utolsó szakaszában kezdik befolyásolni a selfperem progradációjának menetét, így kialakulásuk ezzel egy időben kezdődött meg. Ekkortól a gyűrődéses tektonika már jelentős hatást gyakorolt az immár javarészt a selfen, majd egyre inkább az alluviális síkságon történő üledékképződés ütemére is.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk munkánkhoz nyújtott hasznos ötleteikért, tanácsaikért BADA Gábornak és FODOR Lászlónak. Az eredmények közérthetővé tételében CSERKÉSZ-NAGY Ágnes volt segítségünkre. A szelvények feldolgozása az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszéke számára a Landmark's University Grant Program által biztosított Geographix szoftverrel történt.

Irodalom — References

- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D. D. & TÓTH, T. 2001: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian basin. — *Tectonics* **20**, 343–363.
- BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G. & CLOETINGH, S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. — *Global and Planetary Change* **58**, 165–180.
- EDWARDS, M. B. 1981: Upper Wilcox Rosita delta system of South Texas. Growth-faulted shelf-edge deltas. — *AAPG Bulletin* **65**, 54–73.
- FLINT, S. S. & HODGSON, D. M. 2005: Submarine slope systems: processes and products. — *Geological Society, London, Special Publications* **244**, 1–6.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÓRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogene*. Blackwell Sciences Special Publications of the Geological Society of London, Oxford, pp. 295–334.

- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- JOHANNESSEN, E. P. & STEEL, R. J. 2005: Shelf-margin clinoforms and prediction of deepwater sands. — *Basin Research* **17**, 521–550.
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* **124**, 341–365.
- LOBO, F. J., DIAS, J. M. A., HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J., GONZÁLEZ, R., FERNÁNDEZ-SALAS, L. M. & DÍAZ DEL RIO, V. 2005: Late Quaternary shelf-margin wedges and upper slope progradation in the Gulf of Cadiz margin (SW Iberian Peninsula). — *Geological Society, London, Special Publications* **244**, 7–25.
- MAGYAR I., GEARY D. H., & MÜLLER P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MÁRTON, E., FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, P., RIFELJ, H. & KEVRIC, R. 2002: Miocene to Quaternary deformation in NE Slovenia: complex paleomagnetic and structural study. — *Journal of Geodynamics* **34**, 627–651.
- MATTICK, R. E., RUMPLER, J. & PHILLIPS, R. L. 1985: Seismic stratigraphy of the Pannonian Basin in southeastern Hungary. — *Geofizikai Közlemények* **31**, 13–54.
- MATTICK, R. E., RUMPLER, J., UJFALUSY, A., SZANYI, B. & NAGY, I. 1994: Sequence stratigraphy of the Békés Basin. — In.: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAY, J. (eds): *Basin Analysis in Petroleum Exploration. A Case Study from the Békés Basin, Hungary*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 99–110.
- PAPP S. 1939: A Magyar-Amerikai Olajipari Részvénytársaság földiolaj és földgáz kutatásai a Dunántúlon. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **72/9**, 200–241.
- PÁVAI VAJNA F. 1926: A magyar szénhidrogénkutatások eddigi tudományos eredményei. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **59**, 375–463.
- POREBSKI, S. J. & STEEL, R. J. 2003: Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. — *Earth-Science Reviews* **62**, 283–326.
- PLINK-BJÖRKLUND, P., MELLERE, D. & STEEL, R. J. 2001: Turbidite variability and architecture of sand-prone, deepwater slopes: Eocene clinoforms in the Central Basin, Spitsbergen. — *Journal of Sedimentary Research* **71**, 897–914.
- POGÁCSÁS, Gy. 1984: Results of seismic stratigraphy in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **27**, 91–108.
- POGÁCSÁS, Gy. 1985: Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **30**, 373–410.
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. 1999: Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. — *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* **9**, 210 p.
- SACCHI, M. 2001: Late Miocene evolution of the western Pannonian basin, Hungary. — Ph.D. értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest. 193 p.
- SYDOW, J. & ROBERTS, H. H. 1994: Stratigraphic framework of a Late Pleistocene shelf-edge delta, northeast Gulf of Mexico. — *AAPG Bulletin* **78**, 1276–1312.
- SWIFT, D. J. P. & THORNE, J. A. 1991: Sedimentation on continental margins, 1: a general model for shelf sedimentation. — *International Association of Sedimentologists, Special Publications* **14**, 3–31.
- SZALAY Á. 1982: A rekonstrukciós szemléletű földtani kutatás lehetőségei a szénhidrogénperspektívák előrejelzésében. — Kandidátusi értekezés, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 146 p.
- SZENTGYÖRGYI, K. & JUHÁSZ, GY. 1988. Sedimentological characteristics of the Neogene sequences in SW Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 209–225.
- TESSON, M., POSAMENTIER, H. W. & GENSOU, B. 2000: Stratigraphic organization of Late Pleistocene deposits of the western part of the Golfe du Lion Shelf (Langedoc Chelf), western Mediterranean Sea, using high-resolution seismic and core data. — *AAPG Bulletin* **84**, 119–150.
- UJSZÁSZI, K. & VAKARCS, G. 1993: Sequence stratigraphic analysis in the South Transdanubian region, Hungary. — *Geofizikai Közlemények* **38**, 69–87.

Kézirat beérkezett: 2009. 04. 02.

A Kárpát-medence felső-pliocén és kvarter emlősfauna közösségeinek paleoökológiai vizsgálata

PAZONYI Piroska

MTM-MTA Paleontológiai Kutatócsoport, 1431 Budapest Pf. 137. (pazonyi@nhmus.hu)

Palaeoecological investigations of Upper Pliocene and Quaternary mammalian communities in the Carpathian Basin

Abstract

The principal aims of this article involve the investigation of some ecological parameters of Late Neogene mammalian communities, this includes following the changes of climate and vegetation in the area on the basis of these parameters. This study uses mammalian faunal data from 156 layers of 64 Upper Pliocene, Pleistocene and Holocene localities from the Carpathian Basin.

Some of the applied methods are based directly on the species composition of mammalian faunas (cluster analysis, similarity study, longevity studies and investigation of evolutionary lineages). These methods helped in the documentation of the primary, secondary and tertiary events in the mammalian fauna. The other group of applied methods consists of taxon-free processes and these are based on the ecological parameters of mammalian species and communities (body size, trophic preferences, number of species). The distribution of ecotypes in a fauna (ecological variables) is essentially determined by the climate and vegetation. Ecological variables (distribution of body-size and the trophic preferences, diversity index) together define the ecological unit which is characteristic to the community. In the Carpathian Basin 10 ecological units are distinguished and interpreted in the studied period.

Keywords: Upper Pliocene, Quaternary, mammals, palaeoecology, taxon-free method

Összefoglalás

A dolgozat fő célja a késő-neogén emlősfauna-közösségek néhány ökológiai paraméterének vizsgálata és ezek alapján a terület éghajlati és vegetációs változásainak nyomonkövetése volt. A munka során a Kárpát-medence területéről 64 felső-pliocén, pleisztocén és holocén lelőhely 156 rétegének emlősfauna-adatai kerültek felhasználásra.

Az alkalmazott módszerek egy része közvetlenül a fajösszetétel alapján (klaszteranalízis, hasonlóság vizsgálat, fajlét vizsgálatok, evolúciós vonalak vizsgálata). Ezekkel a módszerekkel sikerült kimutatni az emlősfaunában végbement jellegzetes első-, másod- és harmadrendű eseményeket. A módszerek másik csoportjába a taxon-független vizsgálat tartozik, amely a fajok, illetve közösségek különböző ökológiai jellegein (testtömeg, táplálkozási preferencia, fajszám) alapul. Az ökológiai jellegek (ökotípusok) eloszlását az adott faunán belül (ökológiai változók) alapvetően a klíma és a növényzet határozza meg. A három ökológiai változó (testtömeg, táplálkozási preferencia eloszlás, diverzitási index) együttesen jellemzi az ökológiai egységet. A vizsgált időintervallumban tíz ökológiai egységet lehetett megkülönböztetni és értelmezni a Kárpát-medence területén.

Tárgyszavak: kvarter, emlősök, paleoökológia, taxon-független módszer

Bevezetés

A több mint 150 éves múltira visszatekintő magyar kvarter ősgérintes kutatások Euráziában egyedülálló módon sok lelőhelyet tártak fel. Ennek eredményeként a kutatók ismeretlen taxonok és faunák sokaságát ismerték meg, valamint a nemzetközi szinten használatos biokronológiai–biosztratigráfiai rendszereket dolgoztak ki. A rendkívül gazdag anyag lehetővé tette a faunák paleoökológiai érté-

kelését is, de mindeddig ez csak egyes faunákra, illetve egyes időszakokra készült el, a teljes kvarter anyag meg-alapozott vizsgálatokon nyugvó paleoökológiai értékelése hiányzott.

A szárazföldi emlősök modern paleoökológiai kutatási irányzatai a fosszilis közösségek ökológiai jellegeinek (pl. testtömeg, táplálkozási preferencia, fajszám) vizsgálatán alapulnak. Ezt a taxon-független (taxon-free) módszert alapvetően az afrikai és ázsiai fosszilis nagyemlősökre dol-

gozták ki (DAMUTH 1992), emiatt Kárpát-medencei alkalmazásához szükség volt a módszerek részleges átdolgozására (PAZONYI 2004, 2006). Ezt a munkát több mint 10 éve, még hallgató koromban kezdtem el, amikor kidolgoztam azokat a táplálkozási preferencia csoportokat, amelyekbe a mérsékelt öv emlősei besorolhatók (PAZONYI 1999). A módszer azóta a klaszteranalízis egyre jelentősebb mértékű alkalmazásával sokat változott és finomodott (PAZONYI 2006).

A taxon-független vizsgálatot állatföldrajzi okok miatt Magyarország területe helyett az egész Kárpát-medencére, a faunák történeti kapcsolatai miatt pedig a szélesebb értelemben vett kvarteren túlmenően a késő-pliocénre is kiterjesztettem.

Anyagok és adatbázisok

A lelőhelyek

A lelőhelyek kiválasztása

A pleisztocén és a holocén a Kárpát-medence két, gerinces faunákban leggazdagabb időszaka. Több száz lelőhely ismert ebből az időintervallumból, de ezek közül csak néhány alkalmas kvantitatív paleoökológiai vizsgálatokra. A lelőhelyek kiválasztásánál három alapvető szempontot vettem figyelembe: (1) a sztratigráfiai helyzetet, (2) a fajszámot és (3) az antropogén hatásoktól való mentességet. A kevert faunákat és azokat a lelőhelyeket, ahol csak kis-, vagy csak nagyemlősök találhatók, szintén kizártam az elemzésből. Erre azért került sor, mert a módszerek egy részéhez teljes (kis- és nagyemlősöket egyaránt tartalmazó) faunákra volt szükség. A többi feltétellel ki lehetett zárni az elemzésből azokat a faunákat, amelyeknek bizonytalan a kora, túl kicsi a fajszáma (<18 faj), illetve ember által összehordott maradványokból áll.

A lelőhelyek kora

Az ökológiai közösségvizsgálat hitelességének egyik kulcsa a vizsgált faunák egymáshoz viszonyított (relatív), és évszámokban kifejezett (radiometrikus) korának meghatározása. A cikkben gyakorlati okok miatt évszámokhoz rögzített (*I. táblázat*) faunák kronológiai helyzetét sokféle módszer alkalmazásával, a jelenleg leginkább elfogadottnak tekintett álláspontok követésével határoztam meg. Néhány kritikus kronológiai helyzetű fauna értékeléséhez ¹⁴C vizsgálatokat végeztem, ill. módszertani kontrollként egy eddig feldolgozatlan faunát értékeltem (PAZONYI & KORDOS 2004).

A tanulmányozott faunák sorrendjének és kronológiai korrelációjának alapjait Európa legrészletesebben megismert területén, a biokronológiai rendszerezésben évszázados múltra visszatekintő kutatások teremtették meg. A kezdeti monoglacialisista (KORMOS 1925, 1937) alapokat felváltó, faunahullámokra osztott biokronológiai rendszer (KREZTOI 1941, 1953; JÁNOSSY 1979) elsődlegesen meghatározta az európai szárazföldi gerinces faunák sorrendjét. A kis-

emlősökre, és azon belül is az arvicolidákra alapított pliocén–pleisztocén biosztratigráfia eurázsiai, esetenként holarktikus korrelációt tett lehetővé (FEJFAR & HEINRICH 1990, KORDOS 1994). A gerinces faunák szukcesszió vizsgálatát, és így kronológiai jelentőségét nagymértékben elősegítette néhány hosszabb időtávot felölelő folyamatos rétegsor (Villány 8, Somssich-hegy 2, Tar-kői-kőfülke, Sütőtő 6, Uppony Horváti-lik, Nagy-oldali-zsomboly) feldolgozása.

A gerinces faunák korának meghatározásakor a helyenként gazdag és részletesen feldolgozott malakológiai (FÜKÖH et al. 1995) és pollenleletek (MAGYARI 2002) a gerincesekétől eltérő tafonómiai folyamataik, különböző evolúciós sebességük, illetve eltérő felbontású adathalmazaik miatt közvetlenül csak esetenként szolgáltattak támpontot.

A késő-plisztocén és a holocén faunák korrelációjában hagyományosan nagy szerepet játszanak a gerincesek maradványaival együtt előkerülő régészeti leletek, és az azokra alapított archaeosztratigráfiai rendszer. A korábbi korrelációk revíziója, valamint az elmúlt években végzett multidiszciplináris ásatások eredményei nagymértékben pontosították a lelőhelyek korbesorolását (KORDOS & RINGER 1991, RINGER & MESTER 2001).

A litosztratigráfiai egységekkel, különösen a rendkívül részletesen tanulmányozott hazai lösz, és löszszerű képződmények szintjeivel a gerinces faunákat csak néhány esetben lehetett korrelálni, miután plio–pleisztocén nyíltszíni feltárásainkból csak elvétve került elő ökológiai közösségvizsgálatra alkalmas ősmaradvány-együttes (KREZTOI & PÉCSI 1982). A karbonátos hegységeink peremén lerakódott édesvízi mészkövek ritkán tartalmaznak egyidős, biokronológiai értékű gerinces maradványokat (SCHEUER & SCHWEITZER 1979). A folyóvízi üledékekben felhalmozódott, és esetenként kronológiai szempontból kevert gerinces maradványokat (JÁNOSSY 1979) az ökológiai értékelésnél nagy óvatossággal kellett kezelni. A kvarter szekvencia-sztratigráfia új eredményei (NÁDOR et al. 2003) nem a lelőhelyek korának pontosításában, hanem az ökológiai közösségvizsgálatok következtetéseinek értelmezésében voltak jelentősek.

A Kárpát-medencei középső-, és különösen késő-pleisztocén–holocén faunánk kronológiai korrelációjában új, és megbízható támpontot nyújtott a tengeri izotópos klímagörbe és az arra alapított standardizált klímato-sztratigráfiai rendszer (MIS — Marine Isotope Stages) (SHACKLETON et al. 1990, VOGELANG 1990, DEMENOCAL 1995). Ennek alapján a globális klimatikus szélsőségeket és a gerinces faunákban megmutakozó, klimatikus okokra visszavezethető változások csúcsait szinkronizálni lehetett (KORDOS & RINGER 1991, PAZONYI & KORDOS 2004). A késő-pleisztocén és holocén európai arvicolida faunákra kidolgozott „pocok hőmérő” (KREZTOI 1956, KORDOS 1978) adatait közvetlenül korrelálni lehetett a globális klímamutatókkal. A sztyepp fajok Kárpát-medencei megjelenésének mértéke szintén klimatikus okokra visszavezethető, és jól korrelálható esemény (PAZONYI & KORDOS 2004).

I. táblázat. Az adatbázisban szereplő lelőhelyek és a hozzájuk rendelhető koradatok
 Table I. Localities and their dates which present in the database

Leelőhely	Kor (ezer év)	Leelőhely	Kor (ezer év)
Rigó-lyuk 1. réteg	0,2	Függő-kői-barlang 1. réteg	25,5
Rigó-lyuk 2. réteg	0,3	Gencsapáti	26
Nagy-oldali-zsomboly 0. réteg	0,3	Függő-kői-barlang II. réteg	26,2
Nagy-oldali-zsomboly 1 2. réteg	0,4	Függő-kői-barlang III. réteg	27
Rigó-lyuk 3. réteg	0,5	Istálló-kői-barlang	30
Nagy-oldali-zsomboly 3. réteg	0,7	Tokod I. lelőhely	40
Rigó-lyuk 4. réteg	0,8	Szeleta-barlang	45
Rigó-lyuk 5. réteg	1,2	Diósgyőr-Iapolca-barlang II/4. réteg	50
Nagy-oldali-zsomboly 4. réteg	1,5	Suha-lyuk 10-16. réteg	64
Petényi-barlang 1. réteg	1,5	Érd	73,5
Rigó-lyuk 6 7. réteg	1,8	Diósgyőr-Iapolca-barlang II/5. réteg	77
Nagy-oldali-zsomboly 5. réteg	2	Tokod II. lelőhely	80
Rigó-lyuk 8-9. réteg	2,2	Lambrecht Kálmán-barlang	82
Nagy oldali zsomboly 6. réteg	2,5	Tar kői kőfülke IV. lelőhely	97
Kis-koháti-zsomboly 4. réteg	2,5	Tata	100
Petényi-barlang 2. réteg	3	Bajót 3. számú kőfülke	101
Rejtek I. kőfülke 1. réteg	3	Poros-lyuk	104
Petényi-barlang 3. réteg	4,5	Tatabánya, Kálvária-hegy 4. sz. kőfülke	105
Rejtek I. kőfülke 2. réteg	4,5	Süttő 9. lelőhely	109
Jankovich-barlang 1. réteg	4,5	Uppony, Horváti-lík 7. réteg	110
Kölyuk II. 1. réteg	5	Uppony, Horváti-lík 8. réteg	111
Kölyuk II. 2. réteg	5,2	Uppony, Horváti-lík 9/A réteg	112
Baradla barlang	5,5	Eger, Dobó bástya	112
Rejtek I. kőfülke 3. réteg	5,5	Uppony, Horváti-lík 10. réteg	113
Kölyuk II. 3. réteg	5,5	Uppony, Horváti-lík 11. réteg	114
Hosszi hegyi zsomboly 2. réteg	5,5	Uppony, Horváti lík 12. réteg	114,5
Kölyuk II. 4. réteg	5,8	Uppony, Horváti-lík 13. réteg	115
Kölyuk II. 5. réteg	6	Uppony, Horváti-lík 14. réteg	115,5
Jankovich-barlang 2. réteg	6	Uppony, Horváti-lík 15. réteg	116
Hosszi-hegyi-zsomboly 3. réteg	6	Uppony, Horváti-lík 16. réteg	116,5
Rejtek I. kőfülke 4. réteg	6,5	Uppony, Horváti-lík 18. réteg	117
Kölyuk II. 6 7. réteg	6,5	Uppony, Horváti-lík 20. réteg	118
Hosszi-hegyi-zsomboly 4. réteg	6,5	Uppony, Horváti-lík 21. réteg	120
Kölyuk II. 8. réteg	6,8	Por-lyuk	120
Petényi-barlang 4. réteg	7	Süttő 6. lelőhely 1 5. réteg	128
Kölyuk II. 9 11. réteg	7	Süttő 6. lelőhely 6 10. réteg	132
Hosszi-hegyi-zsomboly 5. réteg	7	Uppony I. kőfülke 1. réteg	170
Kölyuk II. 12 14. réteg	7,3	Uppony I. kőfülke 2. réteg	175
Hosszi-hegyi-zsomboly 6. réteg	7,5	Uppony I. kőfülke 3. réteg	180
Kölyuk II. 15-17. réteg	7,6	Uppony I. kőfülke 4-5. réteg	200
Rejtek I. kőfülke 5. réteg	7,8	Uppony I. kőfülke 6. réteg	205
Ocsámsz-tető	8,6	Budapest, Vár-hegy, Hídtel Ifiltom	220
Rejtek I. kőfülke 6. réteg	8,8	Nagyharsány-hegy 6. lelőhely	250
Rejtek I. kőfülke 7. réteg	9,4	Hörvölgyi-barlang	250
Tücsök-lyuk	9,5	Körös-barlang 5-7. réteg	255
Petényi-barlang 5. réteg	9,5	Solyári-ördöglyuk	260
Rejtek I. kőfülke 8. réteg	9,8	Pongor lyuk	270
Jankovich-barlang 4. réteg	9,8	Szuhogya-Csorhakői	270
Peskő-barlang 1. réteg	10	Tar-kői-kőfülke 1. réteg	290
Peskő-barlang 2. réteg	10,2	Tar-kői-kőfülke 2 3. réteg	300
Peskő-barlang 3. réteg	10,4	Budapest, Vár-hegy, Fortuna utca 16 18.	310
Peskő-barlang 4-5. réteg	10,8	Budapest, Vár-hegy, Fortuna utca 25.	310
Peskő-barlang 6. réteg	11	Budapest, Vár-hegy, Országház utca 16.	320
Peskő-barlang 7-8. réteg	11,4	Vértesszőlős II. lelőhely	320
Jankovich-barlang 5. réteg	11,4	Tar-kői-kőfülke 4 7. réteg	320
Peskő-barlang 9. réteg	11,6	Tar-kői-kőfülke 8 14. réteg	350
Peskő-barlang 10. réteg	11,8	Vár-hegy, Táncos M. utca 23., Űri utca 72.	400
Peskő-barlang 11. réteg	12	Tar-kői-kőfülke 16. réteg	440
Peskő-barlang 12. réteg	12,2	Nagyharsány-hegy 4. lelőhely	500
Peskő-barlang 13. réteg	12,4	Uppony I. kőfülke 10. réteg	500
Peskő-barlang 14-15. réteg	12,8	Villány 6. lelőhely	640
Peskő-barlang 16. réteg	13	Kövesvárad	700
Peskő-barlang 18. réteg	13,4	Villány 8. lelőhely	800
Peskő-barlang 19. réteg	13,6	Somssich-hegy 2. lelőhely	900
Peskő-barlang 20. réteg	13,8	Betfia 9. lelőhely	1000
Jankovich-barlang 7. réteg	15	Villány 5. lelőhely	1100
Bivak-barlang sárga réteg	15,5	Osztramos 8. lelőhely	1200
Bivak-barlang sárgászürke réteg	17	Újlaki-hegy	1200
Jankovich-barlang 8. réteg	17	Osztramos 2. lelőhely	1400
Jankovich barlang 9. réteg	17,5	Véclére 3+3B réteg	1500
Jankovich-barlang 10. réteg	18	Kolmány 1-3. réteg	1700
Jankovich-barlang 11. réteg	20	Villány 3. lelőhely	2000
Függő kői barlang 4. réteg	22	Osztramos 3. lelőhely	2000
Függő-kői-barlang 5. réteg	22,5	Osztramos 7. lelőhely	2300
Függő-kői-barlang 6. réteg	23,3	Beremend 15. lelőhely	2700
Függő-kői-barlang 7. réteg	23,8	Beremend 11. lelőhely	3000
Függő-kői-barlang 8. réteg	24,2	Beremend 5. lelőhely	3100
Függő-kői-barlang 9. réteg	24,6	Beremend 26. lelőhely	3200

A még viszonylag kis számú és jelentős plio–pleisztocén gerinces maradványokat is tartalmazó, rendszerint édesvízi mészkő lelőhelyeinek paleomágneses vizsgálata elsősorban a Brunhes–Matuyama határ közeli faunák kronológiát értékeléséhez nyújtott új szempontokat (SCHEUER & SCHWEITZER 1979, KÖRPÁS et al. 2004).

A különböző radiometrikus kormeghatározások (urán sorozat, fission track, argon–argon, TL, ESR, ¹⁴C stb.) adatait a mintavételi hely, valamint a módszer megbízhatóságának ellenőrzése után esetenként kronológiai korrelációs kiinduló pontnak tekintettem. Ennek érdekében magam is végeztem ¹⁴C vizsgálatokat 4 mintán. A vizsgálatba bevont faunák és lelőhelyeik kronológiai helyét az I. táblázat tartalmazza.

Az adatbázisok

A megfelelő emlősfáunával rendelkező lelőhelyek kiválasztása és korának tisztázása után az adatokat adatbázisokba kellett rendezni. A különböző módszerek különböző adatbázisokat igényelnek, ezért többféle adatbázis felállítására is szükség volt, de az összes adatbázis alapjául a kiválasztott lelőhelyek emlősfajainak egyedszáma szolgált. A denevérek adatai nem szerepelnek egyetlen adatbázisban sem, mivel ez a csoport több szempontból is problémás: (1) a denevérfauna feldolgozottsága a vizsgált időszakban nem egyenletes, (2) a denevérek barlangi élőhelye tafonómiai szempontból nagy mértékben eltér a gerinces fauna más tagjainak élőhelyeitől, (3) a denevérek esetében az egyedszám nem használható, mivel ezek az állatok a barlangok különböző részein kolóniákat alkotnak.

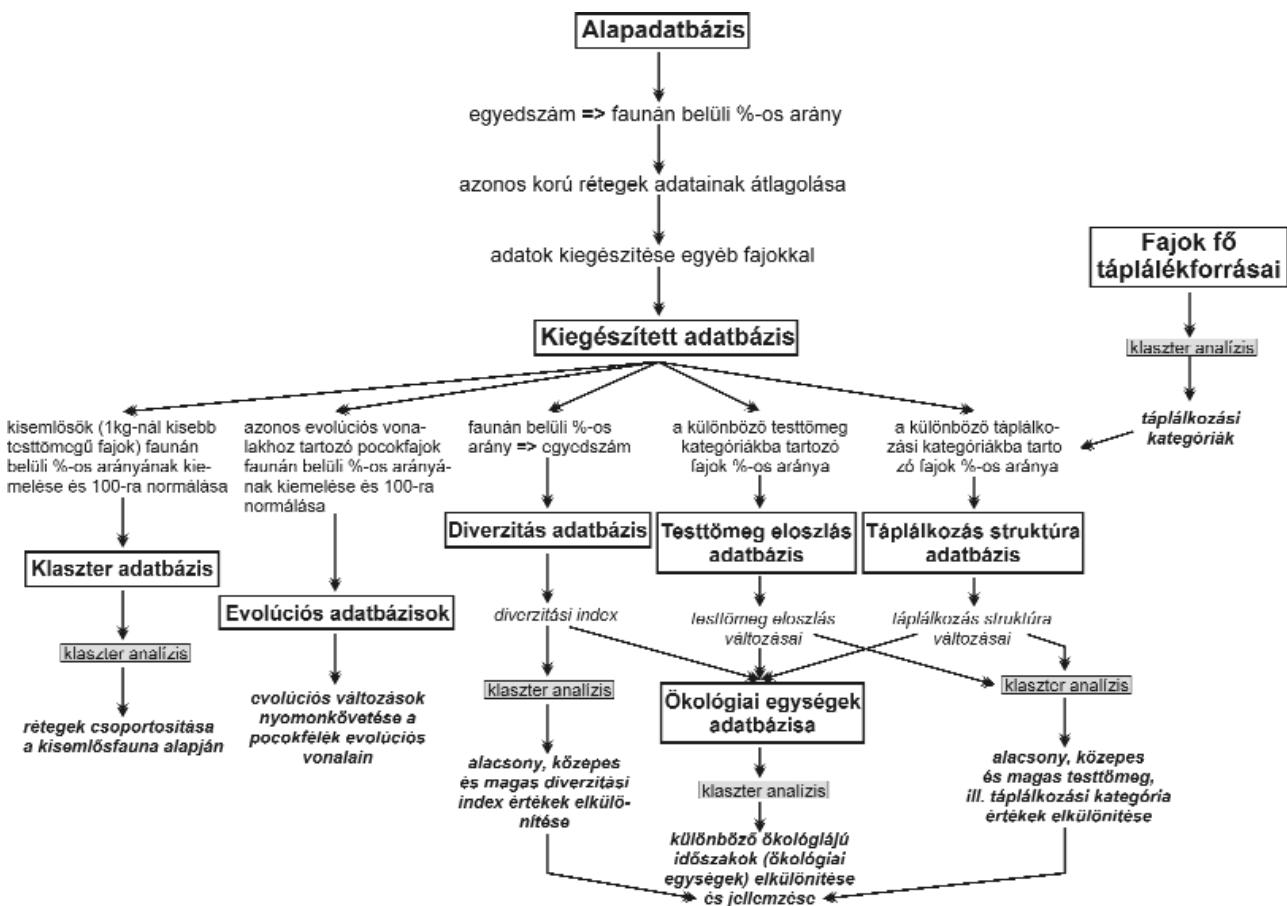
Az alapadatbázisban a korok szerint sorba rendezett lelőhelyek, illetve rétegek, és az ott talált emlősfajok egyedszáma szerepelt. A lelőhelyek eltérő faj- és egyedszámgazdagsága, valamint a taxonómiai problémák miatt azonban szükség volt a nyers adatok kiegészítésére és egységesítésére. Ennek a folyamatnak első lépéseként az adatbázisban szereplő egyedszámokat minden lelőhelynél, faunán belüli százalékos aránnyá számoltam át. Azokban az esetekben amikor két vagy több lelőhely anyaga azonos korúnak adódott, szükség volt egy további lépésre

az azonos korú lelőhelyek emlősfajta-arányainak átlagolására. Ilyenkor az adott korhoz (kyr, B.P.) tartozó értékek százra normált számtani közepe szerepel az adatbázisban. Mivel a cél a Kárpát-medence teljes emlősfajta-arányának vizsgálata volt, olyan fajok is szerepelnek az adatok között, amelyek a vizsgált lelőhelyen tafonómiai, vagy egyéb okokból nem, de térben közeli, azonos korú lelőhelyeken megtalálhatók. Ezeknek az adatoknak az adatbázisba illesztése kétféle módon történt: (1) amennyiben olyan fajról volt szó, amelyik az adott időpont előtt és után szereplő lelőhelyen is megtalálható, a két arányérték átlaga került az adatbázisba, (2) azoknál a fajoknál, amelyek egyik felhasznált lelőhely anyagában sem szerepelnek, de a vizsgálatokra nem alkalmas azonos korú emlősfajta-arányban igen, az adatbázisba az adott korokhoz a legalacsonyabb (1 egyedszámnak megfelelő) arányérték került. Az adatbázis kiegészítései után minden kor arányértékeit százra normáltam. Az így kapott, ún. kiegészített adatbázis szolgált a hasonlóság- és a fajöltővizsgálatok alapjául (1. ábra).

A klaszteranalízis adatbázisa annyiban tér el a kiegészített adatbázistól, hogy csak a kisemlősök (1 kg-nál kisebb testtömegű fajok) faunán belüli százalékos arányát tartalmazza százra normálva. A klaszteranalízis adatbázisához hasonlóan készültek az evolúciós vonalak vizsgálatához használt adatbázisok is. Ebben az esetben az

azonos evolúciós vonalhoz tartozó pocokfajok adatait emeltem ki és normáltam százra a kiegészített adatbázisból. Minden evolúciós vonalhoz külön adatbázis készült.

Az ökológiai vizsgálatok adatbázisainak alapja szintén a kiegészített adatbázis volt, de az eddigiektől eltérően itt nem egy-egy csoportot emeltem ki, hanem a fajok különböző ökológiai jellemzői alapján csoportosítottam az adatokat. A diverzitási index kiszámításához használt adatbázis a fajok faunán belüli (nem százalékos!) arányát tartalmazza. Ez az adatbázis úgy készült, hogy a kiegészített adatbázisban szereplő százalékos értékeket vissza-számoltam egyedszámra, majd az egyes fajok egyed-számaikat elosztottam az adott fauna teljes egyed-számaival. A testtömegeloszlás és a táplálkozási struktúra meghatározásához használt adatbázisokban nem a fajok, hanem az egyes ökotípusok faunán belüli százalékos aránya szerepel. Minden fajhoz hozzárendelhető egy testtömeg-, illetve egy táplálkozási kategória. Az egyes testtömeg-, illetve táplálkozási kategóriába eső fajok arányainak összesítésével kapjuk meg azokat az adatbázisokat, amelyek a faunák testtömegeloszlását, illetve táplálkozási struktúráját mutatják. Míg a testtömeg-kategóriákat irodalomból vettem át, a táplálkozási kategóriákat a fajok fő táplálékforrásai alapján klaszteranalízis segítségével különítettem el. Az ehhez használt adatbázisban csak az van feltüntetve,



1. ábra. A különböző adatbázisok, és az ezekből végzett vizsgálatok összefoglalása

Figure 1. Summary of the databases and the examinations from these ones

hogyan fogyasztja-e az adott táplálékot (1), vagy sem (0).

Az ökológiai egységek elkülönítéséhez használt adatbázis 15 változót tartalmaz (6 táplálkozási egység, 8 testtömeg-kategória, diverzitási index). Ebből az adatbázisból klaszteranalízis segítségével az azonos ökológiai jellegekkel bíró faunák csoportosíthatók. Az ökológiai egységek jellemzéséhez további adatbázisokra volt szükség. Ezek az adatbázisok mindig csak egy adott változó értékeit (a testtömeg és táplálkozási kategóriáknál a százalékos arányt) tartalmazzák, így ezek alapján klaszteranalízis segítségével minden változóra meg lehetett adni egy alacsony, egy közepes és egy magas értéktartományt.

Módszerek

A módszerek kiválasztásakor az volt a cél, hogy ne csak egyes csoportok, hanem a teljes emlősfauna vizsgálatára alkalmasak legyenek, megfelelő érzékenységgel mutassák ki a faunaösszetétel, illetve az ökológiai jellemzők változásait és matematikailag alá lehessen támasztani őket. A módszerek külön-külön is hasznos információkat szolgáltatnak, de csak együttes alkalmazásukkal kapunk teljes képet a végbement változásokról.

A módszerek két nagy csoportba oszthatók. Az egyik csoportba azok a módszerek tartoznak, amelyek közvetlenül a faunaösszetétel alapján alakulnak. Ebbe a csoportba sorolható a klaszteranalízis, a hasonlóság és a fajöltő vizsgálata, valamint az evolúciós vonalak vizsgálata.

A másik csoportba a taxonfüggetlen vizsgálat tartozik, amely a fajok, illetve közösségek különböző ökológiai jellegein (testtömeg, táplálkozási preferencia, fajszám) alapul. Az ökológiai jellegek (ökotípusok) eloszlását az adott faunán belül (ökológiai változók) alapvetően a klíma és a növényzet határozza meg. A három ökológiai változó (testtömegeloszlás, táplálkozási struktúra, diverzitási index) együttesen jellemzi az ökológiai egységet.

A két módszertani csoport szerepe eltérő. Míg az első csoportban lévő módszerek az emlősfauna változásainak kimutatására, időbeli egységek elkülönítésére és ezen egységek faunisztikai jellemzésére alkalmasak, addig a taxonfüggetlen vizsgálatok az így kapott egységek ökológiai jellemzését, az eltérő fajösszetételű, de azonos ökológiai jellegű időszakok felismerését teszik lehetővé (PAZONYI 2004).

Fajösszetétel alapján alapuló vizsgálati módszerek

Klaszteranalízis

A klaszteranalízis egy többváltozós matematikai módszer, melynek segítségével a faunák csoportokba rendezhetők faunisztikai, illetve ökológiai jellegeik alapján. A faunák közti hasonlóság változó, így a csoportok több szintje különíthető el. Legnagyobb távolság az elsőrendű csoportok között van, ahol a különböző csoportokba eső faunák jellemzői szinte teljesen eltérnek. Ezeket a

csoportokat tovább oszthatjuk másod-, harmad-, negyedrrendű stb. csoportokra. Minél alacsonyabb rendű egy csoport annál nagyobb a hasonlóság az egyes csoportok jellemzői között, ezért nagyon alacsonyrendű csoportok használata értelmetlen. Általában három, maximum négy szintet érdemes elkülöníteni. Klaszteranalízist több számítógépes programmal, többféle algoritmus alapján végezhetünk. Jelen munkában az összes klaszteranalízis PAST software-rel, a Ward-féle algoritmus alapján készült.

A klaszteranalízis önálló vizsgálati módszerként, valamint a taxonfüggetlen vizsgálatok részeként egyaránt hasznos eredményeket adott. A klaszteranalízis adatbázisa, csak a kisemlősfaunát (1 kg-nál kisebb testtömegű fajok) tartalmazza, egyrészt azért, mert a kisemlősökről sokkal több adat áll rendelkezésre, másrészt azért, hogy kiszűrhetők legyenek azok a változások, amelyek csak a nagyemlősfaunát érintették. A klaszteranalízis a taxonfüggetlen vizsgálatok részeként, az ökológiai változók jellemzésénél és az ökológiai egységek elkülönítésénél is fontos szerephez jutott (1. alább).

Hasonlóságvizsgálat

A százalékos hasonlóság (similarity) egy jelzőszám, ami megmutatja, hogy két időben, vagy térben egymást követő fauna hány százalékban azonos. A hasonlóságvizsgálatával tehát a faunisztikai változások mutathatók ki. Az alacsony hasonlósági értékek faunaváltozásra, a magasak a közösség stabilitására utalnak. A százalékos hasonlóságot a következő képlet alapján számoljuk (KREBS 1989):

$$P = S \text{ minimum } (p_{1i}, p_{2i}),$$

ahol P az 1-es és a 2-es közösség közötti százalékos hasonlóság, p_{1i} az 1-es közösség i -edik fajának aránya, p_{2i} pedig a 2-es közösség i -edik fajának aránya.

A hasonlóságvizsgálat a klaszteranalízistől eltérően a teljes emlősfauna alapján készült. Ahhoz, hogy a hasonlósággörbe jobban kiértékelhető legyen, szükség volt a görbe simítására. Az adatsűrűségtől függően a görbe különböző részein eltérő simítást alkalmaztam. Az adatokkal legjobban reprezentált utolsó 30 ezer év esetén a görbe simítása 400 éves csúsztatással, 1000 éves ablakkal történt. A következő, szintén elég sok adattal rendelkező időszakban (300–30 ezer év) a csúsztatás 5 ezer év, az ablak pedig 10 ezer év volt. 300 és 500 ezer év között 50 ezer éves csúsztatást és ablakot alkalmaztam, míg az 500 ezer évnél idősebb adatok esetén a csúsztatás és az ablak mérete egyaránt 100 ezer évre nőtt.

Fajöltő vizsgálatok

FOD–LOD vizsgálatok. A fajöltő a faj első (FAD — First Appearance Datum) és utolsó megjelenése (LAD — Last Appearance Datum) között eltelt idő. Amikor nem a fajok teljes (egész Földre érvényes) fajöltőjét, hanem azt vizsgáljuk, hogy egy bizonyos területen mikor jelent meg, illetve mikor tűnt el egy adott faj, a FOD (First Occurrence Datum) és a LOD (Last Occurrence Datum) rövidítések használatosak (FLYNN et al. 1995).

Egy adott faj fajöltőjét alapvetően két tényező határozza meg: a faj testtömege és a környezet stabilitása. A kis testtömegű (0,5 kg alatti) fajok fajöltője általában lényegesen rövidebb (kevesebb mint 1 millió év), mint a nagytestű emlősöké. Természetesen a kis testtömegű emlősök közt is előfordulnak hosszú, akár 7–8 millió év fajöltőjű fajok, de ezek száma igen kicsi. A nagyemlősöknél a rövid fajöltőjű (1 millió év alatt) fajok száma alacsonyabb, viszont igen gyakori a 3–4 millió év közötti fajöltő, sőt előfordulnak igen hosszú (10 millió év fölötti) élettartammal rendelkező emlősök is. A kis- és a nagyemlősök közötti különbség valószínűleg kapcsolatba hozható a két csoport eltérő érési és szaporodási ütemével, valamint generációs idejével. A kisemlősök életritmusai gyorsak, gyorsan fejlődnek és rövid ideig élnek. A nagyemlősöknél nem ilyen egyértelmű a helyzet, mivel nem minden nagytermetű fajnak hosszú a fajöltője. Úgy tűnik, hogy a nagy méret szükséges, de nem elégséges feltétele a faj hosszú élettartamának (FLYNN et al. 1995). A két csoport eltérő fajöltője a kis- és a nagyemlősök eltérő fajképződési ütemével magyarázható. A kisemlősök fajképződése lényegesen gyorsabb, emiatt a genusokra jutó fajszám nagyobb, mint a nagyemlősöknél (MARTIN 1992).

A fajöltőt, illetve a fajöltő eloszlását egy közösségen belül erősen befolyásolja a környezet stabilitása. A stabil környezeti feltételekkel jellemezhető időszakokban gyakoriak a hosszú fajöltőjű fajok, az eltűnések és a megjelenések száma minimális. A rövid fajöltőjű fajok számának növekedése, az eltűnési és megjelenési események gyakorivá válása viszont a környezeti feltételek (klíma, vegetáció) megváltozására utal (BARRY et al. 1995).

Mivel céлом a Kárpát-medence emlősfajta vizsgálat volt, az egyes fajok első megjelenése, illetve eltűnése csak erre a területre vonatkozik (FOD, illetve LOD). A vizsgálatokhoz a kiegészített adatbázis szolgált alapul, ebből készült egy, az egyes fajok fajöltőjét vonalakkal szemléltető ábra. Az ábrán folyamatos vonallal jelöltem azokat az időszakokat, ahol a vizsgálatra alkalmas lelőhelyeken a fajok megtalálhatók, és szaggatott vonallal azokat, ahol egyéb lelőhelyek alapján előfordulásuk valószínű. Az ábráról közvetlenül leolvashatók a megjelenési és az eltűnési események (PAZONYI 2006).

A többi módszertől eltérően ezeknél a vizsgálatoknál az eredmények nem egyes időpontokra, hanem időintervallumokra vonatkoznak. Az időintervallumok hosszának megállapításánál két tényezőt vettem figyelembe: az adatsűrűséget és az események gyakoriságát. Mindezek alapján négy különböző intervallumhosszal dolgoztam: (1) a legnagyobb adatsűrűségű időszakban (holocén, késő-pleisztocén) 5 ezer év, (2) a késő-pleisztocén korábbi szakaszában (a 30 ezer évnél idősebb faunák esetében) 10 ezer év, (3) a középső-pleisztocén késői szakaszában 50 ezer év, míg (4) a legkisebb adatsűrűséggel rendelkező kora- és középső-pleisztocénben 100 ezer év volt az egyes időintervallumok hossza.

Az intervallumok minőségét teljességvizsgálattal ellenőriztem. A vizsgálat célja a fosszilis közösség relatív teljességének felmérése volt, ami az egyes lelőhelyek tafo-

nómiai folyamataitól függ. A teljességet az adott intervallum tapasztalati és a becsült diverzitásának aránya (CI_2 index) adja. Több teljességvizsgálat is ismert, ezek közül a legkonzervatívabb becslést adó indexet használtam:

$$CI_2 = N_{bda} / (N_{bda} + N_{rt}),$$

ahol a tapasztalati diverzitás (N_{bda}) azoknak a fajoknak a száma, amelyeket nem csak a vizsgált intervallum előtt és után, hanem az intervallumban is megvannak, míg a becsült diverzitás (N_{rt}) ezek mellett azokat a fajokat is tartalmazza, amelyek az intervallum előtt és után is megvannak, de magában az intervallumban nem (BARRY et al. 1995). Az intervallum akkor megbízható, ha az index 100-zal megszorított értéke 70-nél nagyobb (MAAS et al. 1995).

A fauna kicserélődését minden intervallumban az első és utolsó előfordulások számából számoljuk ki. A csak az adott intervallumra jellemző fajokat (epizodikus fajok) úgy számoljuk, mint egy első és egy utolsó előfordulást. Az első intervallumnál (2,35–2,25 millió év) az eseményeket úgy különítettem el, hogy az intervallum faunáját összevettem a Csarnóta 2-es lelőhely faunájával (3,3 millió év). Ez a területen a legidősebb fauna, ahonnan a pleisztocénben is élt fajokat ismerünk.

Fajöltőeloszlás vizsgálatok. A faunacserék mellett az intervallumok fajöltőeloszlása (tartózkodási idő eloszlása) is érdekes eredményeket adott. A fajöltőeloszlásokhoz szükség volt az egyes fajok első és utolsó előfordulási idejére, és az ezekből számolt tartózkodási időre. A tartózkodási idők klaszteranalízisével a fajokat három csoportra bontottam: rövid, közepes és hosszú tartózkodási idejű fajokra.

Az evolúciós vonalak vizsgálata. A teljes emlősfajta elemzése mellett a leggyakoribb családokat, a pocokféléket (Arvicolidae) külön is érdemes vizsgálni. A pocokfélék a negyedidőszakban váltak az emlősfajta uralkodó csoportjává, felváltva a korábban igen gyakori hörcsög- és egerféléket. Igen gyors evolúciós és szaporodási tempójuk miatt nagy fajgazdagsággal és egyedszámmal jelennek meg a kvarter lelőhelyek anyagában. A fajképződés tempójából és a fajok élettartamából, a fajöltővizsgálatokhoz hasonlóan, a környezet stabilitására lehet következtetni.

A Kárpát-medence területén négy Arvicolidae evolúciós vonal követhető nyomon:

(1) *Miomys*–*Arvicola* vonal,

(2) *Propliomys*–*Pliomys* vonal,

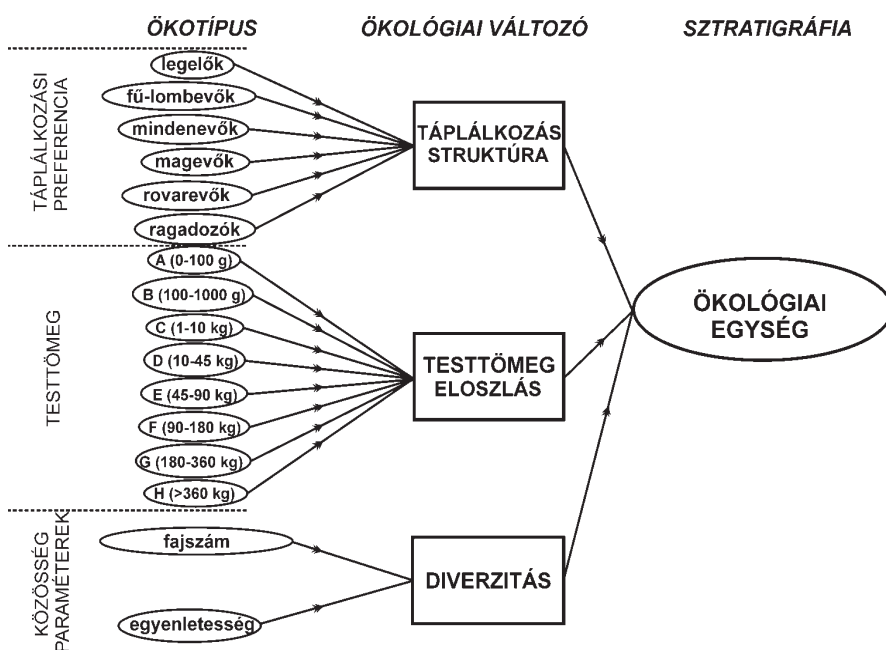
(3) *Villanyia*–*Lagurodon*–*Lagurus* vonal,

(4) *Allophaiomys*–*Microtus*, *Pitymys* vonal (KORDOS 1995).

A különböző evolúciós vonalokhoz tartozó fajokat külön diagramokon ábrázoltam, ahol a függőleges tengelyen az adott faj evolúciós vonalon belüli százalékos arányát, a vízszintes tengelyen pedig a kort tüntettem fel. Emellett vizsgáltam az egyes evolúciós vonalak pocokfaunán belüli százalékos arányváltozásait is, vagyis azt, hogy egy adott időintervallumban mely evolúciós vonalhoz tartozó pocok uralták a faunát.

Taxonfüggetlen vizsgálatok

A taxonfüggetlen vizsgálatok nem a fajösszetétel, hanem a közösségek, illetve egyes fajok ökológiai jellemzőin alapulnak, így segítségükkel eltérő fajösszetételű faunák is összehasonlíthatóvá válnak. A vizsgálat alapjául az ökotípusok szolgálnak, melyek közül jelen munkában hármat használtam: a közösség fajszámát, a fajok testtömegét és táplálkozási preferenciáját. Az ökotípusok eloszlását egy közösségen belül ökológiai változónak nevezzük. A három ökotípusnak megfelelő ökológiai változók — diverzitási index, testtömeg- és táplálkozási preferencia eloszlás — mindegyike utal arra a környezetre, ahol a közösség élt. Együttes vizsgálatuk lehetővé teszi olyan ökológiai egységek meghatározását, amelyek már sztratifigrafiái célokra is felhasználhatók (2. ábra).



2. ábra. A taxonfüggetlen módszer folyamatábrája (PAZONYI 2004)

Figure 2. Flowsheet of the taxon-free method (PAZONYI 2004)

Ökotípusok

Az ökotípus, mint a taxonfüggetlen vizsgálatok alapja már önmagában is információt hordoz a környezetről. A környezettől függően változik a közösségek fajszáma, illetve a közösségekben élő állatok testtömege. Az állatok táplálkozási preferenciáját elsősorban a rendelkezésre álló táplálékforrás, vagyis a növényzet határozza meg.

Fajszám. A közösségek fajszáma elsősorban a környezeti feltételektől és a növényzettől függ. Szélsőséges, kevésbé komplex környezetben (pl. egy tundrán) sokkal alacsonyabb a fajszám, mint egy kiegyenlített és komplexebb környezetben (pl. egy esőerdőben). Ennek az az oka, hogy a komplex környezetekben sokkal nagyobb az ökológiai fiúlkék száma, sokkal többféle táplálékforrás kihasználására nyílik lehetőség (ANDREWS 1995).

A fajszám meghatározása a kiegészített adatbázis alapján történt, így ki lehetett küszöbölni a tafonómiai különbségekből eredő hibákat.

Testtömeg. A testtömeg becslése történhet a fosszilis fajok és ma élő rokonaik adatainak összehasonlításával, illetve az őrlőfog rágófelülete és a testtömeg közti korreláció felhasználásával (LEGENDRE & ROTH 1988). A késő-pleisztocén faunáknál közvetlenül használható a recens fajokkal való összehasonlító módszer, mivel a késő-pleisztocén emlősfajok nagy része ma is él. A kora-középső-pleisztocén és a kihalt késő-pleisztocén fajoknál a módszer szintén alkalmazható, mivel a testtömeg-kategóriák meglehetősen tágak, így a fajok ma élő rokonaik alapján biztonsággal besorolhatók.

A vizsgálatához az ANDREWS és társai által javasolt nyolc testtömeg-kategóriát használtam, melyek a következők: A: 0–100 g, B: 100–1000 g, C: 1–10 kg, D: 10–45 kg, E: 45–90 kg, F: 90–180 kg, G: 180–360 kg and H: >360 kg (ANDREWS et al. 1997).

Táplálkozási preferencia. Mint az adatbázisok leírásánál már láttuk, a táplálkozási kategóriákat, a testtömeg kategóriákkal ellentétben, nem az irodalomból vettem át, hanem a fajok fő táplálékforrásai alapján egy klaszteranalízis segítségével különítettem el őket. Erre azért volt szükség, mert az irodalomban szereplő táplálkozási kategóriák nagy része az esőerdőben, illetve a szavannán élő állatok alapján készült (GUNNEL et al. 1995), emiatt sok olyan van köztük (pl. gyümölcs-evők, hangyaevők), amelyekbe egyetlen Kárpát-medencei pleisztocén emlősfaj sem sorolható be. A másik probléma, hogy a tipikusan sztyeppe fajok (pl. hörcsög, ürge) az irodalomban megadott egyetlen kategóriába sem illenek bele.

A klaszteranalízis alapján hat táplálkozási kategóriát különítettem el: (1) fű-, rügy-, gyökér-, mag- és gyümölcs-evők, állati táplálék nélkül (magevők), (2) lombot is fogyasztó legelők (fű-lombevők), (3) csak fűevők (legelők), (4) csak állati táplálékot fogyasztók (ragadozók), (5) rovar-evők, (6) mindenevők (a növényi táplálék dominanciájával) (PAZONYI 1999).

Ökológiai változók

A taxon-független vizsgálat második szintjét az ökológiai változók adják. A három ökotípusnak megfelelően három ökológiai változót alkalmaztam, melyek a közösség egészéről adnak információt.

Diverzitási index. A diverzitást alapvetően két tényező határozza meg: a közösség fajszáma és az egyedek

eloszlása a fajok között, vagyis az egyenletesség. A diverzitást a diverzitási indexszel tudjuk kifejezni, amely mindkét független változót tartalmazza. Ahhoz, hogy a diverzitási index magas értéket mutasson, legalább az egyik változó értékének magasnak kell lennie. Általában a magas diverzitási indexű közösségeknek magas a fajszáma és az egyenletességi értéke, de a diverzitási index viszonylag alacsony fajszámmal is mutathat magas értéket, amennyiben az egyedek eloszlása nagyon egyenletes. A magas anyagbeáramlási ütem (turnover), amely a trópusi esőerdőkre jellemző, valamint a környezet heterogenitása szintén oka lehet a magas diverzitási index értékeknek (ANDREWS 1995).

A diverzitást a Shannon–Weaver diverzitási index alapján számoltam (SHANNON & WEAVER 1949):

$$H' = - \sum_{i=1}^N p_i \cdot \ln p_i,$$

ahol H' a Shannon–Weaver-index, és p_i a fauna i -edik fajának aránya. Az i -edik fajok arányának meghatározása az M_i -ek száma alapján történt.

Testtömegeloszlás. A modern emlősfajta mentén a méretstruktúra a vegetáció- és klímagradiensek mentén változik. A nagy (8–250 kg, C–G kategória) és a nagyon nagy (>250 kg, G–H kategória) méret gyakoribb a nyílt vegetációjú területeken, mint az erdőkben. Ennek egyrészt az az oka, hogy a nagy termetű emlősök nehezebben tudnak mozogni zártabb vegetációban, másrészt pedig nagyobb testmérettel (és így nagyobb, összetettebb gyomrukkal) a növényevők a viszonylag alacsonyabb tápértékű növényeken (pl. fű) is meg tudnak élni. Az erdőkben inkább a kis és közepes termetű emlősök gyakoriak (<8 kg, A–C kategória), amelyek az erdőben található könnyen emészthető táplálékon élnek (pl. gyümölcsök, magok), és könnyen mozognak a fák között (EISENBERG 1981, FLEAGLE 1985, LEGENDRE 1989). Ezek a megállapítások azonban csak a trópusi területekre igazak, a mérsékelt és a hideg övre nem. A tundra például nyílt terület, de eltartóképessége nem elég ahhoz, hogy sok nagytestű állat éljen rajta, emiatt testtömegeloszlási képében a kisemlősök (A–B kategória) dominálnak.

Egy adott közösség testtömegeloszlását úgy kapjuk meg, hogy a kategóriákat méret szerint sorba rendezzük, majd grafikusán ábrázoljuk az egyes kategóriákba eső fajok százalékos arányát. Ez a megjelenítési módszer eltér a cenogramtól, ahol a fauna testtömegmintázata a fauna tagjainak (kivéve a ragadozók és a denevérek) méretszerinti sorbarendezésével készül (LEGENDRE 1986, 1989).

Táplálkozási struktúra. A testtömegeloszláshoz hasonlóan a modern emlősfajta táplálkozási struktúrája szintén a vegetáció- és klímagradiensek mentén változik. A nyíltabb területeken (pl. szavanna) a növényevők (~55%) és a ragadozók (~20%) a fauna nagyobb részét teszik ki, mint a zártabb vegetációval borított területeken. Ezzel szemben az erdőkben és a galériaerdőkben a mindenevők és a rovarévők aránya

jelentősebb, míg a fent említett két csoport szerepe csökken (GUNNELL et al. 1995).

A táplálkozási struktúra időbeli változásának vizsgálata a testtömegeloszláshoz hasonlóan történt. Az adott közösség táplálkozási struktúráját az egyes táplálkozási kategóriákba eső fajok százalékos aránya adja.

Ökológiai egységek

Az ökológiai egységek, melyeket a diverzitási indexszel, a testtömegeloszlással és a táplálkozási struktúrával jellemzünk, a taxonfüggetlen vizsgálatok legnagyobb egységei. Ezek az egységek azon túl, hogy információt szolgáltatnak az egykori vegetációs és klímaviszonyokról, sztratigráfiai célra is felhasználhatók.

Mint az adatbázisok leírásánál láttuk, az ökológiai egységek meghatározásánál 15 változóval dolgozunk (6 táplálkozási egység, 8 testtömeg-kategória, diverzitási index). Első lépésben az azonos ökológiai jellemzőkkel bíró faunák elkülönítése volt a cél. Ez klaszteranalízis segítségével történt, ahol az adatbázis az összes változó értékeit tartalmazta a vizsgált lelőhelyeken.

Második lépésben a változók segítségével jellemeztem a kapott csoportokat. Minden változóra készült egy-egy klaszteranalízis, ahol az adatbázis csak az adott változó értékeit (a testtömeg- és a táplálkozási kategóriáknál a százalékos arányt) tartalmazta. A klaszteranalízisek alapján minden változónál meg lehetett adni egy alacsony, egy közepes és egy magas értéktartományt (II. táblázat). Értelemszerűen az értéktartományok határai minden változónál különbözőek, értékük függ az adott változó emlősfajta belüli gyakoriságától, és ezen értékek szórásától. A mag-evők például igen gyakoriak az emlősfajta mentén, ezért ennél a táplálkozási kategóriánál az értéktartományok a következőképpen alakulnak: 70% felett magas, 45–70% közepes, 45% alatt alacsony. Ezzel szemben a nagyon nagy testtömegű állatok (H kategória) általában a teljes emlősfajta mentén csak kis részét alkotják, ezért ennél a testtömeg-kategóriánál az értéktartományok egyrészt szűkebbek, másrészt még a magas értéktartomány (7,5% felett) is igen alacsony értéket

II. táblázat. Ökotípusok alacsony, közepes és magas értéktartományai

Table II. High, medium and low ranges of the ecotypes

Ökotípus	Alacsony	Közepes	Magas
Magevők	<45%	45–70%	>70%
Fű-lombevők	<5,7%	5,7–14%	>14%
Legelők	<5%	5–10%	>10%
ragadozók	<7,5%	7,5–12%	>12%
Rovarevők	<20%	20–35%	>35%
Mindenevők	<4%	4–8%	>8%
A (0–100 g)	<45%	45–72%	>72%
B (100–1000 g)	<17%	17–25%	>25%
C (1–10 kg)	<2,5%	2,5–5,6%	>5,6%
D (10–45 kg)	<2,5%	2,5–4,5%	>4,5%
E (45–90 kg)	<4%	4–8%	>8%
F (90–180 kg)	<7%	7–12%	>12%
G (180–360 kg)	<7%	7–22%	>22%
H (>360 kg)	<2,5%	2,5–7,5%	>7,5%
Diverzitási index	<2,45	2,45–2,85	>2,85

mutat. Mivel az elemzésben az összes olyan kvarter lelőhely anyagát felhasználtam, ami statisztikai vizsgálatokra alkalmas, a kapott értéktartományok a teljes kvarterre érvényesek.

Ezzel a módszerrel tíz ökológiai egységet sikerült elkülöníteni és jellemezni a vizsgált időszakban.

Az ökológiai egységek lehatárolása, jellemzése és értelmezése

Az ökológiai egység határok megállapítása

A klaszteranalízis eredményei (3. ábra)

A klaszteranalízis, mint önálló vizsgálati módszer, a fajösszetétel, illetve a fajok faunán belüli százalékos eloszlása alapján csoportosította a lelőhelyek kisemléksfaunáját. A klaszteranalízis alapján a vizsgált lelőhelyek kisemléksfaunája nyolc csoportba sorolható. Az eredmények azt mutatják, hogy a kora- és a középső-pleisztocén kisemléksfaunája jelentősen eltér a késő-pleisztocénétől, és a késő-pleisztocénen belül a különböző kisemléksfauna összetétellel jellemezhető csoportok ciklikusan váltják egymást a nagy klímaingadozásoknak köszönhetően.

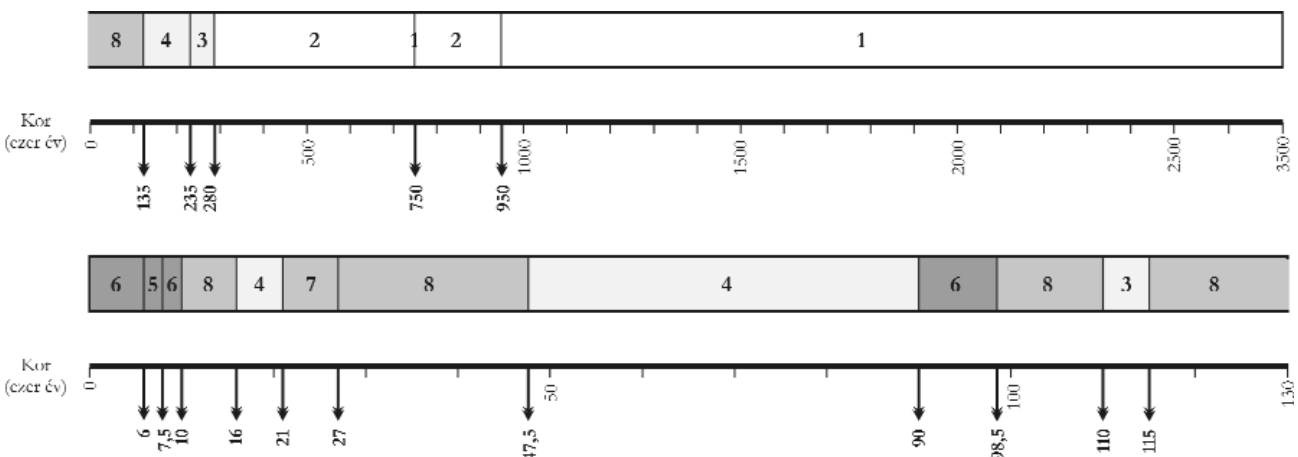
A faunaklaszter alapján a kisemléksfaunában 950 ezer évvel ezelőtt ment végbe az első jelentős változás. Ekkor tűnt el az a főleg kihalt pocokfélékkel (*Miomys* és *Allophaiomys* fajokkal) jellemezhető kisemléksfauna (1. típus), amely az egész kora-pleisztocénre és a középső-pleisztocén aljára is jellemző volt. Egy kisebb változást követően — amikor az előző típusú kisemléksfauna tért vissza egyetlen lelőhelyen (750 ezer év) —, a következő nagy változás kb. 280 ezer évvel ezelőtt ment végbe a kisemléksfaunában. Ekkor a főleg *Pitymys*, *Lagurodon* és *Pliomys* pocokfélékkel, valamint jelentős arányú rovarevővel és pelefélével jellemezhető faunát (2. típus) felváltja az a főleg *Microtus* fajok dominanciáját mutató

kisemléksfauna, ami az egész késő-pleisztocén–holocénre jellemző.

Ezt az időpontot követően a kisemléksfauna változásai szorosán összekapcsolódnak a klímaváltozásokkal. A lehűlésekhez, illetve felmelegedésekhez kapcsolható kisemléksfauna-típusok ciklikusan váltják egymást, követve a klíma- és vegetációs változásokat. Ez nem azt jelenti, hogy például a lehűlések csak egy bizonyos kisemléksfauna összetétellel jellemezhetők, hanem azt, hogy van néhány (a lehűlések esetében két) jellegzetes kisemléksfauna típus, ami glaciálisok idején jelenik meg.

A késő-pleisztocén–holocén időszakot 6 különböző kisemléksfauna típusra osztotta a klaszteranalízis. Két típus egyértelműen a hideg, kettő pedig a meleg időszakokhoz köthető, míg a fennmaradó kettő általában az „átmeneti” időszakokban jelenik meg. A hideg időszakokhoz köthető kisemléksfaunák közül az egyik két alkalommal: (1) 280–235 ezer év között, és (2) 115–110 ezer év között jelenik meg. Erre a kisemléksfauna-típusra a *Microtus arvalis* dominanciája jellemző (3. típus). A másik, hideg időszakra jellemző kisemléksfauna a késő-pleisztocén–holocén során több alkalommal is megjelenik: (1) 235–135 ezer év között; (2) 90–47 ezer év között, valamint (3) 21–16 ezer év között. Erre a kisemléksfauna típusra jellemző, hogy a *Microtus arvalis* mellett a *Microtus gregalis* és a *Microtus oeconomicus*, valamint egyéb hideg kedvelő fajok (*Lagurus lagurus*, *Dicrostonyx torquatus*, *Ochotona pusilla*) is jelentős aránnyal szerepelnek (4. típus).

A kifejezetten meleg időszakokhoz köthető két kisemléksfauna típus az *Apodemus sylvaticus*, a *Clethrionomys glareolus*, a pelefélék és a rovarevők arányában tér el egymástól. Az egyikre az *Apodemus sylvaticus* dominanciája és a pelefélék magasabb aránya (5. típus), míg a másikra az *Apodemus sylvaticus* és a *Clethrionomys glareolus* közel azonos aránya, valamint a rovarevők nagyobb mennyisége jellemző (6. típus). Míg az első típusú fauna csak a holocénre jellemző 7,5 és 6 ezer év között, addig a másik a



3. ábra. A klaszteranalízis eredményeként kapott csoportok időbeli elterjedése. A felső skála 3,5 millió évnél kezdődik. 2,5 millió évig egy beosztás 500 ezer, onnantól 100 ezer évet jelent. Az alsó skálán a beosztások 10 ezer évet jelentenek. A hideg időszakokat világosszürke, a meleg időszakokat sötétszürke, az átmeneti időszakokat középszürke háttér jelöli. A csoportok számainak jelentését lásd a szövegben

Figure 3. Temporal ranges of groups as a result of cluster analysis. The upper scale begins 3.5 Ma. Until 2.5 Ma one calibration signifies 500 ky, and from then on it signifies 100 ky. On the lower scale calibrations signify 10 ky. Cold intervals are light grey, warm intervals are dark grey and the transition intervals are middle grey. For meaning the number of groups see in text

késő-pleisztocénben (98,5–90 ezer év), valamint a holo-cénben (10–7,5 és 6–0 ezer év) is megjelenik.

A két „átmeneti” kisemlősfauna típus közül az egyik csak a 27–21 ezer év közötti időintervallumban jellemző. Ez a típus a *Microtus arvalis* és a *Microtus gregalis* közel azonos arányával és a *Microtus oeconomus* jelentősebb mennyiségével jellemezhető (7. típus). A másik „átmeneti” típusra a *Microtus arvalis* mellett főleg sztyeppfajok (*Citellus*, *Spalax*, *Alactaga*, *Sicista*, *Cricetus*) jellemzőek (8. típus). Ez a típus (1) 110–98,5 ezer év között; (2) 47,5–27 ezer év között, és (3) 16–10 ezer év között jelenik meg.

A klaszteranalízis alapján egyetlen időintervallum van, amit nem sikerült teljes biztonsággal besorolni egy kisemlősfauna típusba sem. Ebben a 135–115 ezer év közötti időszakban a faunák jelentős részét a klaszteranalízis a 8. típusba sorolta, de emellett a 7. és az 5. típus is megjelenik. Az időintervallumot végül feltételesen a 8. típusba soroltam.

A hasonlóságvizsgálat eredményei (4. ábra)

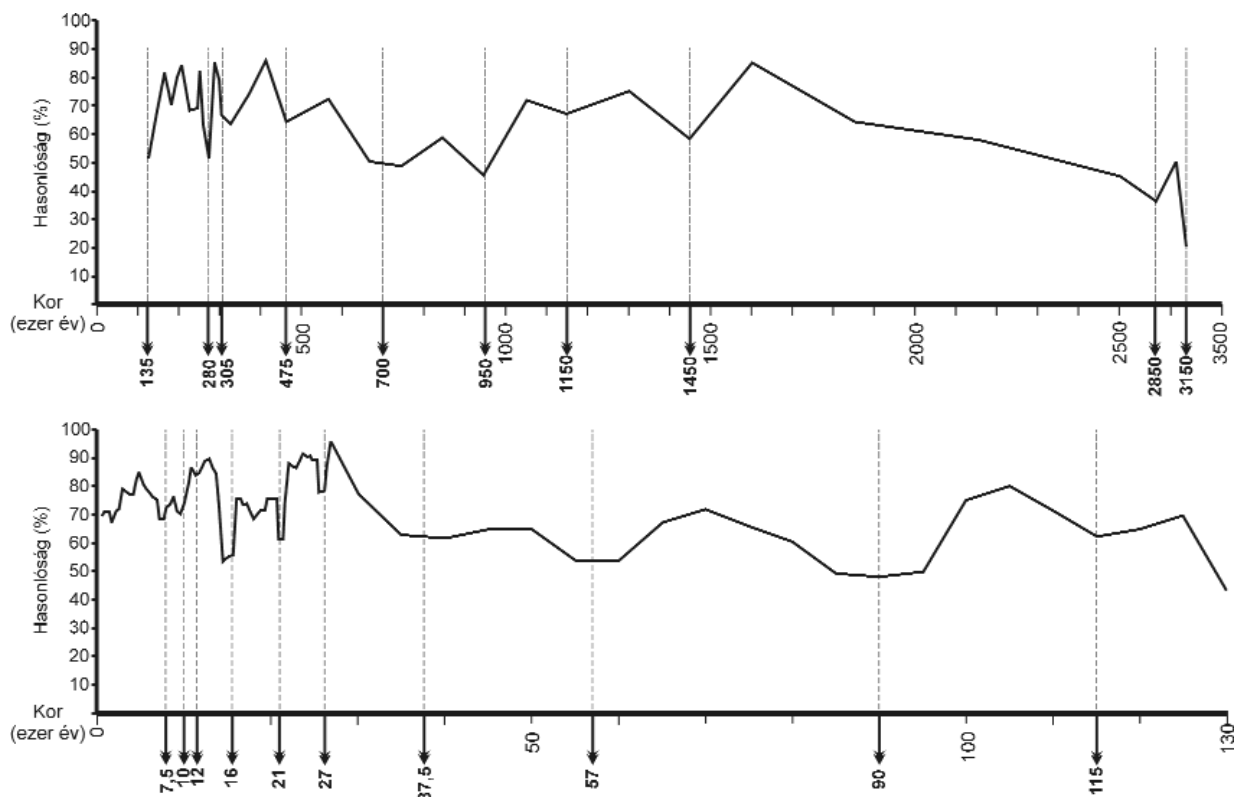
A hasonlóságvizsgálat a klaszteranalízistől eltérően nem csak a kisemlős-, hanem a teljes emlősfauna változásait mutatja, így segítségével azokat a változásokat is ki lehet mutatni, amelyek csak a nagyemlősfaunát érintették. A módszer lényegesen érzékenyebb a klaszteranalízisnél, segítségével nem csak a faunakicserélődés ténye, hanem a változás nagyságrendje is kimutatható. A nagy változások főként a kora-középső-pleisztocénre jellemzőek, ami főleg

a kevés adattal, illetve az egyes lelőhelyek nagy időbeli távolságával magyarázható. A késő-pleisztocén lényegesen több adata lehetővé teszi a kisebb változások kimutatását is.

A klaszteranalízis az első jelentős kisemlősfauna változást 950 ezer évvel ezelőtre teszi, a hasonlóságvizsgálat alapján azonban ezt megelőzően is több nagy, és egy kisebb változáson ment keresztül a kárpát-medencei emlősfauna. A nagy változások időpontja: (1) 3,15 millió év; (2) 2,85 millió év; és (3) 1,45 millió év, míg a kisebb változás 1,15 millió évvel ezelőtt következett be.

A klaszteranalízis a következő nagyobb kisemlősfauna változást 280 ezer évvel ezelőtre teszi. A 950 ezer évvel ezelőtti változást követően a hasonlóságvizsgálat egy nagy és két kisebb faunaváltozást mutatott ki eddig az időpontig. A kb. 700 ezer évvel ezelőtt végbement nagy emlősfauna változás valószínűleg kapcsolatba hozható a klaszteranalízisben is megjelenő kis változással (750 ezer év). A két kisebb faunaváltozás időpontja: 475 és 305 ezer év.

A 280 ezer évvel ezelőtti nagy változást követően a klaszteranalízis és a hasonlóságvizsgálat eredményei nagyrészt megegyeznek. A hasonlóságvizsgálat alapján ebben az időintervallumban csak két jelentős faunaváltozás ment végbe (135 és 90 ezer év), a többi változás kisebb mértékű volt. A két vizsgálat eredményei közti eltérések a következők: (1) a hasonlóságvizsgálat nem mutatta ki a 110 és 98,5 ezer évvel ezelőtti változásokat; (2) a hasonlóságvizsgálat 57 és 37,5 ezer évvel ezelőtt jelez faunaváltozást, míg a klaszteranalízis eredménye alapján a változás a két



4. ábra. A hasonlóságvizsgálattal kimutatható faunaváltozások időpontjai. A felső skála 3,5 millió évnél kezdődik. 2,5 millió évig egy beosztás 500 ezer, onnantól 100 ezer évet jelent. Az alsó skálán a beosztások 10 ezer évet jelentenek

Figure 4. Faunal changes by the similarity study. The upper scale begins 3.5 Ma. Until 2.5 Ma one calibration signifies 500 ky, and from then on it signifies 100 ky. On the lower scale calibrations signify 10 ky

időpont között, 47,5 ezer évvel ezelőtt ment végbe; (3) 12 ezer évvel ezelőtt a hasonlóságvizsgálat jelentős változást mutat, de a klaszteranalízis eredménye alapján ez nem érintette a kisemléksfaunát; (4) a hasonlóságvizsgálat nem mutatta ki a 6 ezer évvel ezelőtti kisemléksfauna változást.

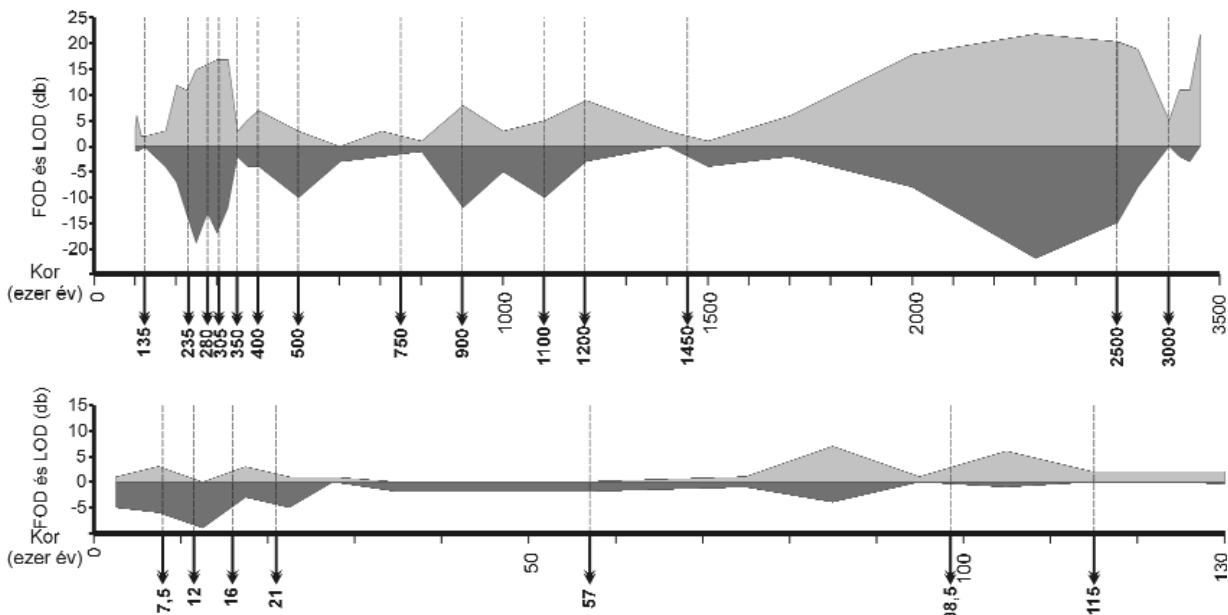
A fentiek alapján elmondható, hogy a hasonlóságvizsgálat részletesebb felbontást adott a vizsgált időszakról, mint a klaszteranalízis, de a nagy faunaváltozások időpontja mindkét módszernél hasonló.

A fajöltővizsgálatok eredményei

A fajöltővizsgálatok közé két egymástól független módszer tartozik: (1) a fajok első és utolsó megjelenése alapján a megjelenési és eltűnési események vizsgálata, valamint (2) a fajöltő (tartózkodási idő) eloszlások vizsgálata.

Megjelenési és eltűnési események (FOD–LOD) (5. ábra). A fajok megjelenési és eltűnési eseményei

ezer év) és két eltűnési csúcs (1,1 millió év, 900 ezer év) mutatható ki. A első megjelenési csúcs mintegy 100 ezer évvel megelőzi az eltűnési csúcst, a másik két csúcs egyidejű. A következő ciklusban (750–350 ezer év) néhány megjelenés mellett, viszonylag nagy az eltűnések száma (10 faj). Itt is jelentkezik a két esemény időbeli eltolódása, itt azonban az előző ciklustól eltérően, az eltűnés csúcsa (500 ezer év) előzi meg 100 ezer évvel a megjelenési csúcst (400 ezer év). A következő ciklusban (350–135 ezer év) a megjelenési és az eltűnési események közel egyidejűek. A megjelenések esetében egy nagy csúcs mutatható ki (305–235 ezer év között), míg az eltűnéseknél ezen időintervallumon belül visszaesés figyelhető meg 280 ezer évvel ezelőtt. Az elmúlt 135 ezer év egyetlen ciklusnak tekinthető, amelyen belül kisebb alciklusok figyelhetők meg. Ha a teljes ciklust nézzük, a megjelenések csúcsa kb. 85 ezer, míg az eltűnési csúcs kb. 12 ezer évvel ezelőttre esik. A sok adat azonban lehetővé teszi, hogy a ciklust két



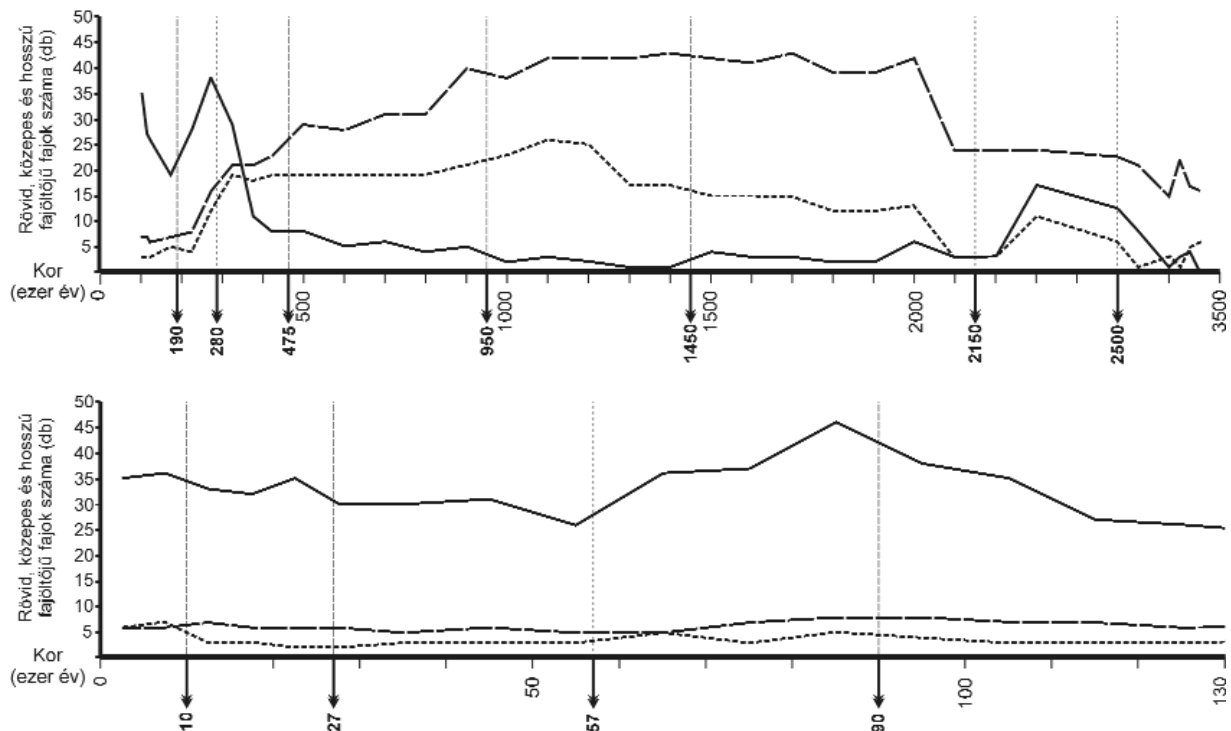
5. ábra. Megjelenési és eltűnési események az elmúlt 3,2 millió évben. A megjelenéseket világosszürke, az eltűnéseket sötétszürke szín jelzi. A felső skála 3,5 millió évnél kezdődik. 2,5 millió évig egy beosztás 500 ezer, onnantól 100 ezer évet jelent.

Figure 5. Events of appearance and disappearance during the last 3.2 Ma. Appearance events are light grey, disappearance events are dark grey. The upper scale begins 3.5 Ma. Until 2.5 Ma one calibration signifies 500 ky, and from then on it signifies 100 ky. On the lower scale calibrations signify 10 ky

jól lehatárolható ciklusokat alkotnak, melyekben a megjelenési esemény csúcsa időben általában megelőzi az eltűnési csúcst, de vannak olyan esetek is, amikor a két csúcs egybeesik. A Kárpát-medencében a vizsgált időszakban az első nagy megjelenési ciklus csúcsa 3,3 millió évvel ezelőtt volt. A ciklus kezdete kívül esik a vizsgált időintervallumon, vége viszont jól megfogható 3 millió évvel ezelőtt. A következő nagy megjelenési és egyben eltűnési ciklus 3-tól 1,45 millió évvel ezelőttig tartott, csúcsa 2,5 és 2,3 millió év között lehetett. Mind a megjelenések, mind az eltűnések tekintetében ez a legnagyobb csúcs a vizsgált időszakban. A következő nagy ciklus 1,45 millió és 750 ezer év közé esik. Ebben a ciklusban két megjelenési csúcs (1,2 millió év; 900

alciklusra bontsuk fel. Ezek a következők: (1) 135–57 ezer év; (2) 57 ezer – 0 év. Az első alciklusra inkább a megjelenések, míg a másodikra inkább az eltűnések jellemzők. A megjelenések 115 és 75 ezer év közé esnek, 98,5 ezer évnél kisebb visszaeséssel. Az eltűnések is két hullámban mentek végbe és mindkettőt egy-egy kis megjelenési esemény követte. Az első eltűnési csúcs 21 ezer éve volt, ezt követte 16 ezer évnél egy kis megjelenési csúcs. A második eltűnési csúcs 12 ezer évvel ezelőtt volt, az ezt követő megjelenési csúcs 7,5 ezer évre tehető.

Fajöltőeloszlás a vizsgált időszakban (6. ábra). A fajöltő (tartózkodási idő) eloszlását a rövid (0–500 ezer év), a közepes (500 ezer – 1,2 millió év) és a hosszú (>1,2



6. ábra. A hosszú (hosszú szaggatott vonal), a közepes (rövid szaggatott vonal) és a rövid (folyamatos vonal) fajlőtűjű fajok számának változása az elmúlt 3,2 millió évben. A felső skála 3,5 millió évnél kezdődik. 2,5 millió évig egy beosztás 500 ezer, onnantól 100 ezer évet jelent. Az alsó skálán a beosztások 10 ezer évet jelentenek

Figure 6. Changing of the number of species with long (long broken line), medium (short broken line) and short (solid line) longevities during the last 3.2 Ma. The upper scale begins 3.5 Ma. Until 2.5 Ma one calibration signifies 500 ky, and from then on it signifies 100 ky. On the lower scale calibrations signify 10 ky

millió év) fajlőtűjű fajok adják. Az egyes fajok fajlőtűjét a testméreten kívül a környezet stabilitása határozza meg, így elmondható, hogy a hosszú fajlőtűjű fajok stabil, a rövid fajlőtűjűek instabil környezetet jeleznek.

A vizsgált időszak három fő részre osztható. A pleisztocén kezdetén (2,5 és 2,15 millió év között) a hosszú fajlőtűjű fajok uralták a faunát viszonylag alacsony fajszámmal (25 faj), de jelentős volt a rövid fajlőtűjű fajok száma is (15–20 faj). A ciklus végére a közepes és rövid fajlőtűjű fajok száma néhány fajra csökkent (3–5 faj).

2,15 millió évvel ezelőtt indult el az a ciklus, amely kb. 475 ezer évvel ezelőttig tartott. A ciklusra általában jellemző a hosszú és közepes fajlőtűjű fajok dominanciája. A hosszú fajlőtűjű fajok száma 2,05 millió éve kb. 45 fajra emelkedett, majd ezen az értéken stagnált 950 ezer évvel ezelőttig, amikor számuk fokozatosan csökkenni kezdett. A közepes fajlőtűjű fajoknál is elindult egy lassú emelkedés, de ez csak 1,45 millió évvel ezelőtt gyorsult fel. A hosszú fajlőtűjű fajokhoz hasonlóan, a közepes fajlőtűjű fajok száma is csökkenni kezdett kb. 950 ezer évvel ezelőtt. A rövid fajlőtűjű fajok számában kimutatható változások ellentétesek az előbb leírt tendenciákkal. A ciklus kezdetén enyhe, majd 1,45 millió évnél erősebb fajszámcsökkenés, 950 ezer évtől kezdve pedig fokozatos emelkedés figyelhető meg. Erre a ciklusra tehát a környezet nagyfokú stabilitása volt jellemző.

475 és 280 ezer év között jelentős változás következett be a fajlőtűeloszlásban. A hosszú és közepes fajlőtűjű fajok egyre erősebb csökkenése mellett a rövid fajlőtűjűek száma

rohamosan emelkedett és a vizsgált időszakban először haladta meg a hosszabb fajlőtűjű fajok számát. Innentől kezdve végig a rövid fajlőtűjű fajok uralkodó szerepe, vagyis a környezet instabilitása jellemző a faunára. Megjegyzendő azonban, hogy ebben az időszakban a fajlőtűket már sok esetben a jelen limitálja, ami az eredmények torzulásához, a látszólag rövid fajlőtűjű fajok számának növekedéséhez vezet.

Az eddigiekhez hasonlóan a sok adat miatt a későpleisztocén kisebb egységekre bontható. 280 és 190 ezer év között mindhárom kategória erőteljes csökkenést mutat. A közepes és hosszú fajlőtűjű fajok száma 20–25 fajról 5–10 fajra, a rövid fajlőtűjűek száma pedig 37 fajról 20 fajra esik vissza. Innentől kezdve a közepes és hosszú fajlőtűjű fajok száma nem változik jelentősen, bár 10 ezer évvel ezelőtt a közepes fajlőtűjű fajok száma eléri, sőt meghaladja a hosszú fajlőtűjű fajokét. A rövid fajlőtűjű fajok száma 190 és 90 ezer év között emelkedik, majd 57 ezer évvel ezelőttig fokozatosan csökken és beáll egy 30 faj körüli értékre. A stagnálást követően 27 ezer évvel ezelőttől egy újabb lassú növekedés figyelhető meg.

Az evolúciós vonalak vizsgálatának eredményei

A pocokfélék evolúciós vonalainak elemzése, az előző vizsgálathoz hasonlóan, szintén a környezet stabilitásáról ad információt. Az egyes evolúciós vonalakon belüli, több faj megjelenésével, illetve eltűnésével járó események a környezet instabilitására utalnak. A vizsgálathoz felhasznált evolúciós vonalakat KORDOS L. munkájából vettem át (KORDOS 1994, 1995).

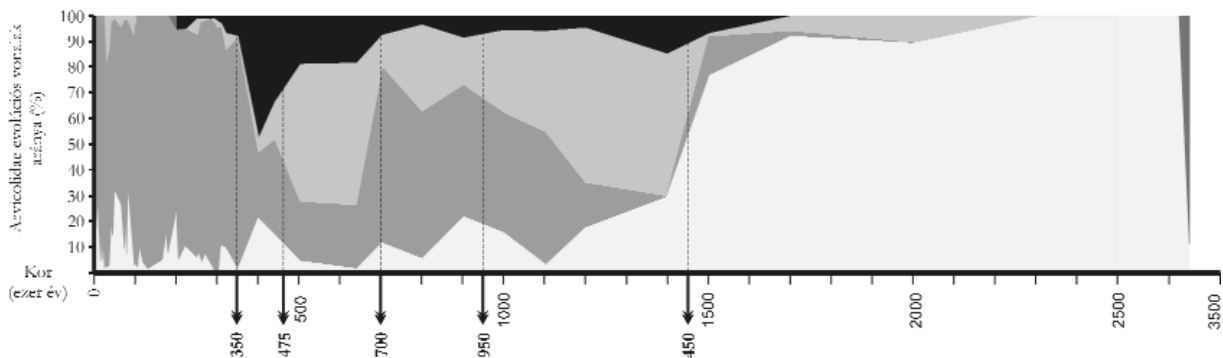
Mimomys–*Arvicola* vonal (KRETZOI 1969, JÁNOSSY & MEULEN VAN DER 1975, CHALINE 1987, CHALINE & SEVILLA 1990, FEJFAR et al. 1990a, b). — A késő-pleiocénben még mindössze egy *Mimomys* mutatható ki az anyagból (*Mimomys stehlini*), majd két megjelenési eseményt követően a csoport a kora-pleisztocén meghatározó pocokféléjévé vált. Első nagy megjelenési eseményük 2,7 millió évvel ezelőtt volt, amikor öt faj jelent meg (*Mimomys pitymyoides*, *M. hungaricus*, *M. hajnackensis*, *M. reidi*, *M. pusillus*). Legnagyobb fajgazdagságukat azonban 2 millió éve érték el, újabb öt faj megjelenésével (*Mimomys tornensis*, *M. pliacaenicus ostromosensis*, *M. fejérváryi*, *M. petenyii*, *M. méhelyi*). A *Mimomys*-ok nagy fajgazdagsága kb. 1,1 millió és 900 ezer év között ért véget, amikor a *M. pusillus* és a *M. savini* kivételével az összes faj eltűnt. A *M. savini*t 400 ezer éve váltotta fel az *Arvicola cantiana*, amely 270–250 ezer év között együtt élt az átmeneti *A. cantiana-terrestris*-szel. Végül az átmeneti forma 220 ezer évvel ezelőtt alakult át a ma is élő *Arvicola terrestris*-szé.

Propliomys–*Pliomys* vonal (RABEDER 1981, MALEZ & RABEDER 1984, CHALINE 1990). — Ez az evolúciós vonal sokkal kevesebb változatosságot mutat, mint az előző. A pliocénre jellemző *Propliomys hungaricus* ugyan epizodikus megjelenik 3,2 millió évvel ezelőtt, de ezt követően az evolúciós vonalba tartozó alakok hosszú ideig hiá-

nicus) 2 millió évvel ezelőtt jelent meg. Ezt követte a *Lagurus arankae* megjelenése (1,7 millió év). 1,4 millió évvel ezelőtt a *Lagurodon pannonicus* megjelenésével elkezdődik a régebbi formák háttérbe szorulása, amelyek 1,1 millió és 900 ezer év között el is tűnnek. A *L. pannonicus*-t 450–500 ezer évvel ezelőtt váltja fel a *Lagurus transiens*, mely kb. 340 ezer éve tűnt el. Ezt követően csak a *Lagurus lagurus* fordul elő a hideg periódusok anyagában.

Allophaiomys–*Microtus*, *Pitymys* vonal (KRETZOI 1969, HORÁČEK 1990, RABEDER 1981, MALEZ & RABEDER 1984). — A ma legelterjedtebb pocokfajok evolúciós vonala 1,7 millió évvel ezelőtt kezdődik az *Allophaiomys pliacaenicus* megjelenésével. Az *Allophaiomys*-ból először két *Pitymys* faj alakul ki (*P. arvalidens*, *P. gregaloides*) 1,2 millió éve, majd 900 ezer évvel ezelőtt az *A. pliacaenicus* eltűnésével egyidejűleg számos új *Microtus* és *Pitymys* faj jelenik meg (*P. hintoni*, *M. ratticepoides*, *M. arvalinus*, *M. nivalinus*, *M. gregalis*). A következő nagy változás a ma is jellemző pocokfajok kialakulásának ideje, kb. 310 és 220 ezer év között. Ekkor jelenik meg a *M. arvalis*, a *M. nivalis*, a *M. oeconomus* és a *P. subterraneus*, valamint ekkor tűnik el a korábbi fajok nagy része.

Az egyes evolúciós vonalak fajainak arányváltozásai érdekes képet mutatnak (7. ábra). 1,45 millió évvel ezelőttig a pocokfauna túlnyomó részét a *Mimomys*–*Arvicola*



7. ábra. Az egyes evolúciós vonalak fajainak arányváltozásai. Jelmagyarázat: világosszürke = *Mimomys*–*Arvicola* vonal; sötétszürke = *Allophaiomys*–*Microtus*, *Pitymys* vonal; középszürke = *Villanyia*–*Lagurodon*–*Lagurus* vonal; fekete = *Propliomys*–*Pliomys* vonal. A skála 3,5 millió évnél kezdődik. 2,5 millió évig egy beosztás 500 ezer, onnantól 100 ezer évet jelent

Figure 7. Proportion changes of species in the different evolution lineages. Legend: light grey = *Mimomys*–*Arvicola* lineage; dark grey = *Allophaiomys*–*Microtus*, *Pitymys* lineage; middle grey = *Villanyia*–*Lagurodon*–*Lagurus* lineage; black = *Propliomys*–*Pliomys* lineage. The scale begins 3.5 Ma. Until 2.5 Ma one calibration signifies 500 ky, and from then on it signifies 100 ky

nyoznak az anyagból. A következőként megjelenő faj már a *Pliomys*-ok közé tartozik (*Pliomys episcopalis*), megjelenésének ideje 1,7 millió év. 700 ezer évvel ezelőttig (*P. lenki* megjelenése), csak ez az egy faj képviseli az evolúciós vonalat. 340 ezer évvel ezelőtt a *P. episcopalis* végleg eltűnik, és a lelőhelyek anyagából csak a *P. lenki* mutatható ki mintegy 270 ezer évvel ezelőttig. 220 ezer éve rövid időre (20 ezer év) egy új faj jelenik meg, a *P. posterior*. Ezt a rövid megjelenést követően ebbe az evolúciós vonalba tartozó faj nem mutatható ki a Kárpát-medence területéről.

Villanyia–*Lagurodon*–*Lagurus* vonal (HORÁČEK 1990, RABEDER 1981, ZAZHIGIN 1980). — Az evolúciós vonal két legidősebb tagja (*Villanyia exilis*, *Lagurodon praepanno-*

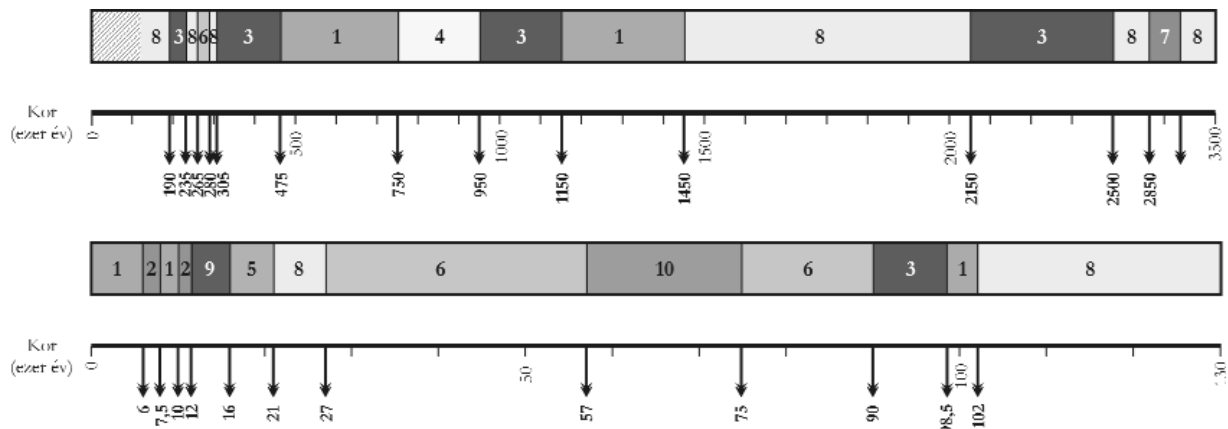
vonal tagjai alkotják. Innentől kezdve azonban az ide tartozó fajok aránya fokozatosan csökken, helyüket először a *Villanyia*–*Lagurodon*–*Lagurus* vonal (1,45 millió–950 ezer év; 700–475 ezer év), majd az *Allophaiomys*–*Microtus*, *Pitymys* vonal tagjai (950–700 ezer év; 350 ezer–0 év) veszik át. A *Propliomys*–*Pliomys* vonal fajai legjelentősebb faunán belüli arányukat 475 és 350 ezer év között érik el.

Az ökológiai klaszter eredményei

Az ökológiai vizsgálatok első lépéseként az azonos ökológiai jellemzőkkel bíró faunákat különítettem el egymástól. Ez klaszteranalízis segítségével történt, ahol az

adatbázis az összes változó értékeit tartalmazta a vizsgált lelőhelyeken. A vizsgálat alapján tíz eltérő ökológiai egységet különítettem el, amelyek nagy része a vizsgált időintervallumban több alkalommal is visszatér (8. ábra). Ennek a

év. Mint látható az események több mint fele a késő-pleisztocén–holocén időszakra esik, ami az adatsűrűség egyenletlenségével magyarázható. Az elsőrendű események mellett 15 másodrendű és 8 harmadrendű esemény is kimutatható.



8. ábra. Az ökológiai egységek időbeli elterjedése. A felső skála 3,5 millió évnél kezdődik. 2,5 millió évig egy beosztás 500 ezer, onnantól 100 ezer évet jelent. Az alsó skálán a beosztások 10 ezer évet jelentenek. A számokkal jelölt ökológiai egységek jellemzését l. a szövegben

Figure 8. Temporal ranges of ecological units. The upper scale begins 3.5 Ma. Until 2.5 Ma one calibration signifies 500 ky, and from then on it signifies 100 ky. On the lower scale calibrations signify 10 ky. The characterisation of the ecological units (marked with arabic numbers) see in text

módszernek a felbontása a legjobb az általam használt módszerek közül. Az eddigiekhez hasonlóan itt is megfigyelhető, hogy az adatokban gazdag késő-pleisztocén–holocénben a felbontás sokkal jobb, mint a kora- és középső-pleisztocénben. A módszerrel kapott határok nagy része egybeesik az eddig tárgyaltakkal, bár van néhány esemény, amelyet csak ezzel a módszerrel sikerült kimutatni (265, 102 és 75 ezer év).

A pleisztocén–holocén során a Kárpát-medence emlősfaunájának ökológiai jellemzői gyakran változtak, ahogy az emlősfauna alkalmazkodott a változó klimatikus és növényzeti feltételekhez. Hasonló környezeti feltételek között hasonló ökológiai jellemzőkkel bíró emlősfaunák alakultak ki, ez magyarázza ugyanazon ökológiai egységek ismétlődő megjelenését.

Az eddigi eredmények összefoglalása

A fentiekben ismertetett módszerek mind azt a célt szolgálták, hogy a vizsgált időintervallumot az emlősfauna különböző jellemzői alapján felosszák. Bár a módszerek felbontása eltérő, az általuk jelzett határok többé-kevésbé egybeesnek. Az egyes események (határok) jelentőségét mutatja, hogy a fenti hat módszer közül hány tudta kimutatni. Ennek alapján az eseményeket három csoportba soroltam: (1) elsőrendű esemény (legalább négy módszerrel kimutatható); (2) másodrendű esemény (2–3 módszerrel kimutatható); és (3) harmadrendű esemény (csak egy módszer mutatta ki). A hat módszer eredményét a 9. ábrán foglaltam össze, ahol az egyes határok jelentőségét különböző nyilak jelölik.

A vizsgált időszakban a módszerek 13 elsőrendű eseményt mutattak ki. Ezek a következők: (1) 1,45 millió év; (2) 950 ezer év; (3) 750 ezer év; (4) 475 ezer év; (5) 280 ezer év; (6) 235 ezer év; (7) 90 ezer év; (8) 57 ezer év; (9) 27 ezer év; (10) 21 ezer év; (11) 16 ezer év; (12) 10 ezer év; és (13) 7,5 ezer

Az ökológiai egységek jellemzése

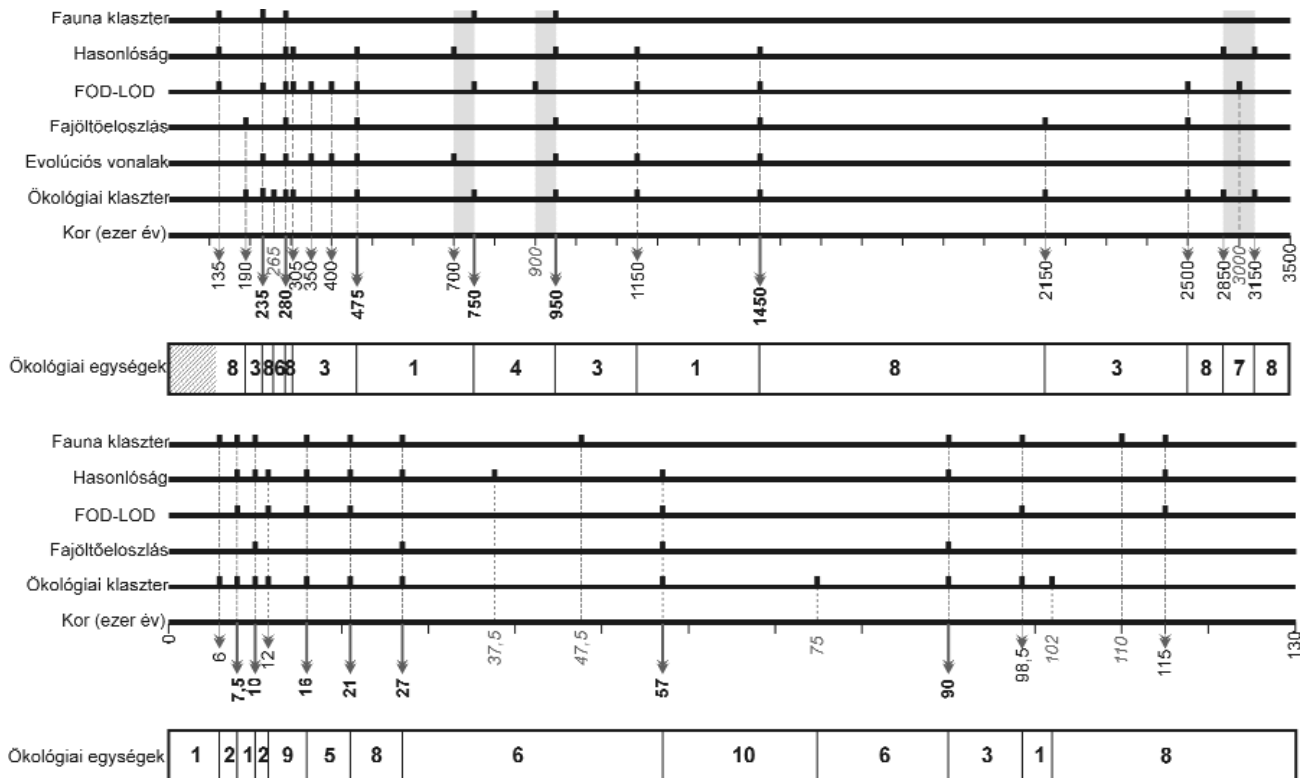
Mint az ökológiai klaszter eredményeinek leírásánál láttuk, a teljes emlősfauna paleoökológiai elemzése alapján a Kárpát-medence területén a vizsgált időszakban tíz ökológiai egység különíthető el. Az egységek elkülönítése és ökológiai jellemzése a 15 ökotípus, valamint az ökológiai változók (táplálkozási preferenciák eloszlása, testtömegeloszlás, diverzitási index) alapján történt.

A tíz ökológiai egység jellemzői a következők:

1. *ökológiai egység.* Az egyes ökotípusok aránya nagyrészt a közepes és az alacsony tartományba esik. A táplálkozási csoportok közül a mágévők közepes, a fű–lombevők, a ragadozók és a rovarévők közepes–alacsony, míg a legelők és a mindenevők alacsony arányban jelennek meg a közösségben. A testtömegeloszlás is viszonylag egyenletes: az A kategória közepes, a B, D és H kategóriák közepes–alacsony, míg az E, F, G kategóriák alacsony aránnyal szerepelnek. A C testtömegkategóriát nagy szórása miatt nem lehetett értékelni. Az ökológiai egység közepes–magas diverzitási index értékkel jellemezhető.

2. *ökológiai egység.* Sok ökotípus a nagy szórás miatt nem értékelhető. Ilyenek a ragadozók, valamint a C, D, E testtömeg-kategóriák. A táplálkozási csoportok közül a mágévők és a fű–lombevők közepes, a legelők és a rovarévők alacsony, míg a mindenevők közepes–magas aránnyal szerepelnek. A testtömegeloszlás a következőképpen alakul: az A és a H kategória közepes, a G kategória közepes–alacsony, míg a B és az F kategóriák alacsony arányt mutatnak. Az ökológiai egység közepes–magas diverzitási index értékkel jellemezhető.

3. *ökológiai egység.* A táplálkozási csoportok közül a rovarévők aránya a legnagyobb (közepes–magas), a mágévők közepes–alacsony, míg a többi táplálkozási kategó-



9. ábra. Az egyes módszerekkel kapott események időpontjai és ezek jelentősége. Jelmagyarázat: vastag nyíl = elsődrendű; vékony nyíl = másodrendű; dőlt szám = harmadrendű esemény. A szürke sávokba eső események valószínűleg összetartoznak. A jobb oldali skála 3,5 millió évnél kezdődik. 2,5 millió évig egy beosztás 500 ezer, onnantól 100 ezer évet jelent. A bal oldali skálán a beosztások 10 ezer évet jelentenek. A számokkal jelölt ökológiai egységek jellemzését l. a szövegben

Figure 9. Dates and they significances of the events by right of the several methods. Legend: thick arrow = primary event; fine arrow = secondary event; italic number = tertiary event. The events in the grey zones are probably cohered. The right scale begins 3.5 Ma. Until 2.5 Ma one calibration signifies 500 ky, and from then on it signifies 100 ky. On the lower scale calibrations signify 10 ky. The characterisation of the ecological units (marked with arabic numbers) see in text

riái alacsony. A testtömegeloszlás egyenletesebb képet mutat. Bár a kisemlősök dominálnak, az A kategória közepes–magas, a B és C kategória közepes–alacsony arányban jelenik meg, de a H testtömeg kategória is eléri a közepes–alacsony értéket. A többi kategória aránya alacsony. Az ökológiai egység közepes–magas diverzitási index értékkel jellemezhető.

4. ökológiai egység. Az egységre a mágévők és a kis testtömegű fajok dominanciája jellemző. A táplálkozási csoportok közül egyedül a mágévők jelennek meg magas aránnyal, az összes többi csoport aránya alacsony. A testtömegeloszlás is hasonló: a B kategória magas, az A és C kategória közepes, az összes többi kategória alacsony aránnyal jelenik meg. Az ökológiai egység alacsony diverzitási index értékkel jellemezhető.

5. ökológiai egység. A mindenevők csoportja a nagy szórás miatt nem értékelhető. A táplálkozási csoportok közül a fű–lombevők magas, míg a mágévők közepes aránnyal szerepelnek. A többi táplálkozási csoport faunán belüli aránya alacsony. A testtömegeloszlásnál a B kategória magas, az A és az F kategória közepes, a többi kategória pedig alacsony arányt mutat. Az ökológiai egység közepes–alacsony diverzitási index értékkel jellemezhető.

6. ökológiai egység. Bár sok ökotípus a nagy szórás miatt nem értékelhető (mindenevők, B, D, E kategóriák,

diverzitási index), mind a táplálkozási preferenciák eloszlása, mind a testtömegeloszlás jellegzetes képet mutat. A táplálkozási csoportok közül a legelők és a ragadozók közepes–magas, a mágévők és a fű–lombevők közepes–alacsony, míg a rovarévők alacsony arányban jelennek meg a közösségekben. A testtömegeloszlás a közepes és nagy testtömegű állatok dominanciáját mutatja: a C kategória magas, a H kategória közepes–magas, a G kategória közepes, míg az A és F kategóriák alacsony aránnyal szerepelnek.

7. ökológiai egység. A táplálkozási csoportok közül a rovarévők és a ragadozók uralkodnak, míg a testtömegeloszlás a kis és közepes testtömegű állatok dominanciáját mutatja. A rovarévők magas, a ragadozók közepes–magas, a fű–lombevők közepes–alacsony, míg a többi táplálkozási csoport alacsony aránnyal szerepel. A testtömeg-kategóriák közül a B és a D kategóriák mutatnak magas arányt, a többi kategória aránya alacsony. A C testtömeg-kategória a nagy szórás miatt nem értékelhető. Az ökológiai egység alacsony diverzitási index értékkel jellemezhető.

8. ökológiai egység. A mágévők, illetve a kis testtömegű emlősök dominánsak. A táplálkozási csoportok közül a mágévők magas, a rovarévők közepes–alacsony, a többi csoport pedig alacsony arányt mutat. A testtömeg-kategóriák közül egyedül az A kategória mutat magas értéket, a többi

csoport aránya alacsony. Az ökológiai egység közepes–alacsony diverzitási index értékkel jellemezhető.

9. ökológiai egység. Az egységre a közepes és nagy testtömegű fű–lombevő, ragadozó és mindenevő emlősök dominanciája jellemző. A táplálkozási csoportok közül a fű–lombevők magas, a ragadozók és a mindenevők közepes, míg a többi csoport alacsony aránnyal jelenik meg. A testtömegeloszlás a nagyobb termetű állatok irányába tolódik el: az F kategória magas, a D közepes–magas, az E és a H közepes, míg a többi kategória alacsony arányt mutat. Az ökológiai egység közepes diverzitási index értékkel jellemezhető.

10. ökológiai egység. A táplálkozási csoportok közül a legelők, a ragadozók és a mindenevők egyaránt magas arányt mutatnak. A fű–lombevők közepes aránnyal jelennek meg, a többi csoport aránya alacsony. A testtömegeloszlásnál két kategória, az E és a G mutat magas értéket. A C kategória aránya közepes, a többi kategóriáé alacsony. A D és a H kategóriák a nagy szórás miatt nem értékelhetők. Az

egységre jellemző vegetációt. Ezt követően tárgyalom a mai analógiával nem rendelkező mamut–sztyeppet, illetve az ezzel összefüggésbe hozható ökológiai egységeket. Végül pedig azt a két ökológiai egységet, melyek jellemzése főleg agyagásvány vizsgálatok alapján történt.

Az 1., 2., 3., 5., 8. és 9. ökológiai egység értelmezése — az elmúlt 27 ezer év

Az elmúlt 27 ezer év az az időszak, amelyről egyrészt a lelőhelyek, másrészt a ma is élő növény- és állatfajok nagy száma miatt a legtöbbet tudunk. Az archeológiai, paleobotanikai, malakológiai és emlősfajta-vizsgálatok eredményeiből nagy vonalakban kirajzolódna a vizsgált időszak klimatikus és vegetációs változásai, de nem szabad elfelejteni arról, hogy az egyes vizsgálati módszerek eltérő érzékenysége miatt, kis léptékű vizsgálatok esetén a különböző módszerek eltérő eredményt adhatnak. Az alábbiakban megpróbálom értelmezni az emlősfajta összetétele, illetve az egyéb módszerek alapján a vizsgált időszakban előforduló ökológiai egységeket.

Mivel ebben az időszakban az emlősfajta nagy részét ma is élő fajok alkották, az ökológiai egységek értelmezésénél ezen fajok élőhely preferenciáit használtam fel. A vizsgált időszakban a klaszteranalízis alapján az 1., 2., 3., 5., 8. és 9. ökológiai egység fordul elő. Ahhoz, hogy össze lehessen hasonlítani az egyes ökológiai egységeket, először a ma is élő fajokat csoportosítottam élőhelyük alapján. Ezt követően az egyes ökológiai egységekbe tartozó lelőhelyek adatai alapján kiszámoltam, hogy a különböző élőhely csoportokat átlagosan a fauna hány százaléka részesíti előnyben az adott ökológiai egységben. Az eredményt a IV. táblázat mutatja.

Az adatok alapján a fenti ökológiai egységek két nagy csoportra oszthatók. Az első csoportba az 1., 2. és 3., a másodikba az 5., 8. és 9. ökológiai egység tartozik. Az első három egységben a fajok élőhely

III. táblázat. Az egyes ökológiai egységek jellemzői

Table III. Parameters of the several ecological units

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Magevők	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Fű–lombevők	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Legelők	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Ragadozók	●	*	●	●	●	●	●	●	●	●
Rovarevők	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Mindenevők	●	●	●	●	*	*	●	●	●	●
A (<100 g)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
B (100–1000 g)	●	●	●	●	●	*	●	●	●	●
C (1–10 kg)	*	*	●	●	●	●	*	●	●	●
D (10–45 kg)	●	*	●	●	●	*	●	●	●	*
E (45–90 kg)	●	*	●	●	●	*	●	●	●	●
F (90–180 kg)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
G (180–360 kg)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
H (>360 kg)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	*
Diverzitási index	●	●	●	●	●	*	●	●	●	●

● alacsony; ● közepes-alacsony; ● közepes; ● közepes-magas; ● magas; * bizonytalan

ökológiai egység közepes diverzitási index értékkel jellemezhető.

A fentiekben leírt ökológiai egységek jellemzőit a III. táblázatban foglaltam össze.

Az ökológiai egységek értelmezése

Az ökológiai egységek értelmezésénél nem szám, hanem logikai, módszertani sorrendben tárgyalom az egyes egységeket. Először azokat az egységeket veszem sorra, amelyekben a ma is élő emlősfajok élőhely preferenciáit figyelembe véve határoztam meg az adott ökológiai

szerinti megoszlása zártabb, míg a másik csoportban nyíltabb vegetációt jelez.

Az 1. ökológiai egységben az erdős–szerjés vegetációt kedvelő fajok mellett jelentős arányban szerepelnek a nyílt területet kedvelők (mező), valamint a sztyeppfajok is. A fajok élőhely szerinti megoszlása alapján az egység jellemző vegetációja az erdőssztyepp. Mivel a Kárpát-medence mai emlősfajta közösségei a klaszteranalízis alapján ebbe az ökológiai egységbe tartoznak, ennek az egységnek a legmegbízhatóbb az értelmezése.

A 2. ökológiai egység az előzőhöz hasonló élőhely-eloszlási képet mutat, azzal a különbséggel, hogy a sztyepp-

fajok aránya alacsonyabb, míg a kifejezetten erdős vegetációt kedvelő fajok aránya magasabb, mint az 1. ökológiai egységben. Az eloszlás alapján az egységre jellemző vegetáció a nyílt területekkel (mező) tarkított lomboserdő. A 2. ökológiai egység a holocén kezdeti szakaszán jelenik meg, amikor a pollenanalízis alapján meleg mérsékeltövi, kevert-tölgyes, erdős sztyepp, illetve kevert-tölgyes, zárt erdők alakultak ki, melyben a mogyoró jelentős szerepet játszott (MAGYARI 2002). Ezek az eredmények alátámasztják az ökológiai elemzés eredményét.

A 3. ökológiai egységben a sztyeppfajok aránya alacsonyabb, míg az erdős–cserjés vegetációt kedvelő fajok, valamint a nyílt területeken élő fajok aránya magasabb, mint a 2. ökológiai egységben. Az egység a fajok élőhely szerinti eloszlása alapján nagyon hasonlít a 2. ökológiai egységre, de annál nyíltabb, főleg erdős–cserjés vegetációval jellemezhető. Mivel az ökológiai változók alapján készített klaszteranalízis egyetlen faunát sorolt a 3. ökológiai egységbe a vizsgált időszakból, a kapott eredményt nem lehetett összevetni az egyéb módszerek eredményeivel.

Az 5. ökológiai egységben a fauna több mint 70%-át sztyepp-, illetve tundrafajok alkotják. Ezek mellett jelentősebb aránnyal csak a nyílt területet (mező) kedvelő fajok képviseltek magukat. A jellemzők alapján a vegetáció valószínűleg tundra-sztyepp volt. A tundra-sztyepp, vagy mamut-sztyepp (l. később) a kevés bokorral tarkított füves vegetáció és az alacsony növésű, mohos–zuzmós vegetáció keveréke, melyre nincs recens analógia. Az 5. ökológiai egység az utolsó eljegesedés idejére esik, melynek növényzete pollenanalitikai vizsgálatok alapján főbb vonásaiban ÉK-Európa és Ny-Szibéria mai tajga–erdőstundra átmeneti zónájával mutatott hasonlóságot (MAGYARI 2002). A két vizsgálat közötti eltérést valószínűleg a vizsgálati területek közötti különbség okozza. A terület növényzete nyílt tundra-sztyepp lehetett tajga–erdőstundra foltokkal.

A 8. ökológiai egységet egyértelműen a nyílt területeket (mező, sztyepp) kedvelő fajok uralkodnak. Az eloszlás alapján az egységre a sztyepp vegetáció lehetett jellemző. A 8. ökológiai egység a vizsgált időszakban az utolsó eljegesedést megelőzően jelenik meg, amikor a malakológiai vizsgálatok alapján extrém száraz klíma és hideg kontinentális sztyepp vegetáció jellemezte a területet (SZŐR et al. 1991, SÜMEGI & KROLOPP 1995).

Az egység ilyen értelmezése csak a középső- és a késő-pleisztocénben, valamint a holocénben igaz, amikor a kistermetű mágévők dominanciája egyben a pocokfélék dominanciáját jelenti. A pliocénben és a kora-pleisztocénben az egység értelmezése eltérő. A pliocénben a kistermetű mágévők túlsúlya a faunában nem a pocok-, hanem az egérfélék dominanciáját jelzi, a kora-pleisztocénben pedig még nem voltak jelentős lehűlések, csak a klíma vált szárazabbá. Az agyagásvány-vizsgálatok alapján a késő-pliocénre és a kora-pleisztocénre meleg, száraz

IV. táblázat. A ma élő emlősfajok százalékos élőhely preferenciája az egyes ökológiai egységekben
Table IV. Percental habitat preferences of the living mammalian species in the several ecological units

Élőhely preferencia (%)	1	2	3	5	8	9
Erdő	14,65	15,13	14,42	1,36	3,41	2,52
Erdő, cserjés	34,68	31,44	38,99	1,89	11,65	5,32
Erdős sztyepp	1,33	1,79	0	0	0,55	1,05
Mező	22,19	22,73	27,7	17,95	32,99	35,44
Mindenhol megtalálható	3,78	7,09	4,5	3,07	3,03	7,82
Sztyepp	16,39	11,11	7,17	41,28	34,88	15,92
Tundra	2,74	3,54	3,59	29,71	9,62	28,09
Vízpart	4,24	7,17	3,64	4,75	3,87	3,84
Összesen	100	100	100	100	100	100

klíma volt jellemző (VICZIÁN 2002), vagyis az ebben az időszakban kialakult nyílt vegetációjú területek nem lehetnek azonosak a mai hideg kontinentális sztyeppel.

A 9. ökológiai egységben szintén a nyílt területet kedvelő fajok dominálnak, de az előző egységgel ellentétben a mezei fajok mellett nem a sztyepp, hanem a tundrafajok aránya jelentősebb. A fajok élőhelyek szerinti eloszlása alapján az egység vegetációját nem lehet egy adott típusba sorolni, de valószínűleg jelentős volt a tundra vegetáció elterjedése. A 9. ökológiai egység az utolsó eljegesedési csúcstól volt jellemző a területre, amikor a pollenanalitikai és malakológiai vizsgálatok alapján mozaikos vegetáció alakult ki, erdő, erdős sztyepp és tundra foltokkal (SÜMEGI & HERTELENDI 1998, SÜMEGI & KROLOPP 1995).

A 6. és a 10. ökológiai egység értelmezése — a mamut-sztyepp

A 27 ezer évnél idősebb faunáknál, illetve az ezeket jellemző ökológiai egységeknél mai analógiák használata már nem lehetséges, mivel egyre több kihalt emlősfaj van jelen a közösségekben. Ezekben az esetekben az ökológiai egységek értelmezésénél a kiindulási pontot egyrészt maguk az ökológiai jellemzők, másrészt irodalmi adatok szolgáltatták.

A mamut-sztyepp emlősfajta-közössége nem csak az őslénytani lelőhelyek anyagából, hanem a csaknem teljes épségben megőrződött, jégbefagyott maradványokból is ismert. A jégbefagyott állatok gyomortartalmának ismerete, valamint a pollenanalitikai módszerek lehetővé teszik annak a környezetnek a rekonstruálását, ahol ez a jellegzetes közösség élt.

A mamut-sztyepp definíció szerint az a száraz, fű és kóró dominálta mozaikos ökoszisztéma, ahol az igen változatos legelő fajokkal jellemezhető késő-pleisztocén megafauna élt. A fauna legjellegzetesebb, szinte kizárólag fűfélékkel táplálkozó tagjai a gyapjas mamut (*Mammuthus primigenius*), a sztyeppi bölény (*Bison priscus*), a ló (*Equus* sp.), a gyapjas orrszarvú (*Coelodonta antiquitatis*) és a rénszarvas (*Rangifer tarandus*) (GUTHRIE 2001, KAHLKE 1999). Az elterjedési területek vizsgálata alapján az ír szarvas (*Megaloceros giganteus*), a jávorszarvas (*Alces alces*), a szajga antilop (*Saiga tatarica*), valamint a pézsmatulok (*Ovibos moschatus*) elterjedési területe is részben átfedésben van a mamutéval. A mamuttal együtt élő raga-

dozók közül a legfontosabb a farkas (*Canis lupus*), a sarki róka (*Alopex lagopus*), a rozsomák (*Gulo gulo*), a barlangi hiéna (*Crocota crocuta spelaea*) és a barlangi oroszlán (*Panthera leo spelaea*). A barlangi medve (*Ursus spelaeus*) és a hiúz (*Lynx lynx*) jelenléte csak Európára jellemző (KAHLKE 1999).

KRETZOI M. szerint a mamut és a barlangi medve elterjedési területe közötti különbség a két faj eltérő élőhelyének köszönhető. Míg a mamut a nyílt területeket, addig a barlangi medve a hegyvidéket kedvelte (KRETZOI, 1978). A nagyemlősök elterjedési gyakoriságait figyelembe véve KRETZOI M. a késő-pleisztocénben három ökológiai övet különített el Európában: (1) lombos erdő (Dél-Európa); (2) tajga (Közép- és Nyugat-Európa); (3) szubarktikus sztyepp (Kelet-Európa) (KRETZOI 1978).

A mamut-sztyepp vegetáció a késő-pleisztocénben széles sávként jelent meg Eurázsia és Észak-Amerika északi területein. A sztyeppöv létrejött elsődlegesen a Himalája kiemelkedésének köszönhető. A Tibeti-fennsík kialakulása nagymértékben befolyásolta Ázsia éghajlatát. Ekkor alakult ki DK-Ázsiában a monszun éghajlat, a hegység monszunárnyékos oldalán (Mongólia–Szibéria) pedig egy magas légnyomású arid terület jött létre. Az arid öv kiterjedését a Milankovič-ciklus határozta meg. A glaciális időszakokban nőtt az ariditás és az arid területek mérete, kialakult az a hideg sztyeppöv, amit mamut-sztyeppnek nevezünk. A mamut-sztyepp kialakulását a jégtakaró is elősegítette, amely barrierként zárta el a területet a nedves levegőtől (GUTHRIE 2001).

A mamut-sztyepp növényzetére a lágyszárú növények (fű, sás, kóró és zsurló) voltak jellemzők, amelyek alacsony gypet alkottak. Az ilyen típusú növényzet nem teszi lehetővé specializált lombevők elterjedését, így a közösségekben a nagytestű legelők váltak dominánssá. Ez az északi, hideg és száraz pusztai speciális paleobiogeográfiai provinciát alkotott, amely a pleisztocén során evolúciós központként működött. A mamut-sztyepp talaja általában szilárd volt. A paleotalajokban a humuszréteg vékony, vagy ki sem fejlődött, viszont a gyökerek mélyebbre hatolnak, mint a mai tundra, vagy boreális erdőtalajokban. A talaj összetétele is eltért a mai savanyú tundratalajától. A folyamatos löszutánpótlás miatt sokkal nagyobb volt a talaj nutriens — főleg kalcium — tartalma és így eltartóképesége is. A talaj nyáron mélyebben felolvadt, mint a mai tundrán, ezért a tápanyagok a talaj mélyebb szintjeibe is lejuthattak. A vékony hórétegnek és a naposabb klímának köszönhetően az olvadás gyorsabb, a növekedési időszak pedig hosszabb volt, mint a mai, sokkal nedvesebb tundrán. A talaj gyorsabb felmelegedését segítették a gyakori kopár foltok is (GUTHRIE 2001, WALKER et al. 2001).

Az elméletek szerint a mamut-sztyepp vegetáció kialakulásában és fenntartásában kulcsszerepet játszottak a nagytermetű legelők, amelyek kitaposták az esetlegesen megjelenő mohát, elősegítették a krioturbációt, illetve megakadályozták a tundrai növények elterjedését. A mai tundrán gyakori mohatakaró szigetelőként működik. Egyrészt megakadályozza a talaj mélyebb részeinek olvadását, másrészt a

krioturbáció akadályozásával csökkenti a nutriensek körforgalmát, ami a talaj savanyodásához, eltartóképeségének csökkenéséhez vezet. A sztyepei növényekkel ellentétben a mai mohos–zsombékos tundra növényei különböző vegyületek segítségével igen jól védekeznek a legelő állatok ellen, emiatt nem tudnak eltartani egy, a mamut-sztyepp megafaunához hasonló közösséget (GUTHRIE 2001, WALKER et al. 2001).

A mamut-sztyepp vegetációnak nincs igazi analógiája a mai ökoszisztémák között. A nedves kalciumgazdag tundra vegetáció áll hozzá legközelebb, amely vékony sávként jelenik meg a poláris sivatagok és a mohos–zsombékos savanyú talajú tundra között. Ez a kalciumgazdag tundra ökoszisztéma számos olyan tulajdonsággal rendelkezik, amely feltehetően a mamut-sztyeppre is jellemző volt. Ilyen a szilárd talaj, a relatív meleg, jó vízvezető képességű, tápanyagokban gazdag talaj, a növényfajok és élőhelyek nagy diverzitása, valamint a növényi védekező vegyületek alacsony mennyisége. A sok hasonló tulajdonság mellett azonban van néhány különbség is. Ilyen a nedvesebb, helyenként mohos talaj, valamint az inkább sásos–kórós, mint füves vegetáció. A nedves, kalciumgazdag tundra valószínűleg köztes állapotot mutat a mamut-sztyepp és a nedves, savanyú tundra között. Ezek a területek ma a rénszarvas csordák ellő és táplálkozási helyei a nyári időszakban (WALKER et al. 2001).

A mamut-sztyepp emlősfajta-közösségének legfőbb ökológiai jellemzője, vagyis a nagytermetű legelők és ragadozók jelentős aránya a faunában, a 6. és a 10. ökológiai egységre jellemző. A két ökológiai egység közötti különbség abban áll, hogy a 10. ökológiai egységénél a nagytermetű legelők és ragadozók aránya magasabb, és ezen két táplálkozási kategória mellett a mindenevők is jelentős aránnyal szerepelnek. A 6. ökológiai egységben a közepes termetű (C testtömeg kategória) emlősök aránya is jelentős. Valószínű, hogy a 6. ökológiai egység általában a mamut-sztyeppet, míg a 10. egység annak csúcspontját mutatja. A mindenevők nagy aránya a 10. ökológiai egységben a barlangi medve (*Ursus spelaeus*) elterjedésére utalhat.

A 4. és a 7. ökológiai egység értelmezése

Mint azt már a 8. ökológiai egység leírásánál is láttuk, az idősebb (késő-pliocén–középső-pleisztocén) lelőhelyekre jellemző ökológiai egységek értelmezésénél nagy segítséget nyújt a lelőhelyek üledékének agyagásvány vizsgálata. Az üledékben található agyagásványok alapján megállapítható az eredeti kőzet összetétele, a mállás és a talajképződés geomorfológiai, hidrogeológiai és klimatikus jellemzői, valamint a lerakódási környezet (VICZIÁN 2002). Az agyagásvány vizsgálatokból kapott klimatikus jellemzők és az egység ökológiai jellemzői alapján viszonylag jól értelmezhető az ökológiai egységek.

A 4. ökológiai egységbe a klaszteranalízis a Somssich-hegy 2. és a Villány 8. számú lelőhelyet sorolta. A Somssich-hegy 2. számú lelőhely vizsgálata alapján a fő

agyagásvány-komponens az illit, ami mellett kisebb mennyiségű szmektit, klorit és kaolinit is megjelenik. Az üledék mind színében, mind összetételében különbözik a tipikus kaolinites pliocén vörösayagoktól. A nagy kalcit- és alacsony goethit-tartalmú, világossárga üledék löszszerű jellemzőket mutat (KORDOS in JÁNOSSY 1999; VICZIÁN 2002). Ami a Villány 8. számú lelőhelyet illeti, a villányi lelőhelyeken a bihari élenkvörös montmorillonitos terra rossa üledék löszbe megy át. Ez figyelhető meg ezen lelőhelyen is (KRETZOI 1969). A lösz megjelenése egyértelműen hideg, száraz klímára utal. Az egység ökológiai jellemzői nagyon hasonlítanak a 8. egységéhez, azzal a különbséggel, hogy a faunában uralkodó magevők nagyobb termetűek voltak. A fauna összetételében igen jelentős szerepet játszanak a ma is élő sztyeppfajok, ami alátámasztja azt a feltételezést, hogy az egység nagy valószínűséggel sztyeppként értelmezhető.

A 7. ökológiai egységbe a klaszteranalízis a Beremend 5. és a Beremend 11. számú lelőhelyet sorolta. Az agyagásvány vizsgálatok szerint a késő-pliocén-kora-pleisztocén üledékek főleg kaolinit tartalmúak, ami meleg, nedves (szubtrópusi) klímára utal. Így van ez az idősebb beremendi lelőhelyek esetében is (VICZIÁN 2002). Az ökológiai egység jellegzetessége a kis és közepes termetű rovarevők és ragadozók dominanciája. Mivel a rovarevők ma szinte kizárólag a zártabb, erdős környezetet kedvelik, az agyagásvány és az ökológiai vizsgálat eredménye összhangban van egymással, a 7. ökológiai egység szubtrópusi erdőként értelmezhető. Ilyen klíma és vegetáció jelenleg Portugália

atlanti partvidékén (KAISER 1999), illetve Délkelet-Ázsiában (KOLOSZÁR et al. 2000) van.

Eredmények

A bemutatott módszerek együttes alkalmazása lehetővé tette a Kárpát-medence késő-neogén emlősfauzáinak komplex paleoökológiai elemzését. A korábbi módszerektől eltérően, különböző korú és fajösszetételű faunák is összehasonlíthatóvá váltak, így egy egységes módszerrel lehetett megvizsgálni a teljes rendelkezésre álló (ökológiai elemzésre alkalmas) anyagot. A fajösszetételen alapuló vizsgálatokkal ki lehetett mutatni az emlősfauzában végbe ment kisebb-nagyobb változásokat (eseményeket). Ezek a változások mutatják az ökológiai egységek határait. A vizsgált időszakban tíz, egymástól eltérő ökológiai egységet sikerült kimutatni, amelyek jó része többször is megjelenik. Az ökológiai egységek értelmezésével és időbeli váltakozásukkal pedig lehetőség nyílt a Kárpát-medence klímájában és növényzetében bekövetkezett változások nyomkövetésére.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni Dr. KORDOS Lászlónak azt a rengeteg segítséget, amit az elmúlt években munkámhoz nyújtott. Nélküle ez a dolgozat nem készülhetett volna el.

Irodalom — References

- ANDREWS, P. 1995: Mammals as palaeoecological indicators. — *Acta Zoologica Cracoviensia* **38/1**, 59–72.
- ANDREWS, P., BEGUN, D. R. & ZYLSTRA, M. 1997: Interrelationships between Functional Morphology and Paleoenvironments in Miocene Hominoids. — In: BEGUN, D. R., WARD, C. V. & ROSE, M. D. (eds): *Function, Phylogeny, and Fossils: Miocene Hominoid Evolution and Adaptations*. Plenum Press, New York, 29–58.
- BARRY, J. C., MORGAN, M. E., FLYNN, L. J., PILBEAM, D., JACOBS, L. L., LINDSAY, E. H., RAZA, S. M. & SOLOUNIAS, N. 1995: Patterns of faunal turnover and diversity in the Neogene Siwaliks of Northern Pakistan. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **115/1–4**, 209–226.
- CHALINE, J. 1987: Arvicolid data (Arvicolidae, Rodentia) and evolutionary concepts. — In: HECHT, M. K., WALLACE, B. & PRANCE, C. T. (eds): *Evolutionary biology*. 237–310.
- CHALINE, J. 1990: An approach to studies of fossil arvicolids. — In: FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (eds): *International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)*. Geological Survey, Prague, Rohanov, 45–84.
- CHALINE, J. & SEVILLA, P. 1990: Phyletic gradualism and developmental heterochronies in a European Plio/Pleistocene *Miomys* Lineage (Arvicolidae, Rodentia). — In: FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (eds): *International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)*. Geological Survey, Prague, Rohanov, 85–98.
- DAMUTH, J. D. 1992: Taxon-free characterization of animal communities. — In: BEHRENSMEYER, A. K., DAMUTH, J. D., DiMICHELE, W. POTTS, A. R., SUES, H.-D. & WING, S. L. (eds): *Terrestrial ecosystems through time: evolutionary palaeoecology of terrestrial plants and animals*. The University of Chicago Press, Chicago, 183–203.
- DEMEOCAL, P. B. 1995: Plio-Pleistocene African climate. — *Science* **270**, 53–59.
- EISENBERG, J. F. 1981: *The Mammalian Radiations*. — Athlon Press, London. 610 p.
- FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. 1990: Proposed biostratigraphical division of the European continental Neogene and Quaternary based on muroid rodents (Rodentia: Mammalia). — In: FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (eds): *International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)*. Geological Survey, Prague, Rohanov, 115–124.
- FEJFAR, O., MEIN, P. & MOISSENET, E. 1990: Early arvicolids from the Ruscinian (Early Pliocene) of the Teruel Basin, Spain. — In: FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (eds): *International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)*. Geological Survey, Prague, Rohanov, 133–164.

- FLEAGLE, J.G. 1985: Size and adaptation in primates. — In: JUNGERS, W. L. (ed.): *Size and Scaling in Primate Biology*. Plenum Press, New York, 1–19.
- FLYNN, L. J., BARRY, J. C., MORGAN, M. E., PILBEAM, D., JACOBS, L. L. & LINDSAY, E. H. 1995: Neogene Siwalik mammalian lineages: Species longevities, rates of change, and modes of speciation. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **115/1–4**, 249–264.
- FÜKÖH, L., KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. 1995: Quaternary malacostratigraphy in Hungary. — *Malacological Newsletter* **1**, (Gyöngyös), 219 p.
- GUNNELL, G. F., MORGAN, M. E., MAAS, M. C. & GINGERICH, P. D. 1995: Comparative paleoecology of Paleogene and Neogene mammalian faunas: Trophic structure and composition. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **115/1–4**, 265–286.
- GUTHRIE, D. 2001: Origin and causes of the mammoth steppe: a story of cloud cover, woolly mammal tooth pits, buckles, and inside-out Beringia. — *Quaternary Science Reviews* **20/1–3**, 549–574.
- HORÁČEK, I. 1990: On the context of Quaternary arvicolid evolution: changes in community development. — In: FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (eds): *International Symposium evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolid (Rodentia, Mammalia)*. Geological Survey, Prague, Rohanov, 201–222.
- JÁNOSY D. 1979: *A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 206 p.
- JÁNOSY D. 1999: Újabb adatok a villányi Somssich-hegy 2. lelőhely leleteihez. — *Kézirat*, Budapest, 1–10.
- JÁNOSY, D. & MEULEN VAN DER, A. J. 1975: On *Mimomys* (Rodentia) from Osztramos-3, North Hungary. — *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. Proceedings, Series B* **78/5**, 381–391.
- KAHLKE, R.-D. 1999: The history of the origin, evolution and dispersal of the Late Pleistocene *Mammuthus–Coelodonta* faunal complex in Eurasia. — Fenske Companies, Rapid City, 219 p.
- KAISER M. 1999: Jelentés a Tengelici Formáció rétegtani helyzetének vizsgálatáról. — *Kézirat*, MÁFI, Budapest, 7 p.
- KOLOSZÁR L., MARSÍ I. & CHIKÁN G. 2000: A Mórággy-rög keleti részének kainozoos fedőképződményei (Cenozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórággy Hills). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1999. évről*, 117–135, 137–148.
- KORDOS, L. 1978: Changes in the Holocene climate of Hungary reflected by the „vole-thermometer” method. — *Földrajzi Közlemények* **26/1–3**, 222–229.
- KORDOS, L. 1994: Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős, Hungary. — *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **171**, 225–236.
- KORDOS, L. 1995: Arvicolid biostratigraphy of Europe: a zoogeographical outline. — *Annales Géologiques des Pays Helléniques* **36**, 551–564.
- KORDOS, L. & RINGER, Á. 1991: Climatostratigraphic and archeostratigraphic correlation of Arvicolidae stratigraphy of the Late Pleistocene in Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*, 523–534.
- KORMOS T. 1925: A süttöi forrasmészék-komplexus faunája. — *Állattani Közlemények* **22**, 159–175.
- KORMOS, T. 1937: Zur Geschichte und Geologie der oberpliozänen Knochenbreccien des Villányer Gebirges. — *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* **56**, 1061–1110.
- KORPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDVÁRI, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STÜBEN, D. & BERNER, Zs. 2004: Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Vár-hegy, Budapest, Hungary. — *Földtani Közöny* **134/4**, 541–562.
- KREBS, J. R. 1989: *Ecological methodology*. — Harper and Row, New York, 654 p.
- KRETZOI M. 1941: Ósemlősradványok Betfiáról. — Die unterpleistozäne Säugetierfauna von Betfia bei Nagyvárad. — *Földtani Közöny* **81**, 384–417.
- KRETZOI M. 1953: A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. — Alföldi Kongresszus (Az Alföld földtani felépítésének kérdései), Budapest, 89–97.
- KRETZOI M. 1956: A Villányi hegység alsó-pleisztocén gerinces-faunái. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **27**, 1–264.
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratiográfiájának vázlata. — *Földrajzi Közlemények* **17**, 179–204.
- KRETZOI, M. 1978: Ecological conditions of the „Loess Period” in Hungary as revealed by vertebrate fauna. — *Földrajzi Közlemények* **26/1–3**, 75–93.
- KRETZOI M. & PÉCSI M. 1982: A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása. — *Földrajzi Közlemények* **30/4**, 300–326.
- LEGENDRE, S. 1986: Analysis of mammalian communities from the late Eocene and Oligocene of southern France. — *Palaeovertebrata* **16**, 191–212.
- LEGENDRE, S. 1989: Les communautés de mammifères du Paléogène (Eocene supérieur et Oligocene) d’Europe occidentale: structures, milieux et évolution. — *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A* **16**, 1–110.
- LEGENDRE, S. & ROTH, C. 1988: Correlation of carnassial tooth size and body weight in recent carnivores (Mammalia). — *Historical Biology* **1**, 85–98.
- MAAS, M. C., ANTHONY, M. R. L., GINGERICH, P. D., GUNNELL, G. F. & KRAUSE, D. W. 1995: Mammalian generic diversity and turnover in the Late Paleocene and Early Eocene of the Bighorn and Crazy Mountains Basins, Wyoming and Montana (USA). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **115/1–4**, 181–207.
- MAGYARI, E. 2002: Climatic versus human modification of the Late Quaternary vegetation in Eastern Hungary. — *Kézirat (Doktori értekezés)*, Debreceni Egyetem, Természettudományi Kar, Ásvány és Földtani Tanszék, Debrecen, 152 p.
- MALEZ, M. & RABEDER, G. 1984: Neues Fundmaterial von Kleinsäugetern aus der altpleistozänen Spaltenfüllung Podumci 1 in Norddalmatien (Kroatia, Jugoslawien). — *Beiträge zur Paläontologie Österreichs* **11**, 439–510.
- MARTIN, R. A. 1992: Generic species richness and body mass in North American mammals: support for the inverse relationship of body size and speciation rate. — *Journal of the History of Biology* **6**, 73–90.

- NÁDOR, A., LANTOS, M., TÓTH–MAKK, Á. & THAMÓ–BOZSÓ, E. 2003: Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. — *Quaternary Science Reviews* **22**, 2157–2175.
- PAZONYI, P. 1999: A Kárpát-medence késő-neogén és kvarter emlősfauna közösségeinek paleoökológiai és rétegtani vizsgálata. — *Kézirat (Diplomamunka)*, ELTE Őslénytani Tanszék, 100 p.
- PAZONYI, P. 2004: Mammalian ecosystem dynamics in the Carpathian Basin during the last 27,000 years. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **212/3–4**, 295–314.
- PAZONYI, P. 2006: A Kárpát-medence kvarter emlősfauna közösségeinek paleoökológiai és rétegtani vizsgálata. — *Kézirat (Doktori értekezés)*, Magyar Természettudományi Múzeum, 115 p.
- PAZONYI, P. & KORDOS, L. 2004: Late Eemian (Late Pleistocene) vertebrate fauna from the Horváti-lik (Uppony, NE Hungary). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **22**, 107–117.
- RABEDER, G. 1981: Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. — *Beiträge zur Paläontologie Österreichs* **8**, 1–373.
- RINGER Á. & MESTER Zs. 2001: A Szeleta-barlang 1999–2000. évi régészeti revíziójának eredményei. — *A Miskolci Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **40**, 5–19.
- SCHUEER G. & SCHWEITZER F. 1979: Tavi–mocsári és tetarítás típusú édesvízi mészkőösszletek a Kelet-Gerecsében. — *Földrajzi Közlemények* **27**, 116–125.
- SHACKLETON, N. J., BERGER, A. & PELTIER, W. R. 1990: An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh–Earth Sciences* **81**, 251–261.
- SHANNON, C. E. & WEAVER, W. 1949: *The mathematical theory of communication*. — University of Illinois Press, Urbana, 117 p.
- SÜMEGI, P. & HERTELENDI, E. 1998: Reconstruction of microenvironmental changes in the Kopasz Hill loess area at Tokaj (Hungary) between 15 and 70 ka B.P. — *Radiocarbon* **40/2**, 855–863.
- SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. — *Földtani Közlemények* **125/1–2**, 125–148.
- SZŐÖR Gy., SÜMEGI P. & HERTELENDI E. 1991: Őshőmérsékleti adatok meghatározása malakohőmérő-módszerrel az Alföld felső pleisztocén–holocén klímaváltozásaival kapcsolatban. — *Acta Geographica Debrecina 1989–1990* **28–29**, 217–229.
- VICZIÁN, I. 2002: Clay mineralogy of Quaternary sediments covering mountainous and hilly areas of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **45/3**, 265–286.
- VOGELSANG, E. 1990: Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand Stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. — *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich* **313. Sedimentation im europäischen Nordmeer** **23**. Universität Kiel, 136 p.
- WALKER, D. A., BOCKHEIM, J. G., CHAPIN, F. S., NELSON, F. E. & PING, C. L. 2001: Calcium-rich tundra, wildlife, and the „Mammoth Steppe”. — *Quaternary Science Reviews* **20/1–3**, 149–163.
- ZAZHIGIN, V. S. 1980: *Late Pliocene and Anthropogene rodents of the south of Western Siberia*. — Academy of Sciences of the USSR, Moscow, 159 p.

Kézirat beérkezett: 2008. 12. 10.

Római kori talajjal fedett travertínó-rétegsor Óbudán – Az ember környezetváltoztató hatásának korai dokumentumai a főváros területén

HORVÁTH Zoltán¹, MINDSZENTY Andrea¹, KROLOPP Endre², KÁRPÁTI Zoltán³

¹ ELTE, FFI, Általános és Alkalmazott földtani Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/c

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

³ Budapesti Történeti Múzeum, H–1114 Budapest, Szent György tér 2.

Sub-Recent travertine deposits buried by a humiferous palaeosoil of Roman age at Hunor utca, Óbuda – a testimony of man-and-environment interaction from Roman times

Abstract

Travertine beds, covered by a humiferous soil horizon and slope-deposits, alternating with fine alluvial (overbank) sediments were exposed by an archaeogeological excavation at Hunor Street N° 50, this site is in front of the foothills of Tábor Hill, at the fringe of the alluvial plain of the Danube and its small tributaries. At the lower and middle part of the exposed profile, loose and porous travertine tufa beds alternate with grey-coloured calcareous-, silty-, argillaceous mud. These calcareous layers were apparently deposited by the nearby Árpád Spring. The top of the travertine complex is hard, shows patchy cementation and serves as the substrate of a rendzina-like, humiferous palaeosoil of Roman Age.

The remnants of the Roman settlement include waste-pits and ceramics. Powdery calcareous coatings and fills found in root channels of the Roman palaeosoil could be the results of interaction with CaCO₃-saturated groundwater (which to this day is still discharged from the springs). The complete lack of travertine layers above this humiferous paleosoil is, however, striking. The research indicated that this is the result of a human-induced hydrological change in the vicinity of the springs. It seems likely that springwater — which formerly flowed away in an uncontrolled way from the orifice — was collected and canalized in Roman times to contribute to the water-supply of the settlements on the plains. This is also supported by earlier archaeological observations (PÓCZY 2003). The Roman palaeosoil above the travertine shows that drainage was improved by the canalization of the spring discharge, so that on top of the former (now dry) travertine accumulation an incipient humiferous soil could develop. The overlying clastic complex, consists of a moderately developed humiferous soil matrix and is intimately mixed with fine silty-sandy sediments, intercalated unsorted rock debris and occasional brick fragments. This suggests that, after having been abandoned by the Romans, the area soon became the site of alluvial sedimentation again. In this situation the deposition of fine overbank sediments was from time to time interrupted by an episodic influx of rock debris from the nearby hills (=probably by mass-wasting on the rather steep slopes). Further consideration is needed to determine whether this sequence also reflects a changing climate at that time. According to GÁBRIS 2003 and others, the observed increase of the discharge of the Danube in Post-Roman times may have been related to a climatic change which made the atmosphere far more humid than before).

Keywords: travertines, archeology, human impact, Roman times

Összefoglalás

Óbudán, a Tábor-hegy keleti előterében, a Hunor utca 50. sz. alatt 2003-ban nyitott régészeti ásatás vastag mésztufalelakódást, felette települő humuszos paleotalajt, és az azt elfedő alluviális üledékeket, valamint lejtőtörmelék-ként értelmezhető képződményeket tárt fel.

A rétegsor alsó és középső szakaszán laza, porózus mésztufarétegek váltakoztak szürke színű mészszip-rétegekkel. Ezt az Árpád-forrás elődjének üledékeként értékeljük. A mésztufa és mészszip rétegsor legfelső része, mészanyaggal helyenként igen erősen cementált. Ahol ez kifejlődött, ott ez adja a sötétszürke, rendzinaszerű talajon kialakult római „járószint” szubsztrátumát.

A római területhasználat emlékeit római gödrök és római leletanyag őrzi. A járószint talajában megfigyelt meszes krotovinák még származtathatók a mészben gazdag forrás(ok) által is táplált talajvízből, azonban feltűnő, hogy ehhez a szinthez a rétegsor mélyebb szintjeiben megismertekhez hasonló, jelentős mésztufaréteg már nem kapcsolódik. Véleményünk szerint a tömeges mésztufának a rétegsor felsőbb szakaszain megfigyelhető hiánya a forrástevékenység megváltozásával hozható összefüggésbe. Ennek egyik lehetséges oka a területen ismert római forrásfoglalásokban

kereshető. A római járósíntre közettörmelék tartalmazó talaj, majd ártéri üledék települt. Ez azt jelzi, hogy a terület, miután a rómaiak felhagyták, ismét üledékképződési térszínre vált: a hegyoldal felől érkező lejtős tömegmozgások törmelékét raktak le, és itt halmozódtak fel a Duna felé igyekvő és a csapadékosabb időszakokban feltehetően megáradó kisebb vízfolyások üledékei is. Ez a folyamat a rétegsor tanúsága szerint, ismétlődően, akár az újkori építkezések kezdetéig eltarthatott. A háttér felőli üledéklehordódás intenzitásának a római járósínt felett tapasztalható megnövekedése, egyben a római területhasználat idején többnyire száraz éghajlat fokozatos csapadékosabbá válását is tükrözheti (GÁBRIS 2003).

Tárgyszavak: travertínó, régészeti geológia, antropogén hatás, római kor

Bevezetés

A malakológiai vizsgálatokkal kombinált geo-pedológiai megfigyelések meglehetősen biztonságosan alkalmazhatók a régészeti kutatásokat kiegészítő öskörnyezeti kérdések megválaszolásában, így az egyes embercsoportok megtelepedését és területhasználatát is meghatározó egykori domborzati és éghajlati viszonyok jobb megismerésében is.

A Budapesti Történeti Múzeum Középkori- és az Aquincumi Múzeum Római-kori, Óskori és Népvándorláskori Osztályain dolgozó régészekkel 2002-től folyó együttműködés keretében több-kevesebb rendszerességgel végeztünk földtani-, talajtani, illetve szükség szerint malakológiai mintagyűjtést Óbudán. 2007-ig közel száz helyszín adatait gyűjtöttük össze és értékeltük az öskörnyezeti rekonstrukció pontosítása céljából. Ennek az értékelésnek része a jelen cikkben közzétett Hunor utcai esettanulmány.

Budapest, ezen belül is Óbuda földtani viszonyairól korábban számos, összefoglaló jellegű munka született (pl. SCHAFARZIK & VENDL 1964, WEIN 1977). Témánk szempontjából kiemelendő SCHEUER & SCHWEITZER (1988) munkája, amelyben a Budai hegység édesvízi mészkő előfordulásait ezen belül az óbudai travertínókat is számba veszik. A történelmi idők természeti folyamatairól CSEMEZ et al. (1998), ZSIDI (2002) és az Aquincumi Múzeum kutatásait a talajtan- és a földtan eszközeivel segítő FÜLEKY & MÁRITY (1998), valamint HORVÁTH et al. (2007) közleményei tartalmaznak értékes információt.

Jelen tanulmány célja az Óbuda Ny-i részén (*1. ábra*) 2003-ban nyitott Hunor utca 50. sz. alatti régészeti ásatáson végzett terepi földtani- és talajtani megfigyelések, és a kapcsolódó malakológiai eredmények bemutatása. Ezzel láthatóvá válik, hogyan menthetőek meg a földtudományi adatok az egyre terjedő beépítés következtében hosszú időre megközelíthetetlenül váló negyedidőszaki rétegsorokból, és hogyan segíthetjük ezáltal a régészeti kutatást.

A régészeti kutatóárkokban a szórványos, javarészt római kori leletek egy kemény felszínre települő, mára már elfedett humuszos paleotalaj-rétegből kerültek elő. A kemény felszín *alatti* rétegekben római anyagot nem találtak, az arra települő humuszos paleotalaj szintjében és afelett is csak szórvány leletekről beszélhetünk. A régészeti leletek értelmezésével kapcsolatban két fontos, a földtudományokat érintő kérdés merült fel:

1. Milyen lehetett a római területhasználat előtti környezet és miként értékelhető a kemény felszín?

2. Milyen természeti események zajlottak a római területhasználat végén és azt követően?

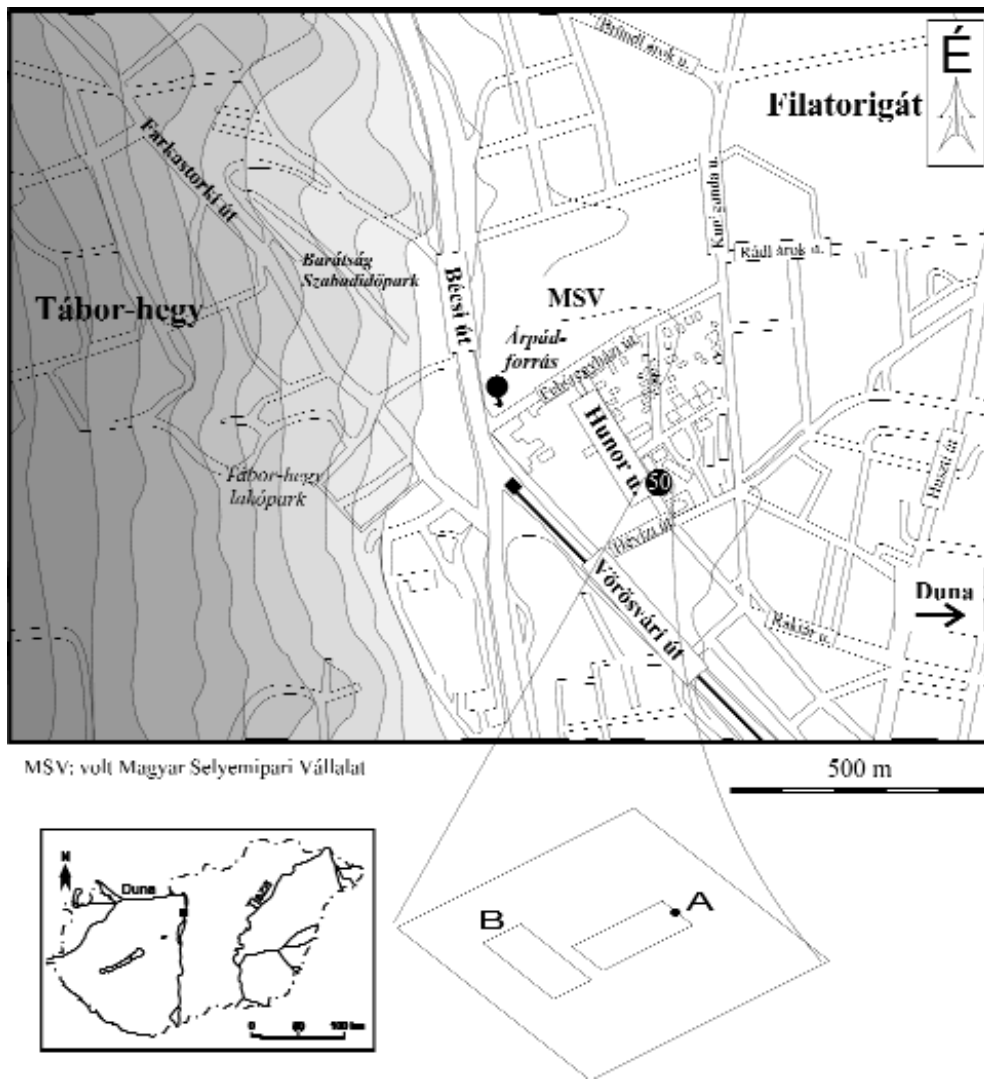
A régészeti munkálatok rövid összefoglalása

2003 nyarán a Múzeum a helyszínen próbaásatást végzett. Az átlag 1 m széles hossz- és keresztirányú kutatóárkok megnyitásával szerették volna kideríteni, hogy az újkori térképeken ingoványos területként jelölt, források által övezett vidéket (É-on a mai Árpád-forrás, D-en a középkorban Krimhilda fürdőjének nevezett forrás) milyen módon hasznosították a régészeti időszakokban. A munka során régészeti módszerekkel nem értelmezhető jelenségek is napvilágra kerültek, (pl.: „mésztufapaplan”), ezért indokoltnak látszott a geo-pedológiai elemzés.

A magas talajvíz miatt komoly technikai előkészületeket kívánó munka során kiderült, hogy a recens „feltöltési” réteg alatt vastag humuszos jellegű talajréteg húzódott, amely főként római, kisebb részben óskori leleteket tartalmazott. Néhány ugyancsak római kori gödörobjektum is mélyedt ebbe a rétegbe. Mivel a mélyebben lévő rétegekben nem voltak régészeti leletek, joggal feltételezhetjük, hogy a területet érdemben elsőként a római korban vették használatba, minden bizonnyal az említett források befoglalását követően. KIRCHHOF (2007) is legfeljebb a Kr. u. 2. század második felétől számol a terület legkorábbi használatával. A telek közelében végzett legújabb kutatásaink alapján, a területen az emberi jelenlétet a római kortól a késő középkorig megközelítőleg folyamatosnak tekinthetjük.

Földtani-, talajtani és malakológiai vizsgálati módszerek

Terepen vizsgáltuk a képződmények színét, szemcseméretét, üledékszerkezetét (rétegzés), talajszerkezetét, mésztartalmát (10% HCl), szervesanyag-tartalmát, redox jelenségeket (30% H₂O₂), talajlakó élőlények életnyomait (biogalériák), ősmaradványok (főleg csigák) jelenlétét. A talajtanban használatos egyezményes, Munsell-féle színskála (= Munsell Soil Color Charts) szerint számkódokkal is megadjuk a leírt képződmények színét. Észleléseinket függőleges rétegoszlopként dokumentáltuk és ennek alapján — a laterális változékonyságot is figyelembe véve — alakítottuk ki az öskörnyezeti rekonstrukciót.



1. ábra. Vázlatos helyszínrajz az ásítás környezetéről és a kutatóárkokról
A sötétedő szintvonalak az emelkedő magasságot jelzik a Tábor-hegy irányába
Figure 1. Locality map of the archeological site and the excavations
Shading is for topography (dark colour shows the Tábor Hill)

Ahhoz, hogy meghatározhatók legyenek az egyes rétegekből vett mintákban levő csigák, és statisztikus kiértékelést lehessen végezni, a malakológiai vizsgálathoz mintegy 5-5 kg mintát gyűjtöttünk, majd a minták 0,8 mm lyukátmérőjű szitán átmosva, válogatás után kerültek meghatározásra.

A rétegsor jellemzése

A földtani-talajtani megfigyeléseket az ásítás Ny-i részén található „A” jelű kutatóárkokban végeztük el (1. ábra). A képződmények leírását és az értelmezést a paleotalajtanban és a régészetben használatos módon fentről lefelé adjuk meg (2. ábra), majd az eseményeket időrendben rekonstruáljuk. Az üledékföldtani és talajtani bélyegek alapján elkülönített rétegek leírásában először az alapadatokat mutatjuk be (függőleges kiterjedés, szín, szemcseméret, talajszerkezet, malakológiai eredmények stb.), majd az értelmezést adjuk meg.

A kutatási területen és annak 100 m-en belüli közvetlen környezetében, a forrásmészkö általában 103-103,5 m közötti tszf. (Adria) magasságban található (HORVÁTH 2007).

I. Feltöltés

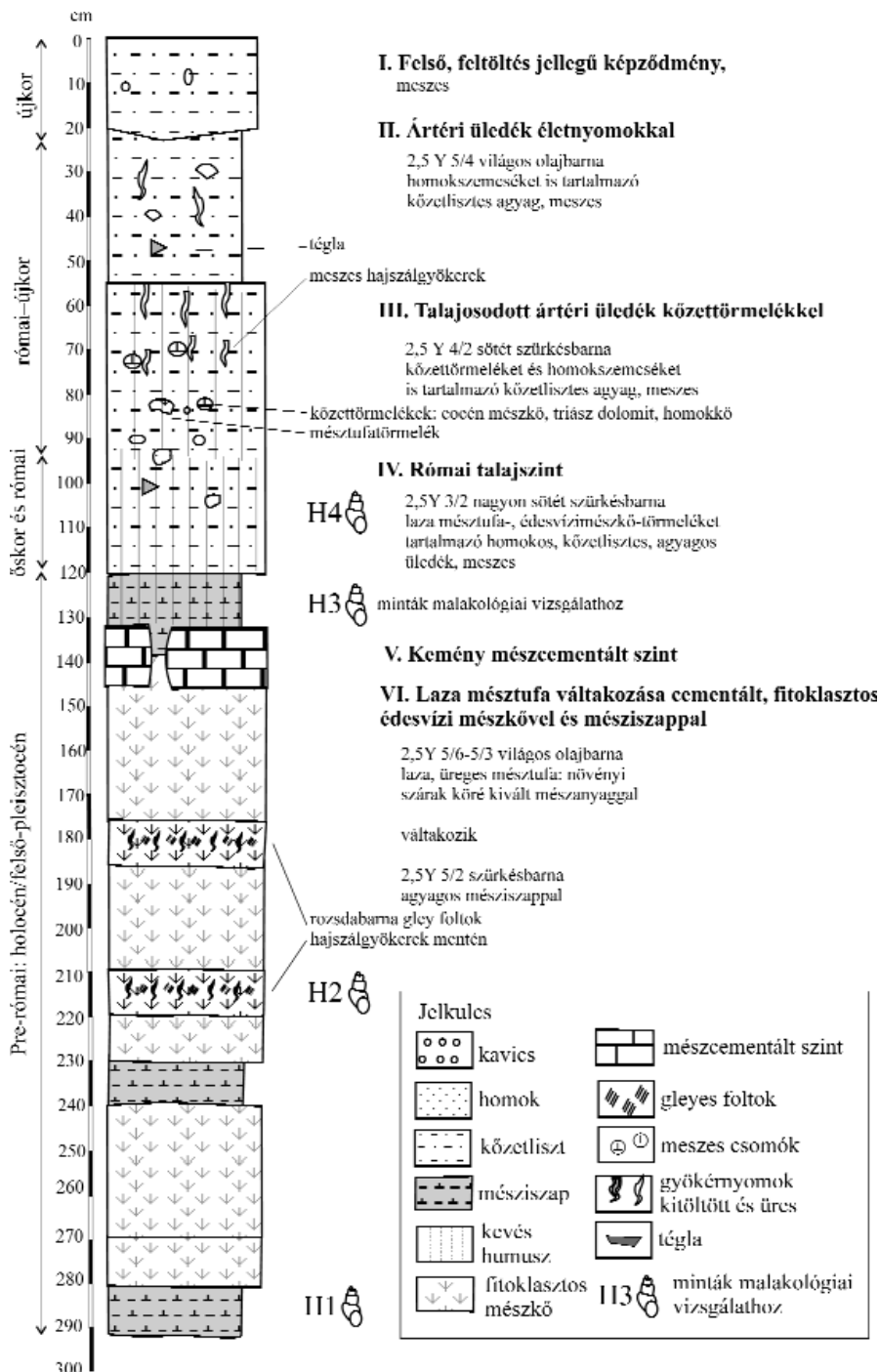
0–20 cm: újkori építményalap.

II. Ártéri üledék életnyomokkal

20–55 cm: világos olajbarna (2,5Y 5/4), kvarchomokszemcséket is tartalmazó kőzetlisztes agyag. Szórtan 1-3 cm-es, szögletes téglatöredékek és mészkő anyagú szemcsék is azonosíthatók benne. Gyökérnyomok láthatóak. Gyengén morzsás szerkezetű. Meszes.

Értelmezés

A képződmény finomszemcsés összetétele, a gyenge morzsás talajszerkezet és a gyökérnyomok az eredetileg



2. ábra. Földtani rétegoszlop az „A” ponton
Figure 2. Stratigraphical column of point N° „A”

feltehetően ártéri jellegű üledék talajosodását jelzik. A tégladarabok jelenléte bolygatásra utalhat. A mésztartalom származhat a fluktuáló, mésztelített talajvízből. Legközelebbi mészforrásként a rétegsor alsó részén található mésztufa jelölhető meg.

III. Kőzettörmelékkel vegyes talajosodott ártéri üledék

55–95 cm: sötét szürkésbarna (2,5Y 4/2), 1–3 cm méretű, kőzettörmelékkel és kvarchomok szemcséket is

tartalmazó, kőzetlisztes agyag. A törmelék szemcsék téglatöredék, dolomit, homokkő kavics, kvarcit kavics és édesvízi mészkő anyagúak.

A képződmény talajszerkezete morzsás. 60–85 cm között gyakori meszes hajszálerek figyelhetők meg benne. Meszes.

Értelmezés

A meszes hajszálerek és a morzsás talajszerkezet jelzi, hogy az üledék talajosodott. Kiinduló anyagként az alapvetően finomszemcsés összetétel miatt, patak és/vagy folyó öntésterületén lerakódott agyagos, kőzetlisztes üledék feltételezhető. A mésztartalom forrása itt is valószínűleg a talajvíz. Ehhez a legközelebbi mészforrás a rétegsor alsó részén található mésztufa.

IV. római talajszint

95–130 cm: nagyon sötét szürkésbarna (2,5Y 3/2) kőzettörmelékkel és homokszemcséket is tartalmazó, kőzetlisztes agyag. Az 1–3 cm-es törmelék szemcsék téglatöredékekből, dolomitklasztokból, homokkő kavicsokból, kvarcitkavicsokból, édesvízi mészkő törmelékdarabjaiból állnak. A képződmény alsó 10 cm-e szürkésbarna (2,5Y 5/2), kissé agyagosabb mészsizzap. A 2–10 cm méretű darabokból álló, osztályozatlan, sárgásbarna, világos sárgásbarna színű mészkőtörmelék anyaga rétegzett vagy sávos, porózus, likacsos (a likacsok átmérője 1–10 mm) és növényi szármagványok lenyomatai láthatók benne. A kőzettörmelékben és a befogadó sötét szürkésbarna üledékben is találtunk csigákat. A képződmény alapanyaga meszes.

Malakológiai vizsgálat (részletesen: I. táblázat)

A 100–120 cm közötti szakasz, faunája 3 vízi és 19 szárazföldi fajtól áll. A vízi fajok egyedei az összpéldányszámnak mindössze 6,6%-át adják (mintaszám: H4). A csigahéjak eltérő megtartási állapotából az üledék mozgottságára, keveredésére lehet következtetni (emberi tevékenység?).

Az iszapolási maradékból kevés növényi mészbekéregzés, néhány apró kavics, tégl- vagy cseréptöredék, tojás-héj került elő.

120–130 cm között, a vizsgált Mollusca-fauna 3 vízi és 18 szárazföldi fajból áll (mintaszám: H3). Az összegyűjtött példák mintegy 60%-át a szárazföldi fajok adják.

Az iszapolási maradékból növényi mészbekéregzés darabjai, mészkőtörmelék, néhány apró tégl- vagy cseréptöredék került elő.

Értelmezés

A képződmény szürke, gyakran feketébe hajló színét a humuszosodott szerves anyag adja. Az üledék uralkodó finomszemcsés összetétele ártéri környezetet valószínűsít a vízfolyásokkal tagolt hegység előterében, a morzsás talajszerkezet azonban jelzi, hogy az üledék, felhalmozódását követően talajosodott. Az egykori üledék-, és talajképződési környezet a malakológiai eredményekkel pontosítva az alábbiakban rekonstruálható:

Az eredetileg füves, nedves rét később füves, helyenként bokros vegetációval borított szárazabb felszínre alakulhatott. Ezen belül is felfelé egyre szárazabb környezeti viszonyok valószínűsíthetők. A másodlagos mésztartalmat a mésztelített talajvíz kapilláris zónájából származónak feltételezzük. Legközelebbi mészforrásként a vizsgált rétegben található mésztufa törmeléke és a rétegsor alsó részén található mésztufa szolgálhatott. A kevés téglatöredék jelezheti a (római?) területhasználatot.

V. Kemény mészcementált szint

130–145 cm: világosszürke (2,5Y 5/1), szürkésbarna (2,5Y 5/2) színű, kalapáccsal törhető, kemény, likacsos mészkő, amely foltszerűen cementálja a puha mésziszapos (alul) és finomabb szemcséjű mésziszapos (felül) környezetét (I. tábla, 1. kép). A szilárd mésziszapos (nagy részt mikrites) szövetű képződményben 1–3 mm átmérőjű csatornák és 1–2 cm hosszú, meszes csövecskék is láthatók.

Mikroszkópos leírás:

A réteg felső részén (140–135 cm) kevésbé üreges mikroszerkezetű, jóval kevesebb pórus körüli mészbekéregzést tartalmazó, mikrites, humuszanyaggal kevert mészkő található, amelyben akár 1 mm-t is elérő mikrites és pátitos intraklasztok és 0,1–0,3 mm méretű kvarcithomok anyagú extraklasztok is jelen vannak (I. tábla, 2. kép). A pórusok üregek és csatornák mérete 1–3 mm között változik. 1–2 mm méretű Gastropoda-héj is jelen van (I. tábla, 3. kép).

A réteg alsó része (145–140 cm) üreges mikroszerkezetű, nagy részt mikrites csatornamenti mészkiválásokról és ezek szabálytalan halmazából felépülő képződmény. Kevés, kitöltetlen csigaház is megfigyelhető. Több, 0,1–0,2 mm átmérőjű pórus körül 0,1–0,2 mm vastag, koncentrikus mészbekéregződés látható (I. tábla, 4. és 5. kép).

Értelmezés

A porózus-likacsos, növényi száruk (egyenes csatornák) körüli mészbekéregzést tartalmazó képződmény fitoklasztos édesvízi mészkőként értékelhető. Ilyen mészkő források közvetlen környezetében képződik. Az alsó, szervesanyagot láthatóan nem tartalmazó travertínó viszonylag tiszta, de nád vagy sás jellegű növényekkel tagolt, álló vagy közel állóvízben képződhetett. A felső humuszosabb édesvízi mészkő vagy mészcementált humuszos talajszint szervesanyagban gazdagabb mocsaras-ingoványos terület lerakódásaként értékelhető, ahol az üledékbehordódás nyomai is jelen vannak (extraklasztok).

A mészcementált szint kemény állagának kialakulásához utólagos (humuszos szinttel való elfedődése után) mészcementáció is hozzájárulhatott. Az enyhén hullámos felszínű, talajosodott travertínó finomszemcsés, részben mészcementált jellege, az oldalirányban és felfelé is mozgó, mészben gazdag forrásvíz lokális pangását okozhatta, ami további mészkiválást és foltszerű cementációt eredményezhetett.

VI. Laza mésztufa jellegű mésziszap és cementált, fitoklasztos édesvízi mészkő váltakozása

145–290 cm: világos olajbarna (2,5Y 5/6–5/3) laza, üreges *mésztufa* (növényi száruk köré kivált mészanyaggal) váltakozik cementált *fitoklasztos édesvízi mészkő*vel (6. kép), szürkésbarna (2,5Y 5/2) agyagos *mésziszap*pal. A laza *mésztufa* és agyagosabb *mésziszap*prétegek vastagsága egyaránt 10–20 cm között váltakozik. A képződmény-együttes középső részén, gyökérszemek mentén rozsdabarna gleyfoltok láthatóak.

A világos olajbarna, gyakran sárgásbarna, világos sárgásbarna árnyalatú laza *mésztufa* helyenként többé-kevésbé cementált mészkőként jelenik meg: rétegzettség, sávosság jellemző rá; porózus, likacsos; (1–10 mm), növényi szármadványok köré kivált mészkérget, száruk lenyomatait tartalmazza. Csigákat a laza *mésztufa*ban és a *mésziszap*ban is találtunk.

Malakológiai vizsgálat (faunalista: I. táblázat):

210–220 cm között, világos sárgásbarna árnyalatú, laza *mésztufa*ban és *mésziszap*ban, a Mollusca-fauna 5 vízi és 5 szárazföldi csigafajból áll (mintaszám: H2). A víziek az összpéldányszám 80%-át adják.

Az iszapolási maradékból mészkőtörmelék, mészcövecskék és néhány apró tégl- vagy cserépdarabka került elő.

280–290 cm között, a szürke *mésziszap* Mollusca-faunája mind fajszámát, mind egyedszámát tekintve túlnyomórészt vízi fajokból áll (mintaszám: H1). A szárazföldi csigák (5 faj) az összegyűjtött példák csupán 6%-át adják.

Az iszapolási maradékból édesvízimészkő-darabok, „mészcövecskék” (bekéregzett növényi szártöredékek), Chara-oogoniumok, Ostracoda-teknők kerültek elő.

I. táblázat. A vízi és szárazföldi csigafajok megoszlása a vizsgált 4 db malakológiai mintában

Table I. Distribution of fresh water and land snails in the studied four malacological samples

Hunor utca 50.		I. minta (280-290 cm)		II. minta (210-220 cm)		III. minta (120-130 cm)		IV. minta (100-120 cm)		
Környezet	Név	db	%	db	%	db	%	db	%	
Vízi	<i>Acroloxus lacustris</i> (L.)	4	0,7	4	4,5					
	<i>Anisus vortex</i> (L.)	1	0,2							
	<i>Anisus vorticulus</i> (Trosch.)	2	0,3							
	<i>Bithynia leachi</i> (Shepp.)	25	4,3							
	<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	343	59,8	54	60,7	54	45,4	12		
	<i>Gyraulus crista</i> (L.)	20	3,5							
	<i>Physa fontinalis</i> (L.)	3	0,5							
	<i>Pisidium milium</i> Held	3	0,5							
	<i>Pisidium</i> sp. indet.	3	0,5							
	<i>Planorbis planorbis</i> (L.)	37	6,4	20	22,5	55	46,2	7		
	<i>Segmentina nitida</i> (Müll.)	5	0,9							
	<i>Stagnicola palustris</i> (Müll.)	15	2,6	8	9,7	10	8,4	1		
	<i>Valvata cristata</i> Müll.	113	19,7	3	3,4					
Vízi összesen		574	99,9	89	100,1	119	100	20		
Szárazföldi	<i>Bradybaena fruticum</i> (Müll.)					5	2,9			
	<i>Carychium minimum</i> Müll.	1								
	<i>Ceciliooides acicula</i> (Fér.)							1	0,3	
	<i>Cepaea vindobonensis</i> (Fér.)					1	0,6	tör.		
	<i>Chondrula tridens</i> (Müll.)					tör.		tör.		
	<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müll.)					8	4,6	9	3,2	
	<i>Euconulus fulvus</i> (Müll.)					2	1,9			
	<i>Granaria frumentum</i> (Drap.)				1		tör.		37	13,1
	Helicidae indet.								5	1,8
	<i>Helicopsis striata</i> (Müll.)								10	3,5
	<i>Helix pomatia</i> L.								tör.	
	Limacidae indet.						2	1,9		
	<i>Monacha cartusiana</i> (Müll.)								1	0,3
	<i>Nesovitrea hammonis</i> (Ström)						1	0,6		
	<i>Oxychilus inopinatus</i> (Ul.)								6	2,1
	<i>Perforatella rubiginosa</i> (A.Schm.)								1	0,3
	<i>Pupilla muscorum</i> (L.)				2		2	1,2	17	6,0
	<i>Succinea elegans</i> Risso	4			7		7	4,1		
	<i>Succinea oblonga</i> Drap.	10					27	15,6	21	7,4
	<i>Vallonia costata</i> (Müll.)						25	14,4	109	38,5
	<i>Vallonia enniensis</i> (Gredl.)	12					55	31,8	20	7,1
<i>Vallonia pulchella</i> (Müll.)				1		1	0,6	40	14,1	
<i>Vertigo angustior</i> Jeff.						5	2,9	2	0,7	
<i>Vertigo antivertigo</i> (Drap.)	11			1		10	8,8	2	0,7	
<i>Vertigo pygmaea</i> (Drap.)						21	12,1	2	0,7	
<i>Vitrea crystallina</i> (Müll.)						1	0,6			
Szárazföldi összesen		38		12		173	100	283	99,8	
Vízi összesen		574	93,8	89	88,1	119	40,8	20	6,6	
Szárazföldi összesen		38	6,2	12	11,9	173	59,2	283	93,4	
Összes csiga		612	100	101	100	292	100	303	100	

Értelmezés

A világos olajbarna, laza, üreges mésztufa mészdús vízből kicsapódó üledék. Az ártéren feltörő egykori mészdús forrás körül kialakult meszes vízű sekély tavacskaiban növények is megtelepedtek. A növények szárai köré kivált mészanyag összecementálta a laza mésztufát,

mésziszapot; így porózus, likacsos édesvízimészke-rétegek alakultak ki. A szürkébb színű rétegek a tiszta vízű tavacska-ba bejutó finom lebegtetett hordalék mennyiségének növekedését és ezt követően a tó részleges eutrofizációját jelezhetik. Erre részint a hegyvidéki háttér felől érkező felszíni lefolyás, részint az ártérről kilépő folyó/patak tehető felelőssé. Az ismétlődő, jobban cementált likacsos édes-

vízimész-kő-rétegek talán a forrásműködés ismételt felélénkülésére, a törmelékbeszállítás visszaszorulására utalhatnak.

A malakológiai vizsgálatok eredményei pontosítják az egykori forrás környezetének rekonstrukcióját:

— a szürke mészsizapból előkerült vízi Mollusca-fauna összetétele és a *Bithynia tentaculata* faj házáinak mérete mintegy 20–21 °C hőmérsékletű vizet jelez. Ez kevéssel magasabb, mint az Árpád-forrás jelenlegi (mintegy 19 °C) hőmérséklete.

Összefoglalás, következtetések

A Hunor utca 50. építési telken feltárt rétegsor alapján az alábbi földtani–talajtani folyamatokra lehet következtetni:

A rétegsor alsó harmadában megfigyelt cementált, porózus mésztufa, édesvízi mészkő és szürkés színű mészsizap váltakozása a közeli, feltehetően az Árpád-forrással kapcsolatban lévő, *forrás vagy források üledéke*.

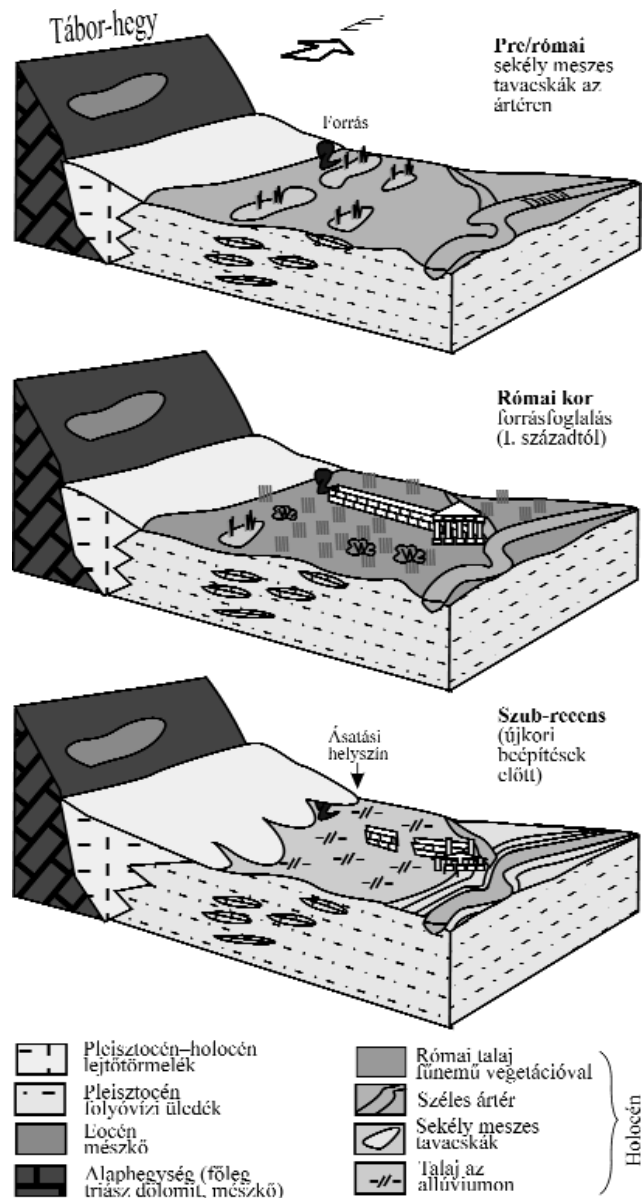
A sötét, szürkés színű mészsizapban jobban megőrződött szervesanyag a tó enyhe eutrofizálódására utal. A porózus, növénymaradványokat is tartalmazó édesvízi mészkő képződése azt jelzi, hogy magasabb rendű növények is megtelepedtek az erősen meszes vízű tóban. A növényi száruk köré kivált mészsizap a növény pusztulása után likacsos-sejtes édesvízi mészkővé szilárdult. Az üledéksor alapján, a szabadon elfolyó forrásvizek a lapos hegyláb-előtéri síkságon kialakult tiszta vízű tavacszkákban gyűltek össze. A feltűnő rozsdabarna foltosság utólagos talajvízhatás eredménye lehet: a porózus képződményben a mai napig mozgó, ill. időszakszerűen stagnáló talajvízből való Fe-oxid kicsapódásként értelmezhető.

A világos sárgásbarna, laza mésztufában, a jelenkori felszín alatt kb. 2 m mélységben található minta iszapolási maradvékából római tégl- és/vagy kerámiatöredékek kerültek elő, jelezve az ember jelenlétét a forrás környezetében zajló üledékképződés során. A meszes rétegsort legfelső mintegy 15 cm-es szakaszának szokatlanul erős cementációja a feltárási területén észlelték alapján nem magyarázható kielégítően.

A kemény szint felett települő, közettörmeléket is tartalmazó, humuszos kőzetlisztes agyagos, rendezinaszerű képződmény édesvízi mészkő tömböket és laza mésztufatörmeléket tartalmaz. Ebből a szintből kerültek elő a régészeti kutatás fókuszában lévő római leletek és ebből mélyültek lefelé az árok/gödör szerű objektumok. Az anyagot részben antropogén módon bolygatott, de egészében talajosodott üledékek tekintjék.

Az édesvízi mészkőnek a keményre cementált réteg feletti hirtelen kimaradása véleményünk szerint azt jelzi, hogy a tavacszkákat tápláló mésztelített víz utánpótlódása valamilyen okból megszűnt. PÓCZY (2003) szerint, a római megtelepedés után, az Árpád-forrás vizét befoglalták és mesterséges mederbe terelve, elvezették a Duna irányába. Ennek eredménye lehetett az, hogy az ártéren korábban

szabadon elfolyó és az ártéri tavacszkákat ily módon tápláló víz elapadt, s ezzel megszűnt az aktív mészkiválás (3. ábra). A mesterséges beavatkozást követően, a jelek szerint, a Hármashatár-hegy irányából megélénkült a durva törmelék beáramlása. Az eseménynek az időpontját pontosabban nem tudjuk rögzíteni, de annyi bizonyos, hogy ennek eredményeként a tavi mészkőre rátelepülő ~100–120 cm vastag



3. ábra. A terület vázlatos fejlődéstörténete a római területhasználat előtt (alul), a rómaiak idején (középen) és a rómaiak után (felül). Az ártéren szabadon elfolyó forrásvíz mennyisége a római forrásfoglalás eredményeként csökkenhetett (akár meg is szűnhetett). A rétegsor tanúsága szerint, a római területhasználatot követően, az újkori jelentősebb beépítések előtt, a terület újra üledékképződési térszinné vált

Figure 3. Cartoons showing the evolution of the study area: before the Roman occupation (bottom), in Roman times (center) and after the Romans until modern times. Before the Romans, spring waters could flow away in an uncontrolled way on the floodplain. In Roman times this situation has changed: Romans canalized the spring water for the town of Aquincum. After the Romans left, springs and aqueducts were abandoned and sediments washed down from the nearby hills and deposited by the Danube and its tributaries on the floodplains gained ground again

törmelékes, kőzetlisztes, agyagos réteg az *egykori tavacs-kák helyét véglegesen betemette*. A felfelé gyakoribbá váló durva törmelék, a rétegzetlenség, a változatos méretű szemcsék jelenléte *epizodikus, zagyyszerű törmelék szállításra és üledékképződésre* utal. A vizsgált szint morzsás talajszerkezetének tanúsága szerint az időszakos törmelék szállítást, üledékfelhalmozódást a nyugodtabb időszakokban *talajképződés* váltotta fel. A törmelék szemcsék között találtunk triász dolomitot, oligocén homokkőklasztokat és pleisztocén édesvízmész-kő-töredékeket is, amelyek mind *közeli származási területet* jeleznek (Hármashatár-hegy vonulat). A homokkő esetében az Ezüst-hegy/Nagykevény is felmerülhet, mint törmelékforrás. Ez utóbbi esetben a Solymári-völgy felől érkező Aranyhegyi-patak vetődhet fel, mint törmelék szállítási út vonal.

A rétegsor felső harmadában található viszonylag finomszemcsés, gyengén morzsás talajszerkezetet mutató üledék azt az időszakot képviselheti, amikor a hegyoldal

felől időszakosan lefutó *vízfolyások és a Duna* a területet időről-időre ismét elöntötte, s az áradásos időszakok szüneteiben talajosodás zajlott (3. ábra).

A terület újkori beépítését a rétegsor felső részén található *bolygatott üledék, feltöltés* képviseli.

Tudomásunk szerint a Hunor utcai rétegsor, a főváros területén, az ember, szervezett, jelentős, városnyi területet érintő, természetátalakító tevékenységének egyik legelső, geológiai módszerekkel igazolt dokumentuma.

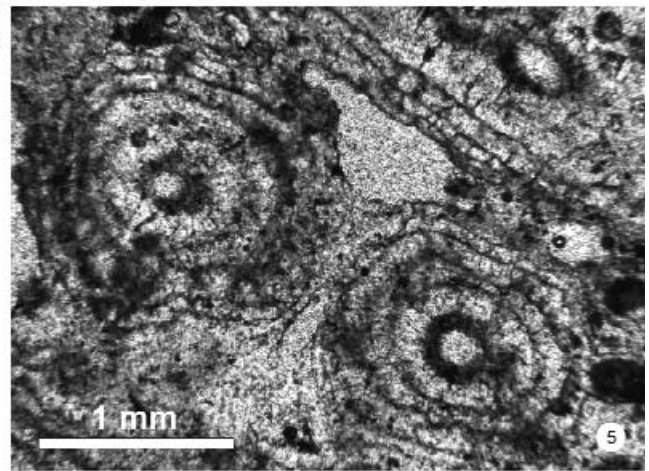
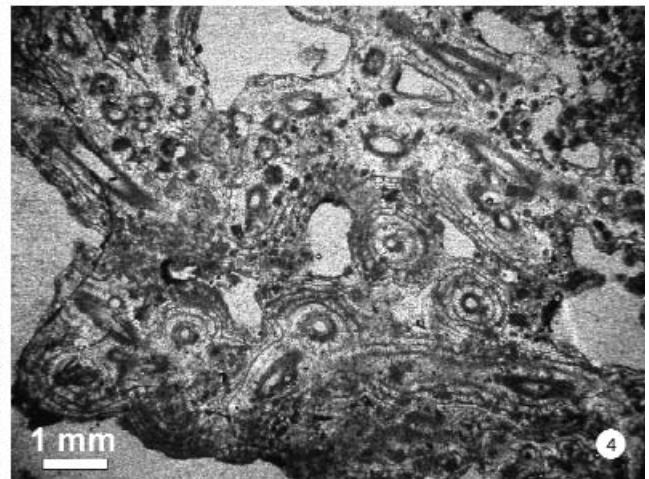
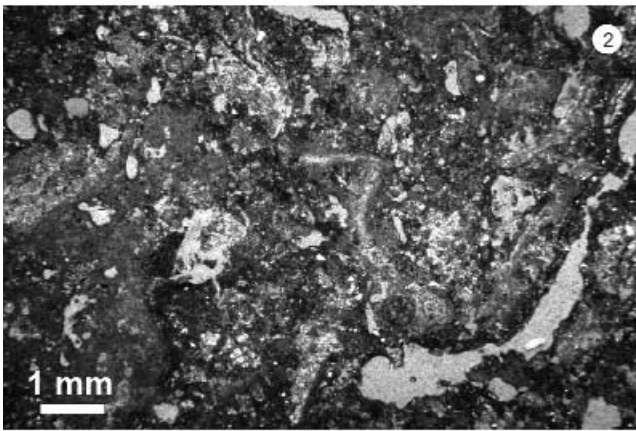
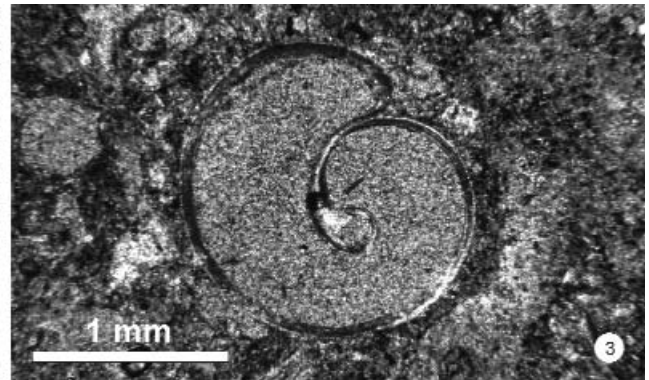
Köszönetnyilvánítás

A földtani vizsgálatok régészeti ásatáson való alkalmazását Dr. ZSIDI Paula támogatta (BTM, Aquincumi Múzeum). A munka a 72590 K sz. OTKA támogatásával és a Földpát Bt. közreműködésével valósult meg. Köszönet illeti meg a kézirat lektorait, T. BÍRÓ Katalint és KELE Sándort.

Irodalom — References

- CSEMEZ A., LORBERER Á. & MOLNÁR M. (szerk.) 1997: Mesél Óbuda földje. — Guckler Károly Természetvédelmi Alapítvány, Budapest, 261 p.
- GÁBRIS GY. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127**, 1–14.
- GRYNAEUS, A. 2004: A magyarországi dendrokronológiai kutatás eredményei és új kérdései. — In: ROMHÁNYI F. B. & GRYNAEUS A. (szerk.): „*Es tu scholaris*” *Ünnepi tanulmányok Kubinyi András 75. születésnapjára*, Budapesti Történeti Múzeum, Budapest, 87–102.
- HORVÁTH Z. 2007: A Vörösvári út 111–117 sz. alatti (volt villamos remiz) régészeti ásatás geo-pedológiai vizsgálata. — Jelentés, Aquincumi Múzeum, Budapest, 12 p.
- HORVÁTH Z., MINDSZENTY A. & KROLOPP E. 2007: Fejezetek Aquincum jégkorszak utáni környezetének fejlődéstörténetéből. — In: CSEMEZ A. (szerk.): *Óbuda-Béka-megyér tájhasználati konfliktusok feltárása*. Guckler Károly Természetvédelmi Közalapítvány, Budapest, 25–36.
- FÜLEKY, GY. & MÁRITY, E. 1998: Environmental Changes in Budaújlak in the Roman Period. — In: MARGIT, N. (ed.): *The Roman Town in a Modern City*. Budapest, 239–245.
- JÁRAINÉ KOMLÓDI, M. 2000: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. — In: BARTHA D. (szerk.): *Tilia*, Válogatott tanulmányok II., Vol. IX., Sopron, 59 p.
- KIRCHHOF A. 2007: Új feltárási eredmények a katonaváros északnyugati régiójából I. — *Aquincumi füzetek* **13**, 40–57.
- KROLOPP, E. 2008: The importance of Mollusc fauna in the study of travertine deposits. — *Földtani Közöny* **134/2**, 219–225.
- LORBERER Á. 1995: Az óbudai szeszygár területén létesült ásványvízkutató fúrás. — Kézirat, Vituki Rt. Hidrológiai Intézet kutatási jelentése.
- MINDSZENTY A. & HORVÁTH Z. 2003: Geo-archeopedológia a környezeti rekonstrukció szolgálatában. Geo-archeopedology in the service of environmental reconstruction. — *Aquincumi füzetek* **9**, 16–32.
- PÉCSI, M. 1959: Budapest természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 416 p.
- PÓCZY K. 2003: Aqueductus és a közművesítés. — In: VISY Zs. (szerk.): *Magyar régészet az ezredfordulón*. KNÖM, 232–235.
- SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1964: *Geológiai kirándulások Budapest környékén*. — Műszaki Kiadó, Budapest, 295 p.
- SCHUEER GY. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse- és Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi tanulmányok* **20**, Akadémiai Kiadó, Budapest, 129 p.
- WEIN GY. 1977: *A Budai-hegység tektonikája*. — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa. Budapest, 76 p.
- ZSIDI P. 2002: *Aquincum polgárvárosa*. — Enciklopédia Kiadó, 165 p.
- Kézirat beérkezett: 2008. 10. 21.

I. tábla — Plate I.



1. A felvétel középső részén, a tagolt mészcementált szint (mésztufa) látható (nyíl). Közvetlenül felette, nagyon sötét szürkésbarna kőzetlisztes agyag van, amelyben gyakoriak a kőzettörmelék- darabok (ez a réteg megfelel a régészeti ásatás római leleteket tartalmazó szintjének).

1. *Travertine in patches (arrows), overlain by very dark greyish brown silty clay with scattered stone debris (archaeological layer of Roman age).*

2. Mészcementált kőzetlisztes talaj mikroszkópi képe (kemény mészcementált szint: 135–140 cm). +N

2. *Photomicrograph of calcium-carbonate cemented soil (from 135 to 140 cm in the profile). + N.*

3. Gastropoda héj a mészcementált szint felső részén (135–140 cm). 10× obj., +N.

3. *Gastropod shell in the upper part of the calcium-carbonate cemented layer (135–140 cm). +N.*

4. Üreges édesvízi mészkő a kemény mészcementált szint alsó részén (140–145 cm). 1 N.

4. *Vuggy travertine in the lower part of the calcium-carbonate cemented layer (140–145 cm), 1 N.*

5. Pórus körüli koncentrikus mészbekéregzés közelről, a kemény mészcementált szint alsó részén (140–145 cm). 1 N.

5. *Concentric calcium-carbonate coating of a pore-wall (lower part of the calcium-carbonate cemented layer: 140–145 cm), 20× obj., 1 N.*

6. Fitoklasztos édesvízi mészkő a rétegsor alsó szakaszáról.

6. *Phytoclastic travertine in the lower part of the studied profile.*



Száz éve jelent meg Selmecbányán dr. BÖCKH Hugó Geológia (II. Stratigrafia) című kötete¹

VITÁLIS György

1118 Budapest, Otthon utca 6.

The hundredth anniversary of the publication of Dr. Hugo BÖCKH's Geology and Stratigraphy, Volume II

Abstract

The second volume of Dr. Hugo BÖCKH's *Geology and Stratigraphy* was published primarily for college students. However, it was not only intended for future mining engineers but also for those interested in palaeontology and stratigraphy. A vast and many-sided display of knowledge is to be found in the book.

While dealing with separate geological periods, the author demonstrates and intensifies the existing knowledge with many highly relevant Hungarian examples.

The carefully and richly selected illustrations demonstrate well the essence of the book. The book represents an excellent insight into knowledge that was "state of the art" at the beginning of the last century.

Keywords: remembrance, palaeontology, stratigraphy, higher education

Összefoglalás

BÖCKH Hugó Geológia című művének második kötete elsősorban főiskolai hallgatók számára készült, de nemcsak a leendő bányamérnökök, hanem az őslénytan és a rétegtan iránt érdeklődők is hatalmas és sokoldalú ismeretanyagot találnak benne. Az egyes földtörténeti korok tárgyalása során külföldi és magyarországi példákkal érzékelteti, illetve mélyíti el az ismereteket. A gondosan válogatott, gazdag ábraanyag jól szemlélteti a könyv mondanivalóját. A könyv bepillantást nyújt a rétegtan és a paleontológia századeleji ismeretességi fokára.

Tárgyszavak: emlékezés, paleontológia, stratigrafia, felsőoktatás

Dr. BÖCKH Hugó m. kir. bányatanácsos, a Selmecbányai M. K. Bányászati és Erdészeti Főiskolán az Ásvány-, Föld-, Őslénytan és Telepismeret rendes tanára: Geológia. Tankönyv főiskolai hallgatók számára. II. kötet Stratigrafia (zoopaleontológiai áttekintéssel) című könyve, JOERGES Ágost özvegye és fia kiadásában 897 oldalon, 853 ábrával és 40 táblával száz éve, 1909-ben jelent meg Selmecbányán (BÖCKH 1909).

Ez a könyv méltó folytatása a szerző 1903-ban megjelent Geológia (I. Általános geológia) című művének. (BÖCKH 1903), melyet megjelenése 100. évfordulóján méltattunk (VITÁLIS 2004).

Előszava első mondatában leírja, hogy „Ez a könyv az első kísérlet arra, hogy részletesebben tárgyalva magyar nyelven adja a magyarországi és a fontosabb külföldi lerakó-

dások stratigrafiáját.” Miként dr. PAPP Károly ismertetőjében (PAPP 1909) írja: „ez a kísérlet fényesen sikerült. Nagysuri BÖCKH Hugó tanár olyan kimerítő, alapos és minden apró részletet felölelő Stratigrafiát írt, hogy az díszére válik a magyar geológiai irodalomnak.”

A „I. Paleontológiai áttekintése” című bevezetésében, amelyet az első magyar nyelvű őslénytanak is tekinthetünk, az állatokat nyolc törzsre osztja. Ezek közül egy a protozoákhoz, hét a metazoákhoz tartozik.

Az egyes állattörzseken és osztályokon belül a ma élő formákból, azok felépítéséből, valamint fejlődéstörténetéből kiindulva, azokat ismertetve, vezet rá az olvasót az őslénytani szemléletnek és adottságoknak megfelelő látásmódra. Mindehhez megadja az egyes ősmaradványoknak rétegtani, illetve korjelző szerepét. A 396 ábrával és XXV táblával ellátott paleontológiai rész a könyv harmadát teszi ki.

¹ Előadásként elhangzott a MFT Tudománytörténeti Szakosztály 2009. január 26-i előadóján

Ábraanyagával is kiválóan szemlélteti azt az alapvető tudásanyagot, amelyet a főiskolások, illetve az érdeklődő szakemberek számára fontosnak és érdemesnek tart.

A könyv kétharmad részét kitevő, 457 ábrát és 25 táblát tartalmazó „II. Stratigrafia” az I. Archei vagy azói kor, II. Eozói kor, III. Paleozói kor, IV. Mezozói kor, valamint V. Kenozói kor sorrendjében tárgyalja a földtörténeti eseményeket.

Az I. Archei vagy azói kor ismertetésekor leírja, hogy „Mérhetetlen időig tarthatott, míg végre a folyton előrehaladó hűlés és az egymásra halmozódó üledékek és eruptív kőzetek oly vastag burkot hoztak létre, hogy a kitorések már nem nyilvánultak oly elemi erővel, hogy a földkéreg relatíve stabilisabb állapotba jutott és végre az élet kifejlődésére is megvoltak a föltételek.”

A fejezet végén — mint a továbbiakban is — gazdag irodalomjegyzéket közöl.

Az II. Eozói kor „Képződményei csak elvétve tartalmaznak szerves maradványokat. Bármennyire sajnálatos körülmény is ez a tudomány szempontjából, könnyen érthető, ha tekintetbe vesszük, hogy mily sokféle metamorfizáló hatásnak voltak a kőzetek alávetve.”

A fejezet végén külföldi példákkal táblázatban közli az eozóikum néhány előfordulását.

A III. Paleozói kor tárgyalása során, számos ábrával illusztrálva bemutatja a kambrium állat- és növényvilágát, az egyes kifejlődési területeket (az Atlanti-óceán északi része, a Csendes-óceán és az Indiai-óceán) és taglalja azok lerakódásait, melyeket a fejezet végén FRECH és mások után táblázatban foglal össze. Itt és a paleozoikum további korainál is FRECH után ősföldrajzi térképeket közöl.

A szilur ismertetése után — miként a további korokban is — bemutatja az állat- és növényvilágot és az egyes kifejlődési területeket, úgymint az észak-atlanti, a balti, a mediterrán, valamint a pacifikus provincia szilurját. A szilur, majd a devon főbb előfordulásainak taglalását, illetve összehasonlító táblázatát FRECH és mások után táblázatban is közzé teszi.

Az eurázsiai és az amerikai provincia devonja után összefoglalja a kambrium, szilur és devon képződmények alpesi, valamint a devon magyarországi előfordulásait.

A karbon vagy kőszén korszak hatalmas állat- és növényvilágának bemutatását, valamint az alsó- és felső-karbon részletes taglalását követően áttekinti az Alpeselek karbonját, majd magyarországi képződményeit.

„Az alsó karbon kőzetei rendkívül sok érctermőt tartalmaznak, a melyeket a Szepes-gömöri Érchegeység területén a felső karbon, a perm és a triász kőzeteiben is megtalálhatunk.”

„A Szepes-gömöri Érchegeység ércfeléreire jellemző, hogy azoknak rendkívül nagy csapásmenti kiterjedésük van és a telérek csapása parallel azokkal a törésekkel, melyeket a hegység csapásirányával párhuzamosan annak peremén ki lehet mutatni.

A karbon meszek és dolomitok Nyusta-Jolsva és Lubenyik térségében — ugyancsak a hasadérendszer mentén feltörő termák hatására — magnezitté, Dobsinán helyenként vaspáttá alakultak át.

A felső karbon a Krassó-szörényi hegységben Újbányánál és Resica mellett fejtésre érdemes széntelepeket is tartalmaz.”

A FRECH és mások által készített táblázatban a külföldiek mellett a magyarországi alsó- és felső-karbon kőzete kifejlődéseket is feltünteti.

A diasz vagy perm tárgyalása során ismerteti az északi félgömb diaszkorú üledékeit, a diasz középtengerének lerakódásait és a déli kontinens diaszát, valamint az Alpeselek és Magyarország diaszkorú üledékeit.

„Magyarország területén a Krassó-szörényi hegységben ismertek alsó diaszkorú lerakódások, melyek szoros összefüggésben állnak a felső karbonnal.”

„Igen hatalmas a perm a Mecsek hegységben, hol nemrég több száz méter mély fúrólukát mélyesztettek.” Megemlíti a BÖCKH János által talált, HEER, O. és TUZSON J. által feldolgozott kővágószőlősi rétegek neumarki flóráját.

A IV. Mezozói kor bevezetésében összefoglalóan jelzi, hogy „a mezozói kor faunája és flórája lényegesen eltér a paleozoikum faunájától és flórájától.”

„Az állatok közül elsősorban az ammonitesek és a belemnitesek szabják meg e kor faunájának jellegét.” A reptiliák erős kifejlődése is jellemző, míg a madarak és az emlősök első előfutáraival találkozunk.

A triász az előző fejezetekhez hasonlóan felépítésében tárgyalja. A triász tengereit és szárazulatait LAPPARENT, A. A. C. és mások után térképen szemlélteti.

Emeletenként részletesen leírja az óceáni triász képződményeit: Keleti- és Nyugati-Alpesekre bontva.

Az triász óceáni üledékek Magyarországon nagy elterjedésben ismertek. A Magyar-középhegységben a Bakony alpesi típusú triászával részletesen foglalkozik. Vázolja a Vértes-Gerecse és a Buda-Kovácsi-hegység, valamint a Mecsek hegység ugyancsak alpesi jellegű triászát.

A jura három szakasza (alsó-, középső- és felső-jura) az angol köfajtók munkásai által használt liász, dogger és malm nevet kapta.

A jura időszak NEUMAYR, M. és LAPPARENT, A. A. C. után közölt tengereinek és szárazulatainak vázlatos térképe alapján is szembetűnik, hogy „A liász lerakódásai sokkal kisebb területet foglalnak el, mint a jura magasabb szintjeinek lerakódásai.” A doggerrel hatalmas transzgresszió kezdődik, a malm végén újra visszahúzódik a tenger.

A Közép- és Nyugat-Európa juráját a liász, (fekete vagy alsó-jura), a dogger (barna vagy középső-jura); és a malm (fehér vagy felső-jura) szerinti tagolásban, gazdag ősmaradvány-anyaggal, három külön táblázatban is szemlélteti. A jura néhány főbb külföldi előfordulását nagy összehasonlító táblázatban közli.

A Magyar-középhegység dunántúli részében a jura teljesen alpesi kifejlődésű. „Lerakódásai csak egyes elszórt foszlányokban ismeretesek.”

Utal BÖCKH János munkásságára, melyet a Déli-Bakonyban végzett: a liászt, a középső-dogbert és a felső-jurából a tithon emeletet mutatta ki.

Az Északnyugati-Bakonyban KOCH Antal tanulmányai szerint a liász kőzetei azonosak a déli-bakonyival, a dogbert

még sikerült kimutatni, míg a tithonból a strambergi rétegek szerepelnek.

Az Északkeleti-Bakonyban [Bakony-] Csernye mellett vannak gazdag cephalopodás faunájú jura üledékek. Az itt HANTKEN M. és SEMSEY A. által gyűjtött anyagot PRINZ Gyula dolgozta fel, ennek alapján a középső-liászt, a felső-liászt, az alsó-doggert és a malmot lehetett kimutatni.

A Vértes–Gerece jura korú lerakódásainak ismeretét főleg HANTKEN M. és HOFMANN K. munkáinak köszöni.

A Mecsek hegység jurája főleg a gazdag szénlepeiről figyelemre méltó. „E képződmények ismeretét BÖCKH János, HOFMANN és PETERS tanulmányainak köszönjük.” Megjegyzi, hogy Pécs közelében a széntartalmú rétegösszlet felsőbb részei elmosódtak és „az alsó liász rétegeire itt közvetlenül az alsó mediterrán következik.”

A Krassó–Szörényi-hegység jurája ugyancsak a liász szénlepeiről [Resica, Stajerlakanina, Drenkova] nevezetes.

A kréta tengereinek és szárazulatainak elterjedését COQUAND, H. és mások után szerkesztett térképen szemlélteti, az alsó-, valamint a felső-kréta néhány főbb külföldi előfordulását táblázatban közli.

„A krétánál egészen sajátos kifejlődését találni az úgynevezett flis vonulatban, mely az Alpeseket és Kárpátokat északról szegélyezi.” A flis vagy kárpáti homokkő vonulatát részletesen ismerteti.

A kréta képződményeket a Bakony, a Mecsek, a Fruska Gora, a Krassó–Szörényi-hegység, a Bihar, a Királyerdő, a Hegyes-Drocsa és a Kárpátok területéről foglalja össze.

Az V. Kenozói kor „üledékei általában lazább szerkezetűek és csak a kenozói kor kezdetén képződnek olyan keményebb kőzetek, melyek a régebbi korok üledékeire emlékeztetnek.” „A tengeri üledékek többnyire laposabb tengerekben keletkeztek és igen elterjedtek édes és brakkvízi lerakódások, valamint eruptív kőzetek is.”

A paleogén tengereinek és szárazulatainak térképvázlatát COQUAND, H. és mások után közli. Igen részletesen foglalkozik az eocén képződményekkel. A Dunántúli-középhegység eocénjét a saját, illetve HANTKEN M. beosztása szerint: Budapest, Esztergom vidékére, a Vértes hegységre és a Bakonyra vonatkozóan táblázatban közli. Az eocén néhány főbb előfordulását, benne a Magyar-középhegységet, az Erdélyi-medencét is kiemelve jól áttekinthető táblázatban foglalja össze.

A Magyar-középhegység dunántúli része a legjobban tanulmányozott eocénjét a szövegben is kimerítően ismerteti, majd kitér a Bükk hegység, a Kárpátok és az Erdélyi-medence eocén képződményeire.

BÖCKH J., HANTKEN M., HOFMANN K. és KOCH A. munkásságára lépten nyomon hivatkozik.

Az oligocént a Magyar-középhegységben, az Erdélyi-medencében, a Kárpátok öbleiben és a kárpáti homokkő vonulatában tanulmányozhatjuk. Az oligocén néhány főbb európai (beleértve a Magyar-középhegységet és az Erdélyi-medencét) előfordulását táblázatban is közli.

Véleménye szerint az oligocén hármas felosztása helyett sokkal célszerűbb, ha az oligocént csak alsó vagy tongrien és felső vagy stampien részre tagoljuk.

A neogén tengereinek és szárazulatainak COQUAND, H. utáni térképvázlata, valamint a miocén néhány főbb előfordulásának összehasonlító táblázata jól összefoglalja a miocénre vonatkozó ismereteket. Ez utóbbi a magyarországi miocénből a Pannon- és az Erdélyi-medence kőzetkifejlődéseit és földtani korát tünteti fel.

A külföldi előfordulások közül bemutatja a Bécsi-medence, a molaszterület, Németország és Belgium, Franciaország, a Földközi-tenger környéke és Amerika miocénjét.

A pliocén néhány főbb európai előfordulását bemutató táblázatban a magyarországi pliocént is az ősmaradványok alapján részletesen tárgyalja.

A negyedkorszak (*diluvium*) tárgyalása során bemutatja az északi félgömb glaciális és diluviális üledékeit. PENCK, A. és BRÜCKNER, E. nyomán felhívja a figyelmet a gүнzi, mindeli, risi és a wümi eljegesedésekre és az interglaciális időszakokra.

Térképen szemlélteti az Alpok jéggel fedett területét, Németország északi részének diluviális folyammedreit és a skandináv belföldi jég kiterjedését a nagy balti végmoréna idején. Bemutatja DE GEER, G. után a diluvium vége felé a Yoldás-tenger, a Litorinás- és az Ancylusos-tó partjának változását, valamint a diluvium tengereinek és szárazulatainak GEINITZ, E. és ARLDT, Th. szerinti térképvázlatát.

A jéggel nem borított területek lerakódásai közül Magyarország diluviális lerakódásaira is kitér.

Ismerteti a jégkorszak okaira vonatkozó elméleteket, az ember szerepét a diluviumban, a táblázatban közli a paleolitik korszak tagolását. Végezetül az *alluviumot* mint a jelen állapotok idejét is megemlíti.

A könyv végén található Betűrendes Név- és Tárgymutató a Geológia első kötetére vonatkozó adatokat is tartalmazza.

Külön érdeme a könyvnek az egyes fejezetek végén szereplő, nagy gondossággal összeállított gazdag irodalomjegyzék, amely a fiatal földtani korok felé haladva egyre terjedelmesebb. Ez is elősegíti a témával foglalkozók további kutatási lehetőségeit.

Irodalom — References

- BÖCKH H. 1903: Geológia. Tankönyv főiskolai hallgatók számára. I. kötet. Általános geológia. — Selmezbánya, 459 p., 180 ábrával és 8 táblával.
- BÖCKH H. 1909: Geológia. Tankönyv főiskolai hallgatók számára. II. kötet. Stratigrafia (zoopaleontológiai áttekintéssel). — Selmezbánya, 897 p., 853 ábrával és 40 táblával.
- PAPP K. 1909: Dr. Böckh Hugó Geológiájának ismertetése. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **49**, 51–54.
- VITÁLIS Gy. 2004: Száz éve jelent meg Selmezbányán dr. Böckh Hugó Geológia (I. Általános geológia) című kötete. — *Földtani Közlemények* **134/3**, 443–446.

Kézirat beérkezett: 2009. 02. 11.

Személyi hírek

Diplomavédések az ELTE-n, 2009

- BARCZA Márton: Észak-Tiszántúli talajvízszint idősorok vizsgálata dinamikus faktoranalízissel
- BODOR Sarolta: Az Ibafa–4 fúrás felső-perm–alsó-triász sziliciklasztos képződményeinek kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei
- BOROS Ákos: Radon kockázati térkép szerkesztése térinformatikai módszerek segítségével a Közép-magyarországi régió területén
- BOTFALVAI Gábor: Az iharkúti késő-kréta kontinentális gerinces lelőhely tafonómiai vizsgálata
- CORA Ildikó: Az úrkúti karbonátos mangánérc ásványtani vizsgálata
- DROTÁR Eszter: Zeolitosodás kaolinitből, földtani és cementipari vonatkozások
- FÁBIÁN Péter: Környezetföldtani és hidrogeológiai vizsgálatokon alapuló hidraulikus modellezés Abony területén
- FEKETÉNÉ BAJUSZ Viktória: *Neitheia* kagylónemzetség a magyarországi krétában
- FISCHER Balázs: A bükkábrányi pannon üledékciklusok szedimentológiai és sztratigráfiai értelmezése
- GYOLLAI Ildikó: Termikus és sokkmetamorf jelenségek egy kis égítést fejlődésében a magyarországi és antarktisi meteoritok petrográfiai, Raman- és infravörös spektroszkópiás vizsgálata alapján
- GYÓRI Orsolya: Késő-eocén korú kőzeteket ért diagenetikus és azokat felülbélyegző hidrotermális folyamatok vizsgálata a Budai-hegységben
- HOCK Eszter: Badacsony és a Ság-hegy összehasonlító vizsgálatának eredményei
- HORTI Anikó: A Derecskei-árok süllyedés- és hőtörténetének vizsgálata vitrintreflexiók mérések alapján
- KÁRMÁN Krisztina: Parti szűrűsű rendszerek vizsgálata vízkémiai és geokémiai ($\delta^{18}\text{O}$) módszerek segítségével a Szentendrei-sziget példáján
- KEMÉNY Botond: Karbonátos kőzet-átalakulások a rudabányai érces összletben
- KISS Balázs: Magmakamra folyamatok és magmafeláramlási sebesség becslése a Kis-Csomád lávadóm alatt
- KLÉBESZ Rita: A bári leucitit petrogenézise
- KUKODA Judit: Potenciális hulladéklerakó helyek földtani vizsgálata Győr-Moson-Sopron megyében
- KULCSÁR Zsuzsanna: A siklósi Rózsabánya (Villányi-hegység) középső-jura rétegeiből előkerült *Phylloceras*-félék (Ammonoidea) vizsgálata
- LENDÉR Henrik: Potenciális hulladéklerakó telepítésére alkalmas helyek földtani jellemzése Szabolcs-Szatmár-Bereg megyében
- LUKÁCS Szilveszter: Paks–Szolnok között húzódo pannon–pleisztocén oldaleltolódás vizsgálata
- MAGYAR Zoltán: A Dunántúl DNy-i részének kavicsképződményei és térinformatikai hátterük
- MAJERCSIK Csaba: Selfperemi deltarendszer progradációjának és tektonikai mozgások általi befolyásoltóságának vizsgálata a Közép-zalai térség pannóniai üledéksorában

- MAROSVÖLGYI Krisztina: A bazaltos kőzet retrográd átalakulásainak (petrográfiai, XRD) és fluidum zárvány vizsgálatai a theistareykiri nagy hőmérsékletű geotermális zónában (Észak-Izland)
- MENYHÁRT Adrienn: Savanyú vulkáni kőzetek ásványtani vizsgálata Mád, Király-hegy környezetében
- MOZGAI Márk: A Zsana-Északi terület vörösalgás mészkőnek repedezettsége kőzetmagvizsgálatok, mélyfúrás és szeizmikus adatok alapján
- MUCSI Péter Milán: A Darnói-egység ércindikációi a Darnó-hegyi Hosszú-völgyben
- NÉMETH Bianca: Beisteini (Ausztria) felzikus granulit xenolitok kőzettani, geokémiai és fluidum zárvány vizsgálata
- NÉMETH Eszter: Kőzettani és vulkanológiai vizsgálatok a Tihanyi-félszigeten
- ORBÁN Richárd: A kaolinit politipek vizsgálata
- RABI Márton: A felső-kréta Csehbányai Formáció Ziphosuchia és Alligatoroidea krokodiljainak rokonsági kapcsolatai és paleobiogeográfiai vonatkozása
- SOMOGYI Kinga: A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszínalatti vizeire
- SÓRON András: A Garábi Slír foraminifera faunája
- SZABÓ Csilla Mária: A Jarandol-medence (Szerbia) boráttelepének ásványtani, kőzettani, geokémiai sajátosságai és képződési folyamatai szeizmikus adatok alapján
- SZERENCSE Csaba: A Budapest környéki szarmata molluszkafaunának rendszertana és paleoökológiai vizsgálata
- URBÁN Lilla: A sámsónházi miocén molluszkafauna vizsgálata
- VARGA Szabolcs: Felső-triász Dachsteini Mészkő karbonátszedimentológiai jellegei a Vértes ÉNy-i részén
- VIRÁGH Attila: Magyarországi Elephantidae fogak morfometriai vizsgálata

Diplomavédések a Miskolci Egyetemen, 2009

- SZEPESI Melinda: Felső-pannóniai folyóvízi összlet üledék- és szénhidrogénföldtani vizsgálata a Makói-árok területén

Elhunyt tagtársaink

A Magyar Tudományos Akadémia, az MTA Földrajztudományi Kutatóintézet és a Gyászoló Család mély megrendüléssel tudatja, hogy MAROSI Sándor a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja, az MTA Földrajztudományi Kutatóintézet ny. igazgatóhelyettese, kutatóprofesszora, az Akadémiai Kutatóhelyek Tanácsa, a Tudományetikai Bizottság, a Szociális Bizottság, a Földrajz I. Tudományos Bizottság (társadalomföldrajz), Földrajz II. Tudományos Bizottság (természetföldrajz), az International Geographical Union (IGU) Magyar Nemzeti Bizottságának tagja, a Magyar Földrajzi Társaság tiszteletbeli elnöke, a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat tiszteletbeli tagja, a Földrajzi Értesítő alapítója, majd főszerkesztője, több hazai földrajzi szakfolyóirat szerkesztője, a Magyarhoni Földtani Társulat tagja, az ELTE címzetes egyetemi tanára, a Lóczy Lajos-érem, a Széchenyi-díj és az Akadémiai Díj tulajdonosa 2009. július 5-én, életének 81. évében elhunyt.

Emlékét kegyelettel megőrizzük.

Szomorúan tudatjuk, hogy Dr. SZEBÉNYI Lajos tagtársunk 2009. július 30-án, életének 90. esztendejében elhunyt.

Fájdalommal tudatjuk, hogy elhunyt SZERECZ Ferenc és Dr. MARCZIS József tagtársunk.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él.

Könyvismertetés

MICHAEL O. SCHWARTZ:

Base metal Sulphide Ore in the Man Shield

It is a comprehensive study about Archean, Paleo-Proterozoic, Birimian base metals, Zn, Cu, Pb sulphides in West Africa. The paper is published in *Geologisches Jahrbuch* 2008, Reihe B, Heft 99.

It is well-documented by 28 figures, 3 tables, 2 appendices and one map of scale 1:2.000.000, covering West Africa.

The Archean and Paleoproterozoic Man Shield in West Africa is an area of 1.1 million km² including localities of Senegal, Guinea, Mali, Burkina Faso, Niger, Ghana, Ivory Coast, Liberia and Sierra Leone. It consists of the Archean Kenema-Man Domain at the west (about one quarter of the Man Shield) and the palaeo-Proterozoic Birimian Supergroup (BS). There is an Archean-Birimian transition zone in western Ivory Coast and eastern Guinea where relicts of Archean rocks are within the BS granite gneiss. The Archean rocks of Kenema Man Domain consist of the Leonian Cycle (2.9–3.4 Ga) and the Liberian Cycle (2.6–2.9 Ga). The Archean is subdivided into a basement complex and supracrustal belts. The basement complex consists of granitoids, gneiss and migmatite. The supracrustal belts are composed of greenstones and meta-sediments. The BS is subdivided into an eastern and a western subprovince. It consists of pyroxenite, amphibolite or diorite, ultrabasic to intermediate and acid meta-volcanic rock, meta-sedimentary rock with minor volcanoclastic, meta-volcanoclastic rock, granite, granodiorite, tonalite, quartz diorite, migmatite or gneiss. About two thirds of the BS consists of granitoids and gneiss, the rest are meta-sedimentary and meta-volcanic rocks. Late granitoid magmatism was accompanied by regional metamorphism up to upper greenschist facies.

Birimian MORB or oceanic interplate basalts are of tholeiitic type. The Perkoa Basalt of Boromo belt and basalt, dolerite and gabbro of Sirba belt are exceptions in the eastern subprovince, where geochemical data indicate rather a subduction related setting. The Man Shield hosts seven major Zn and Cu occurrences which are in the eastern subprovince of the Birimian and in the Archean-Birimian transition zone of the western subprovince in Burkina Faso. The Perkoa massive sulphide Zn deposit has the best economic potential, the four porphyry copper type chalcopyrite occurrences in Burkina Faso and chalcopyrite disseminations in gneiss in Ivory Coast are less important.

The seven major and 109 minor occurrences are hosted by Palaeoproterozoic rocks of the BS. Eleven minor occurrences are known from the Archean, hosted by low grade metamorphic rocks in Sierra Leone and granulite facies rocks in Liberia and Ivory Coast. These sulphide occurrences are mainly: sulphide-poor deposits of gold, iron, manganese or titanium, but sulphides in quartz veinlets, sulphide disseminations and other types of sulphide occurrences are present too.

The important ore deposits and occurrences in the Man Shield are:

1. Perkoa zinc deposit (Burkina Faso): the dominant ore type is massive sulphide. The major minerals are sphalerite (30%), pyrite 25%, barite 10%, pyrrhotite (5%), magnetite (5%), white mica (5%) and quartz (5%). Hydrothermal quartz are relevant where the main

orebody is close to the quartz diorite (0,5 m away). Ba-K-feldspar, Ba-rich biotite, chlorite, turmaline, andradite-rich garnet, ilmenite, rutile, titanite and galena are subordinate. Unlike other volcanic hosted massive sulphide deposits, it contains only traces of chalcopyrite, arsenopyrite, Ag-rich tetrahedrite and molybdenite. The deposit is located in a steeply NW dipping meta-volcano-sedimentary suite with a few granitoid dikes. The main host of the orebodies is a siliceous tuffite or tuffaceous sediment which is graphite free and underlies the carbonaceous schist. In the tuffitic suite 0.5–5m thick bodies of microdiorite and dikes of dacite, quartz microdiorite and microtonalite occurs. Adjacent to massive sulphide occur max. 2m thick body of microdiorite is found and in the massive sulphide there are small inclusions (≤ 4 cm across) of microdiorite.

Close to the massive ore in hydrothermally strongly altered granitoid dikes disseminated sulphides as well as sulphide veinlets were developed. A large intrusive quartz-diorite body (2175 \pm 1Ma U-Pb zircon age) grading into tonalite is located below the main ore body. The contact between tuffitic host rock and quartz diorite (at an average distance of 15m from the main orebody) is characterised by sulphide stringers (0.1–10cm). Thick stringers (5–10cm) enclose strongly corroded fragments of quartz diorite.

As concerning structural geology the position of orebodies and the contact between the quartz diorite and tuffite are subparallel. The main schistosity of the tuffaceous rocks above the deposit is oriented subparallel or at an acute angle to attitudes of the orebodies and the quartz diorite contact.

It may be assumed: 1. the deposition of the ore was controlled by openings produced in a shear zone, 2. the ore formation predates deformation and so the shearing occurred after ore deposition. The most likely alternatives are the syndepositional shearing with a normal sense of movement

The unusual composition of the Perkoa deposit ($Zn \geq Ba \geq Pb \geq Cu$) can be explained by high $m_{\text{oxidized}}/m_{\text{reduced}}$ ratios of the ore forming fluids and/or a surge with high ($Zn+Ba/Cu+Pb$) ratios such as the quartz diorite.

2. Gongody copper deposit (Burkina Faso): has features analogous to porphyry copper deposits. It is composed of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite, rare molybdenite and cubanite. It is linked to collapse breccia pipes and fractures in Birimian diorite at the diabase-microdiorite contact. Alteration minerals are: chlorite, sericite, epidote and carbonates.

3. Diénéméra copper occurrence (Burkina Faso): disseminated pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, molybdenite and cubanite occurs in hydrothermal intrusive breccias in meta-diabase, splite, keratophyre at the contact to Birimian diorite. Alteration minerals are similar to those at Gongody.

4. Goren copper molybdenum occurrence (Burkina Faso): disseminated pyrite, chalcopyrite, molybdenite, pyrrhotite and cubanite occurs in a quartz-diorite body. There is an intense quartz-sericite alteration.

5. Wayen copper-molybdenum occurrence (Burkina Faso): disseminated pyrite and chalcopyrite occur in a Birimian quartz-microdiorite, which shows irregular propylitisation and silicification.

6. Tiebelé zinc occurrence (Burkina Faso): is a volcanic hosted massive sulphide deposit. Disseminated and fracture filling magnetite, sphalerite and chalcopyrite occur in tuffite of rhyolitic to dacitic composition. Meta-basalt and graphite schist are part of the volcanosedimentary sequence intruded by granitoids.

7. Gan lead occurrence (Burkina Faso): the only significant lead occurrence in the Birimian. The vein composed of massive galena and very little quartz is emplaced in a Birimian volcanosedimentary sequence with quartzite, micaschist and amphibolite.

8. Monogaga copper occurrence (Ivory Coast): a metamorphosed porphyry copper deposit. Disseminated pyrite, chalcopyrite, molybdenite and magnetite mainly occur in biotite rich portions of the gneiss, but a minor quantity is hosted by amphibolite and granodiorite.

9. Zeitouo copper occurrence (Ivory Coast): metamorphosed porphyry copper deposit. Lenses and disseminated pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, bornite, sphalerite, galena and molybdenite occur in fine-grained Birimian biotite gneiss, close to a gneissic granodiorite of Archean age.

10. Copper occurrences in the Falémé iron district (Senegal): these are the most important ore deposits in the Man Shield. It consists of 9 major and 19 minor orebodies of exo- and endo-skarn types. Exo-skarns and endoskarn are hosted in dolomitic and calcitic marble and albitised microdiorite respectively.

The fact that the low grade greenstone belts represent more favorable setting for massive sulphide deposits than high grade terrains gives the explanation for the scarcity of sulphide ore in West Africa.

As concerning sulphide ore-potential of the Man Shield the volcanogenic exhalative setting is considered to be significant, the porphyry-copper type mineralisation is of secondary importance. About 60 Archean VHMS deposit are known worldwide and most of them are located in the Superior and Slave provinces of Canada. Some of them occur in the Yilgarn and Pilbara Blocks of Australia and one is known in China. Many deposits are located in low metamorphic grade terrains whereas in the Archean of West Africa the high-grade metamorphism is characteristic. Comparing the ratio between Archean greenstone belts and granite-gneiss terrains of

West Africa and Canada — where most of the Archean volcanic hosted massive sulphide deposits are located — it is much lower in West Africa than in Canada (Superior Province and Slave Province). Acid volcanic rocks are associated with many VHMS deposits in Canada and Australia, but not in West Africa. This fact may explain the scarcity of sulphide ore in West Africa, notwithstanding that the age range of the Archean intrusive and metamorphic rocks (2.7–2.9Ga) is similar to the age range of the Archean VHMS deposits in Canada (2.7–3.0Ga). Neither Ni-sulphide occurrences nor komatiite-associated Ni-Cu-sulphide and komatiites with Zn-rich ferrochromite deposits have been identified in West Africa. The scarceness of major lead mineralisation is characteristic for Palaeo-proterozoic and Archean terrains worldwide, so it is understandable that the large amount of lead — dominantly of radiogenic origin — located during the formation of younger continental crust. In the palaeo-Proterozoic BS large ore forming hydrothermal low-sulphur systems have been preserved. The scarceness of high sulphur hydrothermal systems is related to the juvenile character of large parts of the Birimian crust. Juvenile low-S “pre-subduction” magmatism represents a less suitable environment than high-S subduction magmatism with sulphur enrichment by the subducted oceanic slab, or magmatism favouring the assimilation of crustal sulphur.

Hydrothermal activity at most part of the Birimian was dominated by low-sulphur fluids. According to the author, the future exploration must be concentrated on massive sulphide deposition linked to quartz diorite and tonalite in West Africa.

Éva VETŐ-ÁKOS

Tartalom — Contents

PETRIK Attila Balázs: A villányi-hegységi mezozoos képződmények mikrotektonikai méréseinek értelmezése. — Interpretation of the results of microtectonic measurements performed with respect to mesozoic formations of the Villány Hills, Hungary.	217
KLÉBESZ Rita, HARANGI Szabolcs, THEODOROS NIAPLOS: A balatonmáriai ultrakáli trachandezit petrogenézise. — Petrogenesis of the ultrapotassic trachyandesite at Balatonmária.	237
KESSLER Jenő: Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához II. rész. — New results with regard to the Neogene and Quaternary Avifauna of the Carpathian Basin. Part II.	251
UHRIN András, MAGYAR Imre, SZTANÓ Orsolya: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai töldekképződés menetére a Zalai-medencében. — Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin.	273
PAZONYI Piroksa: A Kárpát-medence felső-pliocén és kvarter emlősfajta közösségeinek paleoökológiai vizsgálata. — Palaeoecological investigations of Upper Pliocene and Quaternary mammalian communities in the Carpathian Basin.	283
HORSÁTH Zoltán, MINDSZENTY Andrea, KROLOFF Badre, KÁRPÁTI Zoltán: Római kori talajjal fedett travertínórétegekről Óbudán — Az ember környezetváltoztató hatásának korai dokUMENTUMAI a főváros területén. — Sub-Recent travertine deposits buried by a humiferous palaeosol of Roman age at Hunor utca, Óbuda — a testimony of man-and-environment interaction from Roman times.	305
VITÁLS György: Száz éve jelent meg Selmechényán dr. B ÖCKH Hugó Geológia (II. Stratigrafia) című kétf. — The hundredth anniversary of the publication of Dr. Hugo B ÖCKH's Geology and Stratigraphy, Volume II.	315
Hírek, Ismeretések (összeállította PALOTÁS Klára)	319

