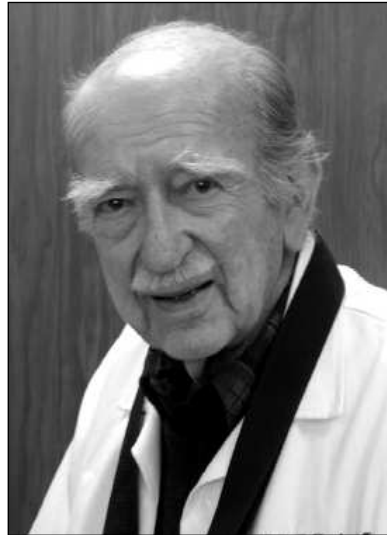


# In memoriam

**DR. CSERNA Zoltán / Dr. Zoltan de CSERNA de GÖMBÖS**



1928—2014

Mexikóvárosban, 86 éves korában, 2014. május 23-án elhunyt Dr. Zoltan de CSERNA de GÖMBÖS, a Mexikói Állami Egyetem, az Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) professzora, a Magyarhoni Földtani Társulat külföldi tiszteleti tagja.

Budapesten született, 1928. március 3-án. Elemi iskoláit és gimnáziumi tanulmányait is itt folytatta, utóbbit a Budai Egyetemi Katolikus Gimnáziumban, ahol leérettségizett. Beiratkozott a Pázmány Péter Tudományegyetem Jog- és Államtudományi karára, de a közvetlenül a háború utáni bizonytalan politikai és gazdasági helyzetben, 1946-ban, 18 éves korában, a diplomáciai szolgálatban levő bátyjával az Egyesült Államokba távozott, ahol menedékkjogot kapott. A szülőföld újbóli meglátogatására egészen a 2002. évig nem szánta rá magát. Ennek származási okai is voltak, anyai nagyapja az 1930-as évek elejének vitatott megítélésű miniszterelnöke, GÖMBÖS Gyula volt. A spanyol névírásnak megfelelő, az apa és az anyai vezetéknévének feltüntetését is tartalmazó teljes nevét (Zoltan de CSERNA de GÖMBÖS) is csak egy 2003-ban megjelent publikációban láthatjuk először.

Az Egyesült Államokban a New Mexico-i Albuquerque egyetem elfogadta a magyarországi érettségi bizonyítványt, és a háború utáni konjunktúra vonzóvá tette a geológus képzettséget, így beiratkozott az egyetem geológus szakára. Megszerezte a BSc-t majd, 1951-ig eleget tett az MSc vizsgakövetelményeinek, diplomáját 1952-ben, Mexikóból visszatérve védte meg.

1951 júniusában mexikói egyetemi társa révén állásajánlatot kapott a mexikói, nyersanyag kutatással foglalkozó cégnél, az *Instituto Nacional de Investigaciones para los Recursos Minerales*-nél (*INIRM*), (jelenleg *Servicio Geológico Mexicano*). Elhagyta az Egyesült Államokat, így megmenekült a koreai háborúba szülő katonai behívótól, viszont új közegben, új nyelvi környezetben kellett szakmai karrierjét megalapozni. Nyersanyagkutató expedíció tagjaként dolgozott Mexikó ÉNy-i, sivatagos részén, közben egyre szorosabb konzultációs kapcsolatok fűzték a Mexikói Állami Egyetem (UNAM) keretében működő Földtani Intézethez (*Instituto de Geología*).

1952. július 1-én belépett a földtani intézetbe, mint segédmunkatárs, megkezdve több mint 60 évig tartó releváns kutatási eredményekkel és sikerekkel kísért kutató és oktató munkáját. Kezdetben, több mint tíz évvel a lemeztectonikai elmélet megszületése előtt, a mexikói aktív és passzív kontinentális peremek, a nagyméretű horizontális eltolódások geológiai, nagyszerkezeti kérdéseivel foglalkozott. Ez az új szemlélet tükröződik szakmai életművének egyik legfontosabb alkotásán, Mexikó 1:2 500 000 méretarányú tektonikai térképén, melyet a *Geological Society of America* publikált 1961-ben.

1955-ben a New York-i Columbia Egyetemen megvédte doktori disszertációját. A monográfia az 1956-ban Mexikóvárosban rendezett XX. Nemzetközi Geológiai Kongresszus önálló kiadványaként jelent meg. A kongresszus nemzetközi elismertséget hozott számára, amit széleskörű

nyelvtudása, előadásai, az általa vezetett kirándulások, az ahhoz készített kirándulásvezetők alapozták meg.

A következő évtizedekben főleg Mexikó déli, és középső részének számos területén, különösen a Sierra Madre Oriental hegységben végzett geológiai térképezést. Új elméletet dolgozott ki a hegység szerkezeti fejlődésére vonatkozóan, felismerve a mezozoos rétegsorban elhelyezkedő evaporitoknak a hegység felgyűrődésében, és egyes egységek gravitációs átrendeződésében játszott szerepét. Továbbra is foglalkozott a DNy-Mexikó csendes-óceáni partjai mentén, az észak-amerikai kontinentális és a pacifikus óceáni lemez határán húzóódó transzform vető nagyszerkezeti jelentőségével. Rétegtani elemzések, tektonikai szempontok alapján nyersanyagleőhelyek értékelésében vett részt, és számos egyéb gyakorlati feladat megoldása, földrengés veszélyeztetettség, gátak, vízerőművek, ipari létesítmények telepítése érdekében folytatott szakmai konzultációs tevékenységet. Több energetikai cégnél töltött be tanácsadói szerepet. Közben sorra jelentek meg tudományos közleményei, monográfiái Mexikóban, az Egyesült Államokban és nemzetközi folyóiratokban. Tudományos teljesítményét több szakmai szervezeti tagsága is jelzi. 1962-ben tagjai sorába választotta az *Academia Mexicana de Ciencias*. Tagja volt a *Geological Society of America* vezető testületének, a *Guggenheim Foundation*-nek, a *Geologische Vereinigung*-nak, az *Unión Geofísica Mexicana*-nak, és oktatási tevékenységével kiérdemelte az UNAM legmagasabb akadémiai rangját, az *emeritus kutató professzor* címet.

Cserna Zoltán fáradhatatlanul ápolta a mexikói–magyar szakmai kapcsolatokat. A geológia terén ennek lehetőségét

az 1972-től Kubában dolgozó magyar térképező geológusok elismert szakmai tevékenysége teremtette meg. A személyes kapcsolatfelvételt az intézmények — *Instituto de Geología de la UNAM* és a *Magyar Állami Földtani Intézet* — közötti, megállapodásokon nyugvó, projekt rendszerű közös munkák követték. CSERNA Zoltán kezdeményezése, figyelme és támogatása nélkül nem lehetett volna sikereket elérni. Kapcsolatépítő tevékenységét honorálta a magyar kormány a Köztársasági Érdemrend Kiskeresztje kitüntetés adományozásával, melyet személyesen GÖNCZ Árpád köztársasági elnök nyújtott át 1997. évi hivatalos mexikói látogatása alkalmából. A Magyarhoni Földtani Társulat a magyarságát mindvégig megőrző, nemzetközi hírű szakembert jutalmazta a *külföldi tiszteleti tag* cím adományozásával 1994-ben.

CSERNA Zoltán köztisztelőben álló személyisége volt a Mexikói Állami Egyetemnek. Hosszú kutatói, oktatói pályájának nevezetes állomásait, a Mexikóba érkezés 50. (2001), majd a 60. évfordulóját (2011), pályatársai nagyszabású konferenciákkal és kiadványokkal ünnepelték. Halálakor diákjai a következő bejegyzéssel búcsúztak tőle az UNAM honlapján: „Mélyszéges fájdalomunkat fejezzük ki Dr. Zoltan de Cserna de Gömbös elhunytá alkalmából, aki nagyra növő palántát ültetett el az oktatás mezéjén, és hatalmas örökséget hagyott a földtudományok terén.”

BREZSNYÁNSZKY Károly

*Köszönetemet fejezem ki Magdalena ALCAYDE-nak és Dr. Luis Miguel MITRE-SALAZARNak az értékes életrajzi és bibliográfiai adatok rendelkezésemre bocsátásáért.*

## Nyomtatásban megjelent szakirodalmi munkássága

### 1951

CSERNA, Z. de 1951: El conocimiento actual de la plataforma continental y su significado tectónico. — *México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Congreso Científico Mexicano, Memoria del Congreso Científico Mexicano* **3**, 9–22.

### 1954

CSERNA, Z. de 1954: Trazo geológico con fotografías aéreas de tipo trimetrogón. — *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **6**, 307–330.

### 1955

CSERNA, Z. de 1955: Notes on the tectonics of southern Mexico. — In: WEEKS, L. G. (ed): *Habitat of oil*. — Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 523–532.

### 1956

ROGERS, C. L., CSERNA, Z. de, TAVERA-AMEZCUA, E. & ULLOA, S. 1956: General geology and phosphate deposits of the Concepción del Oro district, Zacatecas, Mexico. — *Bulletin of the U.S. Geological Survey* **1037-A**, 1–102. Publicado también en español como: *Boletín Instituto Nacional para la Investigación de los Recursos Minerales de México* **38**, 129 p.

CSERNA, Z. de 1956: Geología de la región entre Parral, Chihuahua y Monterrey, Nuevo León. — *México D. F., Congreso Geológico Internacional 20, Excursión A-13*, 16–22, 59–117.

CSERNA, Z. de 1956: Geología de la región entre Chilpancingo y Acapulco, Guerrero. — *México D. F., Congreso Geológico Internacional 20, Excursión A-9 y C-12*, 129–151. Publicado también en el *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **9**, 409–431.

CSERNA, Z. de 1956: Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. — *México D. F., Congreso Geológico Internacional 20, monogr.*, 87 p.

**1958**

CSERNA, Z. de 1958: Posibilidades respecto a fosforita en el sur de México. — *Boletín Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México)* **42**, 15 p.

**1960**

CSERNA, Z. de 1960: Orogenesis in time and space in Mexico. — *Geologische Rundschau* **50**, 595–605.

**1961**

CSERNA, Z. de 1961: *Tectonic map of Mexico*. — New York, Geological Society of America, escala 1:2,500,000.

CSERNA, Z. de & KENT, B. H. 1961: Mapa geológico de reconocimiento y secciones estructurales de la región de San Blas y El Fuerte, Estados de Sinaloa y Sonora. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Cartas Geológico Mineras* **4**, con texto explicativo al reverso.

ROGERS, C. L., TAVERA-AMEZCUA, E., OJEDA-RIVERA, J., CSERNA, Z. de & VLOTEN, R. van, 1961: Marine phosphorites of north-central Mexico. — *U.S. Geological Survey, Professional Paper* **424**, D222–D224.

ROGERS, C. L., CSERNA, Z. de, TAVERA-AMEZCUA, E., VLOTEN, R. van & OJEDA-RIVERA, J. 1961: Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí. — *Boletín Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México)*. **56**, 322 p.

**1962**

CSERNA, Z. de, SCHMITTER-VILLADA, E., DAMON, P. E., LIVINGSTON, D. E. & KULP, J. L. 1962: Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcifera del norte de Sinaloa. — *Boletín Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología* **64**, 71–84.

ROGERS, C. L., CSERNA, Z. de, OJEDA-RIVERA, J., TAVERA-AMEZCUA, E. & VLOTEN, R. van 1962: Tectonic framework of an area within the Sierra Madre Oriental and adjacent Mesa Central, north-central Mexico. — *U.S. Geological Survey, Professional Paper* **450**, C21–C24.

**1963**

GUZMÁN, E. J. & CSERNA, Z. de 1963: Tectonic history of Mexico: in Backbone of the Americas. — *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **2**, 113–129.

ROGERS, C. L., VLOTEN, R. van, OJEDA-RIVERA, J., TAVERA-AMEZCUA, E. & CSERNA, Z. de 1963: Plutonic rocks of northern Zacatecas and adjacent areas, Mexico. — *U.S. Geological Survey, Professional Paper* **475**, C7–C10.

**1965**

PÉREZ-IBARGÜENGOITIA, J. M., HOKUTO-CASTILLO, A. & CSERNA, Z. de 1965: Reconocimiento geológico del área de Petlalcingo– Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Paleontología Mexicana* **21/1**, 1–22.

CSERNA, Z. de 1965: Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. — *Boletín Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología* **62**, 76 p.

CSERNA, Z. de 1965: Notas sobre la geología de la región de Placer de Guadalupe y Plomosas, Estado de Chihuahua. — *Boletín Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología* **74**, 135–143.

**1967**

CSERNA, Z. de 1967: Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift. — *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **30**, 159–168.

CSERNA, Z. de 1967: Minerales para fertilizantes en México. — *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **30**, 169–193.

**1968**

CSERNA, Z. de 1968: Summary of the geology of the region along the route Mexico City – Cuernavaca – Iguala – Taxco – Ixtapan – Toluca and Mexico City. — *México D. F., Geological Society of America, Annual Meeting, Field trip guidebook* **5**, 2–20.

CSERNA, Z. de 1968: Notes on the geology of the region between Mexico City and Huajuapán, with special emphasis on the Jurassic stratigraphy. — *México D. F. Geological Society of America, Annual Meeting, Field trip guidebook* **7**, 2–9.

CSERNA, Z. de 1968: Mexico City — its geologic setting. — *Geotimes* **13/9**, 10–13.

CSERNA, Z. de 1968: Geología en el desarrollo económico-social de México. — In: Las ciencias geológicas y su perspectiva en el desarrollo de México. — *México, D. F., Centro Nacional de Productividad*, 41–87.

**1969**

CSERNA, Z. de 1969: The “Alpine Basin and Range Province” of north-central Chihuahua: Ciudad Juárez, Chih. — *New Mexico Geological Society, Field Conference, Guidebook*, 66–67.

CSERNA, Z. de 1969: Notas sobre la geología del área de Tecamatlán, Municipio de Tecamatlán, Estado de Puebla. — *México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Paleontología Mexicana* **27**, 70–88.

**1970**

- CSERNA, Z. de 1970: The Precambrian of Mexico. — In: RAMKAMA, K. (ed.): *The Precambrian*. — Nueva York, Interscience-Wiley **4**, 253–270.
- CSERNA, Z. de, SCHMITTER-VILLADA, E., RINCÓN-ORTA, C. & SOLÓRIO-MUNGUÍA, J. 1970: Una edad pérmica temprana de la región de Placer de Guadalupe, noreste de Chihuahua. — *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **31**, 63–73.
- CSERNA, Z. de 1970: Reflexiones sobre algunos de los problemas de la geología de la parte centromeridional de México. — *México D. F., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Libro-guía México-Oaxaca* 37–50.
- FRIES, C., Jr., RINCÓN-ORTA, C., SOLÓRIO-MUNGUÍA, J., SCHMITTER-VILLADA, E. & CSERNA, Z. de 1970: Una edad radiométrica ordovícica de Totoltepec, Estado de Puebla. — *México D. F., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Libro-guía México-Oaxaca* 164–166.
- CSERNA, Z. de 1970: Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico. — In: SEEWALD, K. & SUNDEEN, D. (eds): *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt., Midland, Texas, West Texas Geological Society, DeFord Symposium*, 99–117.

**1971**

- CSERNA, Z. de 1971: Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. — *Geologische Rundschau* **60**, 1488–1513.
- CSERNA, Z. de 1971: Taconian (early Caledonian) deformation in the Huasteca Structural Belt of eastern Mexico. — *American Journal of Science* **271**, 544–550.

**1972**

- CSERNA, Z. de 1972, Essay review of „Stratigraphie und Stratotypus by Otto H. Schindewolf”. — *American Journal of Science* **272**, 189–194.

**1974**

- FRIES, C., Jr., RINCÓN-ORTA, C., SILVER, L. T. McDOWELL, F. W., SOLÓRIO-MUNGUÍA, J., SCHMITTER-VILLADA, E. & CSERNA, Z. de 1974: Nuevas aportaciones a la geocronología de la Faja Tectónica Oaxaqueña. — *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **26**, 157–182.
- CSERNA, Z. de, FRIES, C., Jr., RINCÓN-ORTA, C., WESTLEY, H., SOLÓRIO-MUNGUÍA, J. & SCHMITTER-VILLADA, E. 1974: Edad precámbrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero. — *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **26**, 183–193.
- CSERNA, Z. de, FRIES, C., Jr., RINCÓN-ORTA, C., SOLÓRIO-MUNGUÍA, J. & SCHMITTER-VILLADA, E. 1974: Nuevos datos Geocronométricos paleozoicos del sur de México. — *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **26**, 195–204.
- CSERNA, Z. de, FRIES, C., Jr., VALDÉZ-MENDOZA, F., RINCÓN-ORTA, C., SILVER, L. T., WESTLEY, H., SOLÓRIO-MUNGUÍA, J. & SCHMITTER-VILLADA, E. 1974: Datos geocronométricos adicionales para el magmatismo cretácico del sur de México. — *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **26**, 225–235.
- CSERNA, Z. de, FRIES, C., Jr., RINCÓN-ORTA, C., SILVER, L. T., WESTLEY, H., SOLÓRIO-MUNGUÍA, J. & SCHMITTER-VILLADA, E. 1974: Datos geocronométricos terciarios de los Estados de México, Morelos y Guerrero. — *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* **26**, 263–273.
- CSERNA, Z. de 1974: La evolución geológica del panorama fisiográfico actual de México. — In: México — panorama histórico y cultural. — *México, D. F., Instituto Nacional Antropología e Historia* **1**, 19–36.
- CSERNA, Z. de 1974: Memorial — Manuel Maldonado-Koerdell. — *Geological Society of America, Memorials* **3**, 103–106.

**1975**

- CSERNA, Z. de 1975: On the geology of parts of the Trans-Mexico Volcanic Belt and of the Mexican Central Plateau. — *México, D. F., Internal. Clay Conference, Guidebook of field-trip* **1**, 1–72.
- CSERNA, Z. de 1975: Mexico. — In: FAIRBRIDGE, R. W. (ed.): *The encyclopedia of world regional geology*. Part 1. Stroudsburg, Pennsylvania, Hutchinson and Ross, 348–360.

**1976**

- CSERNA, Z. de 1976: Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. — *Geological Society America Bulletin* **87**, 1191–1199.
- CSERNA, Z. de 1976: Mexico-geotectonics and mineral deposits. — *New Mexico Geological Society, Special Publications* **6**, 18–25.

**1977**

- CSERNA, Z. de, GRAF, J. L. & JR., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. 1977: Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología* **1**, 33–43.
- CSERNA, Z. de, DELEVAUX, M. H. & HARRIS, D. C. 1977: Datos isotópicos mineralógicos, y modelo genético propuesto para los yacimientos de plomo, zinc y plata de Fresnillo, Zacatecas. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología* **1**, 110–116.

**1978**

- CSERNA, Z. de, ARMSTRONG, R. L., YAÑEZ-GARCÍA, C. & SOLÓRIO-MUNGUÍA, J. 1978: Rocas metavolcánicas e intrusivos relacionados paleozoicos de la región de Petatlán, Estado de Guerrero. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología* **2**, 1–7.
- CSERNA, Z. de, PALACIOS-NIETO, M. & PANTOJA-ALOR, J. 1978: Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en área colindantes de México y Michoacán. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología* **2**, 8–18.
- CSERNA, Z. de 1978: Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estados de Guerrero y México. — *México, D. F. Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía a Tierra Caliente*, 1–25.

C SERNA, Z. de & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. 1978: Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas, y Reinterpretación tectónica del Esquistó Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas; contestación. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología* **2**, 212–215.

### 1979

C SERNA, Z. de 1979: La geología en México: un nuevo enfoque. — *Sociedad Geológica Mexicana, La Gaceta Geológica* **5/27**, 4–11.

### 1980

C SERNA, Z. de, ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. & PALACIOS-NIETO, M. 1980: Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. — *México, D. F., Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía a la cuenca del alto Río Balsas*, 1–33.

### 1981

C SERNA, Z. de 1981: Fisiografía, geología regional y sismicidad. — In: MAYCOTTE, J. L. (ed.): Geología y geotecnia del Proyecto Hidroeléctrico El Caracol, Guerrero. — *México, D. F., Comisión Federal de Electricidad* **26**, 15–19, 23–37.

C SERNA, Z. de & FRIES, C. Jr. 1981: Hoja Taxco 14Q-h(7), con Resumen de la geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, mapa con texto*, 47 p.

C SERNA, Z. de 1981: Margen continental de colisión activo en la parte suroccidental del Golfo de México. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología* **5**, 253–261.

### 1982

C SERNA, Z. de 1982: Hoja Tejupilco 14Q-g(9), con Resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, Estados de Guerrero, México y Michoacán. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, mapa con texto*, 29 p.

### 1983

C SERNA, Z. de 1983: Mapa geológico y secciones estructurales de la Hoja Iguala 14Q-h(10), Estado de Guerrero y Morelos. — *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000*.

### 1985

C SERNA, Z. de 1985: La explicación, más allá de la geología. — In: Esto paso en México., *México, D. F., Editorial Extemporáneos, Documentos Extemporáneos* **7**, 20–25.

### 1987

C SERNA, Z. de, FUENTE-DUCH, M. de la, PALACIOS-NIETO, M., TRIAY, L., MITRE-SALAZAR, L. M. & MOTA-PALOMINO, R. 1987: Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. — *México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín Instituto Geología* **104**, 76.

### 1989

C SERNA, Z. de, 1989: An outline of the geology of Mexico. — In: BALLY, A. & PALMER, A. (eds): *The Geology of North America — An overview*. Geological Society of America 233–264.

### 1990

DE C SERNA, Z. 1990: La evolución de la geología en México (~1500–1929). — *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, **9**, 1–20.

### 1994

DE C SERNA, Z., PANTOJA-ALOR, J., ELÍAS-HERRERA, M. & SÁNCHEZ-ZAVALA, J. L. 1994: Calk-alkaline volcanic rocks in the pre-Upper Jurassic basement of south-central Mexico — a late Paleozoic – early Mesozoic convergent plate margin? — *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **11/2**, 253–256.

### 1995

C SERNA, Z. de 1995: Quaternary drainage development in central Mexico and the threat of an environmental disaster; a geological appraisal. — *Environmental and Engineering Geoscience* **1/1**, 29–34.

### 2003

C SERNA de GÖMBÖS, Z. de 2003: *Mis 50 años geologizando y enseñando en la UNAM*. — In: Forjadores de la Ciencia en la UNAM. Conferencias del Ciclo *Mi vida en la ciencia*: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Coordinación de la Investigación Científica, 233–239.

### 2011

C SERNA Z. 2011: Tequila, tortilla, bakancs és kalapács. — HORN, J. (szerk.) *Földtudományok, bányászat, fenntartható fejlődés*, Budapest, 47–54.

## Az alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció törmelékes kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellemzői a Túrony–1 fúrásban (Szlavóniai–Drávai-terrénum)

VARGA Andrea<sup>1</sup>, RAUCSIK Béla<sup>1</sup>, SZAKMÁNY György<sup>2</sup>

<sup>1</sup>SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.,  
e-mail: raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

<sup>2</sup>ELTE TTK FFI Kőzettan–Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C

### *Mineralogical and petrographic characteristics of siliciclastic rocks from the Lower Permian Korpád Sandstone Formation of borehole Túrony–1 (Slavonia–Dráva Unit)*

#### Abstract

This paper presents the results of a mineralogical and petrographic study of Lower Permian red sandstones and siltstones penetrated by the borehole Túrony–1 (Tu–1), Korpád Sandstone Formation, Southern Transdanubia, Hungary. Apart from the transition zones between the Korpád Sandstone and underlying/overlying formations with mixed grain composition, the studied succession comprises quartz- and mica-rich siliciclastic rocks with abundant metamorphic rock fragments. In the fine-grained siltstones, the presence of an intensive bioturbation suggests a relatively humid depositional environment (wet red beds). Considering the framework grain composition and the clay mineral assemblages, a relatively wide (~40–60 m) fault zone is assumed to exist between the Túrony Slate and Korpád Sandstone formations in the borehole Tu–1. Similarly, an extensive tectonic zone could occur on the boundary between the Jakabhegy Sandstone and Korpád Sandstone.

*Keywords: X-ray powder diffraction, petrography, siliciclastic sequence, Permian, Villány Mountains*

#### Összefoglalás

Tanulmányunkban a Túrony–1 (Tu–1) fúrásból a Korpádi Homokkő Formáció (dél-dunántúli alsó-perm) vörös homokkő és aleurolit kőzettípusainak ásványtani és kőzettani vizsgálati eredményeit mutatjuk be. A vizsgált rétegsort uralkodóan metamorf kőzettörmelékben gazdag, kvarc- és csillámdús kőzetek építik fel. A finomszemcsés kőzetekben megfigyelhető intenzív bioturbáció nedves üledékképződési környezetre („wet red beds”) utal. Figyelembe véve a vázalkotó szemcsék mennyiségi arányát, valamint az agyagásványos összetételt feltételezzük, hogy a Tu–1 fúrásban a Túronyi Agyagpala és a Korpádi Homokkőként elkülönített rétegsor széles (kb. 40–60 m) törésszóna mentén érintkezik. Hasonlóan, a Korpádi Homokkő felső szakaszának felső részén a Jakabhegyi Homokkő és a Korpádi Homokkő határán szintén széles tektonikus zóna feltételezhető.

*Tárgyszavak: röntgen-pordiffrakció, petrográfia, törmelékes rétegsor, perm, Villányi-hegység*

#### Bevezetés

A dél-dunántúli permi kontinentális képződmények közül a több évtizeden keresztül termelt uránércnek köszönhetően a Kővágószőlősi Homokkő Formáció (Kővágó-töttösi Homokkő Tagozat) rendkívül nagy jelentőségű volt a közelmúltban (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A nagy aktivitású radioaktív hulladék elhelyezésére irányuló kutatás a finomszemcsés Bodai Agyagkő Formációra koncentrált a területen (pl. ÁRKAI et al. 2000, KONRÁD et al. 2010, MÁTHÉ & VARGA 2012). A permi üledékciklus

idősebb formációi (Túronyi Agyagpala, Korpádi Homokkő és Cserdi Konglomerátum) azonban a kedvezőtlen feltartási viszonyok, illetve a potenciális nyersanyagok hiánya miatt részletes kutatási programok tárgyát nem képezték, ezért a kapcsolódó földtani ismeretek mind lokális, mind regionális szinten napjainkban is számos nyitott kérdést vetnek fel (VARGA 2009).

A korábbi dokumentációkat áttekintve szembetűnő, hogy a dél-dunántúli paleozoos rétegsor tagolásán belül — különösen a csak mélyfúrásokból ismert képződmények bemutatásakor — gyakori a bizonytalanság, esetleg ellent-

mondások fedezhetők fel a különböző szerzőktől származó leírásokban. Ez alól nem kivétel a Túrony–1 fúrás sem, amelyben a Túronyi Formáció kőzetegyüttesét az első földtani dokumentáláskor JÁMBOR ÁRON és SZEDERKÉNYI TIBOR a felső-permi Bodai Aleurolit Formációba sorolta (KASSAI 1976, BARABÁSNÉ STUHL 1988a, FÜLÖP 1994; újabb hivatalos elnevezése Bodai Agyagkő Formáció), valamint a jelenleg Korpádi Homokkő Formációba tartozó szakaszt korábban a Kővágószőlősi Homokkővel azonosították (BARABÁSNÉ STUHL 1988b, FÜLÖP 1994).

Tanulmányunkban a Túrony–1 (a továbbiakban Tu–1) fúrás Korpádi Homokkő Formációba sorolt szakaszából a homokkő és az aleurolit kőzettípusok ásványtani és kőzettani vizsgálatának eredményeit, valamint integrált értelmezését mutatjuk be. A képződmény ásványos összetételének, illetve szöveti jellemzőinek pontosítása a lepusztulási terület földtani felépítésének, az egykori üledékképződési környezet lehetséges ösföldrajzi kapcsolatainak, valamint az üledékképződést követő jelentős diagenetikus események felvázolását teszi lehetővé.

### A Korpádi Homokkő Formáció: áttekintés

A dél-dunántúli perm képződmények legidősebb rétegtani egysége a Korpádi Homokkő Formáció, ami uralkodóan vörös színű — ritkán szürke közbetelepüléseket is tartalmazó —, felfelé fokozatosan finomodó szemcseméretű törmelékes kőzetekből (polimikt konglomerátum, földpátos homokkő és aleurolit) felépített, kis vastagságú folyóvízi ritmusokból álló rétegsor. Felső részén bioturbált és karbonát-konkréciós aleurolit és agyagkő jelenik meg. Kőzetegyüttesét kizárólag a Mecsek nyugati részén és a Villányi-hegységben, illetve annak északi előterében mélyült fúrásokból ismerjük (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Feküjék a Mecsekben leginkább granitoidok, a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen kristályos pala, a Villányi-hegységben részben kristályos pala, részben a Tésényi Homokkő alkotja (BARABÁSNÉ STUHL 1988b, FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). Fedőjében többnyire — kisebb üledékhézaggal — a Gyűrűfői Riolit, illetve tektonikusan és/vagy jelentős hiátussal a Jakabhegyi Homokkő található (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

A Korpádi Homokkő kőzeteire a viszonylag rosszul koptatott és rosszul osztályozott, polimikt törmelékanyag jellemző, ami különböző metamorfitek, granitoidok, homokkövek és vulkanitok eróziójából származik. Felső-karbon feüképződmények esetén — a Villányi-hegység északi előterében (Siklósbodony Sb–1, Csarnóta Cs–1 és Túrony Tu–1 fúrások) — BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL (1998) a Korpádi Homokkő Formáción belül két tagozat, az idősebb, egyenletesebb szemcseméretű és változatos színű „Siklósbodonyi Homokkő” és a fiatalabb „Dinnyeberki Homokkő” elkülönítését javasolták (1. ábra).

VARGA (2009) rámutatott arra, hogy a dél-dunántúli paleozoos rétegsor földtani felépítésével, illetve annak értelmezésével kapcsolatban — beleértve a Korpádi Homok-

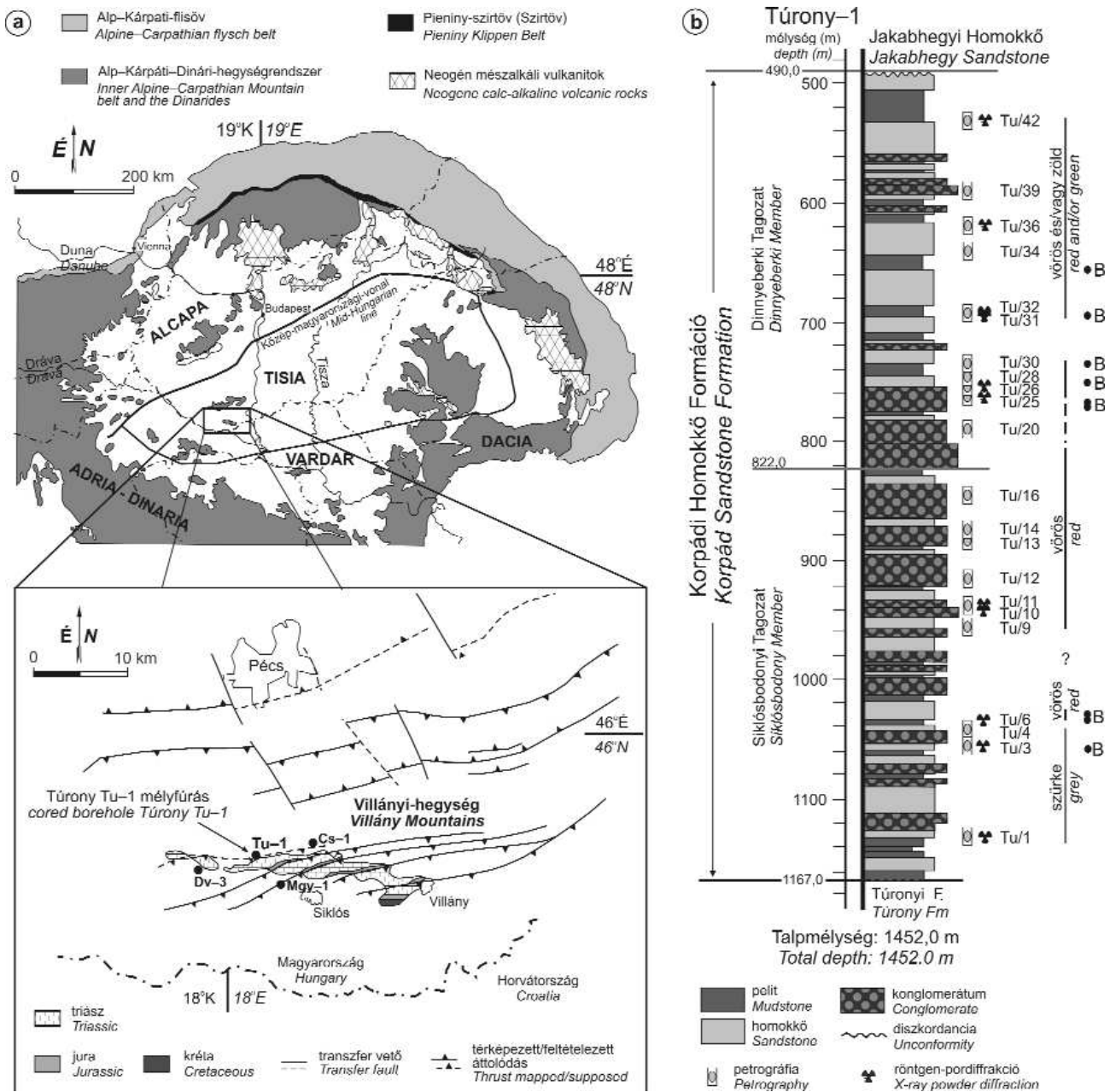
kőről rendelkezésre álló ismereteket is — számos új kérdés merült fel, ezért megbízható földtani és ökoszférai modell széleskörű revíziós vizsgálat nélkül nem alkotható. Az előzetes eredmények alapján a Korpádi Homokkő nyugat-mecseki rétegsorában gyökérvonalakat tartalmazó karbonátos paleotalaj-szintek („calcrete”) mutathatók ki (VARGA 2009; VARGA et al. 2012, 2013), amelyek azonosítása és jellemzése az ökoszféra (paleoklíma, növényvel borítottság) szempontjából kiemelkedő jelentőségű (VARGA & RAUCSIK, *közlésre elfogadva*). Ezen túlmenően a Korpádi Homokkő törmelékes rétegsorában szinkron, piroklaszt szórással társult, savanyú jellegű vulkanizmus nyoma azonosítható, ami szükségessé teszi a Gyűrűfői Riolit és a Korpádi Homokkő rétegtani kapcsolatának átértékelését és módosítását (ennek tárgyalására jelen tanulmányban nem térünk ki).

### A Tu–1 fúrás rétegsorának tagolása

A dél-dunántúli paleozoos alapszelvények között különleges szerepet játszik a Tu–1 fúrás — a Szlavóniai–Drávai-terrénum részeként nyilvántartott — rétegsora, mert a bizonytalan rétegtani kapcsolatú Túronyi Agyagpala Formáció (a Magyar Rétegtani Bizottság Paleozoos Munkacsoportja által 2011-ben jóváhagyott név, azonos a korábbi Túronyi Formációval) kőzetegyüttesét napjainkig csak ez az egyetlen szelvény harántolta (BARABÁSNÉ STUHL 1988a, FÜLÖP 1994, JÁMBOR 1998, VARGA et al. 2008, VARGA & RAUCSIK 2009). A Túronyi Agyagpala fekvője ismeretlen, fedőjében — tektonikusan — a Korpádi Homokkő képződményei találhatóak (FÜLÖP 1994, JÁMBOR 1998).

A Tu–1 fúrás rétegsorában BARABÁSNÉ STUHL (1988a, b) szerint 1167,0 m alatt a Túronyi Agyagpala, felette 490,0 m-ig a Korpádi Homokkő különíthető el (1. ábra). A fúrás kőzetanyagában a Korpádi Homokkő mindkét tagozata megjelenik: 490,0–822,0 m között a felső („Dinnyeberki”), 822,0–1167,0 m között az alsó („Siklósbodonyi”) tagozatot különítették el (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). BARABÁSNÉ STUHL (1988b) alapján a Tu–1 fúrásban a Korpádi Homokkő alsó tagozata uralkodóan nagy-, közép- és aprószemcsés homokkőből álló, szórtan kavicsokat, valamint vékony konglomerátumszinteket és vékony aleuolitretegeket is tartalmazó, tarka öszlet. Felette vastag konglomerátumréteggel indul a felső tagozat (a jelentésben a tagozathatár ~840 m), ami felfelé egyre gyakrabban és egyre nagyobb vastagságban tartalmaz vörösbarna, aleuritos-finomszemcsés homokkőrétegeket. A fáciesértelmezés szerint mind az alsó, mind a felső tagozatban három környezeti elem ismerhető fel: alárendelten sodorvonal- (ide sorolták a felső tagozat alján elkülönített vastag konglomerátumot); meder zátony-, ami az alsó tagozatban meghatározó jelentőségű; továbbá ártéri kifejlődés (ártéri tó és ártéri zátony), ami a felső tagozatban kiugróan nagy gyakoriságú (BARABÁSNÉ STUHL 1988b).

Ez a tagolás nincs teljes összhangban a fúrás első dokumentációjakor megadott, a szerkezeti (tektonikai) elemekre is kitérő beosztással (KOVÁCS M.-né 1967), valamint az ás-



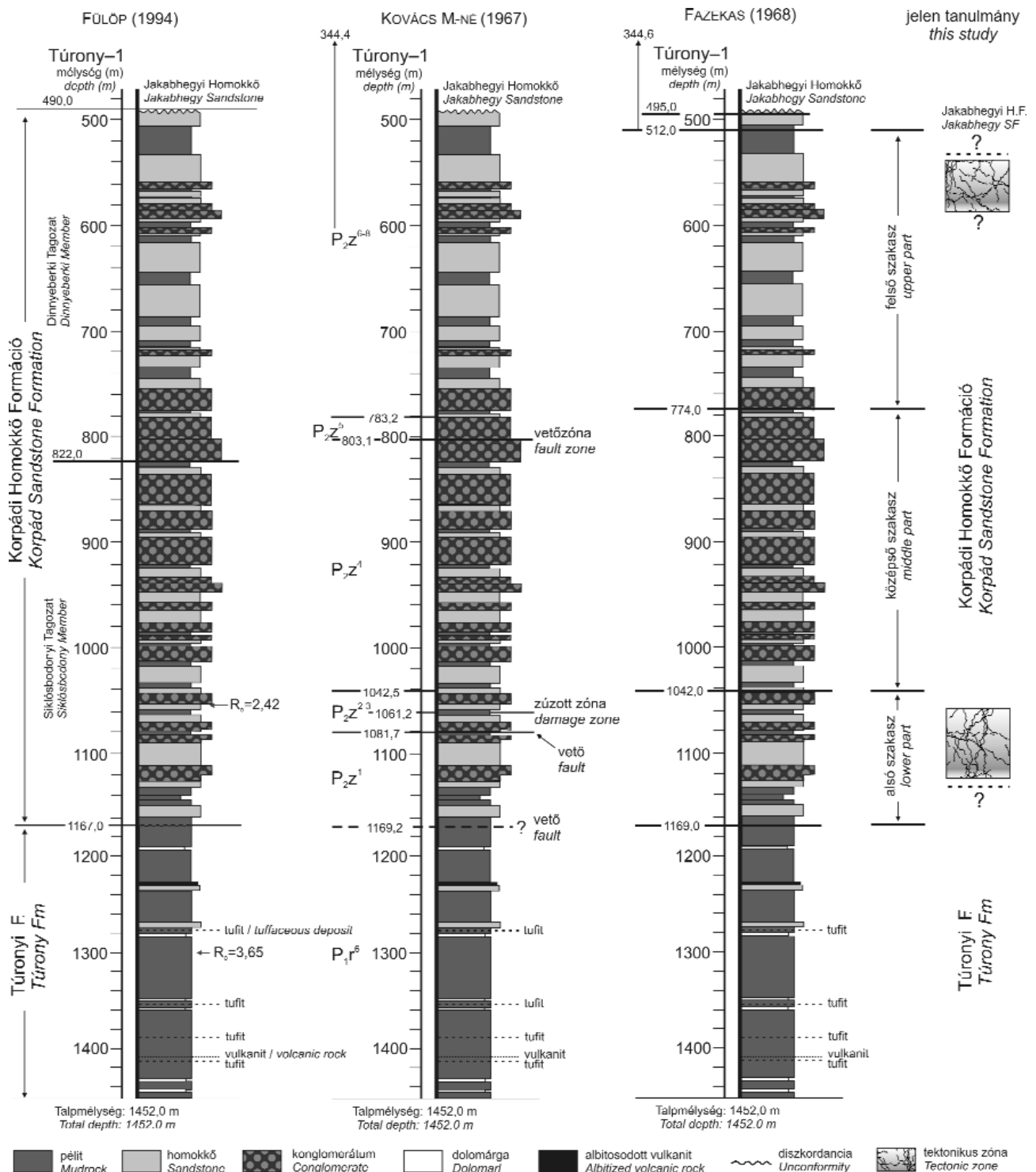
**1. ábra.** a) A Villányi-hegység regionális környezete és egyszerűsített földtani térképe a mintagyűjtés helyének (Tu-1: Túrony-1) feltüntetésével (CSONTOS et al. 1992 alapján VARGA et al. 2008, VARGA 2009). További bejelölt mélyfúrások: Dv-3: Diósvizsló-3; Cs-1: Csarnóta-1; Mgy-1: Máriagyűd-1. b) A Korpádi Homokkő Formáció egyszerűsített rétegsora (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998) a mintavételi pontok és az alkalmazott vizsgálati módszerek feltüntetésével a Túrony-1 fúrásban. B: bioturbáció

**Figure 1.** a) Regional framework and generalized geological map of the Villány Mts and sample locality (Tu-1: borehole Túrony-1; modified after CSONTOS et al. 1992, VARGA et al. 2008, VARGA 2009). Other indicated deep boreholes: Dv-3: Diósvizsló-3; Cs-1: Csarnóta-1; Mgy-1: Máriagyűd-1. b) Generalized lithological column of the Korpád Sandstone Formation (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998) with the sampling points and used methods in the core Tu-1. B: bioturbation

ványtani és a kőzettani vizsgálatok eredményével (FAZEKAS & VINCZE 1968). A Korpádi és a Túronyi Formáció tektonikus határát 1167,0 m-ben jelölték ki, bár a maganyag makroszkópos dokumentációjakor 1169,2 m mélységben feltételeztek vetőt. A FAZEKAS & VINCZE (1968) dokumentációjában szereplő 803,1–803,9 m közötti vetőzóna (fehér kaolinos vetőanyaggal), az 1061,2–1063,0 m közötti zúzott zóna, illetve az 1081,7 m-nél leírt tektonikus határ nem

jelenik meg a rétegtani tagolásban, noha azok jól párhuzamosíthatók a petrográfiai megfigyelésekkel (2. ábra).

Vékonycsiszolatok elemzése alapján FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) három jól elkülöníthető részre osztotta a Tu-1 fúrás Korpádi Homokkőbe sorolt szakaszát. A fúrás 512,0–774,0 m és 1042,0–1169,0 m közötti szakaszában a törmelékanyag elsősorban plagiogneisz (migmatit?) eredetű, változó mennyiségű kvarcittörmelékkel,



2. ábra. A Korpádi Homokkő Formáció vázlatos rétegsora a Tu-1 fúrásban BARABÁSNÉ STUHL alapján (in FÜLÖP 1994), valamint a rétegsor korábbi tagolása KOVÁCS M.-né (1967) nyomán a szerkezeti elemekkel, illetve a kőzettani összetétel alapján (FAZEKAS in FAZEKAS & VINCZE 1968)

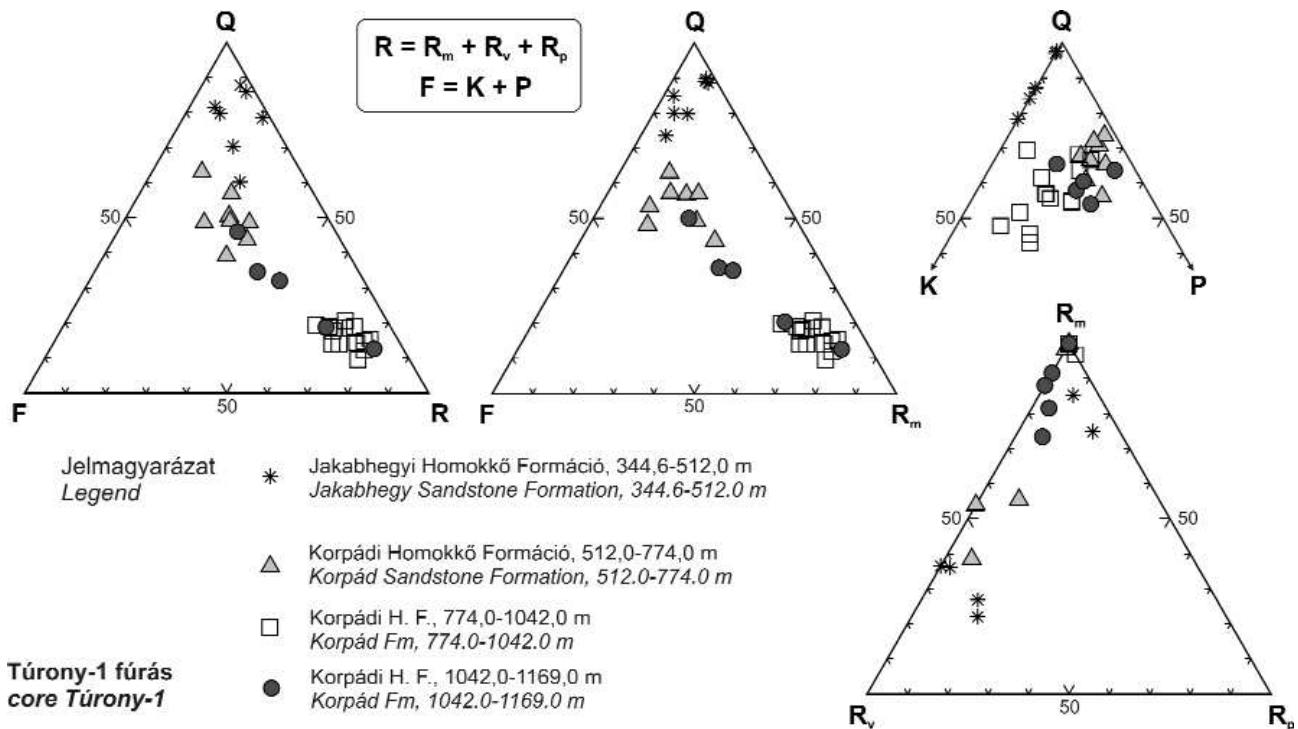
A jelen tanulmányban bemutatott új értelmezésre az ábra jobb oldali oszlopa utal.  $R_v$ : vitrinít-reflexió; P: permian; r: „Rotligend”; z: „Zechstein”

Figure 2. Generalized lithological column of the Korpád Sandstone derived from the core Tu-1 after BARABÁSNÉ STUHL (in FÜLÖP 1994), after KOVÁCS M.-né (1967) with the structural elements and after FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) based on petrographic composition

New interpretation of the lithological column is indicated on the right section of the figure.  $R_v$ : vitrinite reflectance; P: Permian; r: „Rotligend”; z: „Zechstein”

valamint egyes rétegekben megjelenő savanyú vulkanit- és albitmikrolitokat tartalmazó (andezit?) szemcsékkel. Eredményei alapján az eltérő jellegű 774,0–1042,0 m közötti szakaszban a törmelékanyag uralkodóan csillámdús kvarcit

eróziójából származik, amihez változó mennyiségű plagiogneisz-törmelék társult (3. ábra). Meg kell azonban jegyeznünk, hogy az ásvány-kőzettani határok sem azonosak a szerkezeti elemek figyelembe vételével megadott határokk-



3. ábra. A Tu-1 fúrás vékonycsiszolatainak kimérési alapadataiból (%) szerkesztett háromszögdiagramok

Rövidítések: Q: kvarc; F: földpátok; R: közettörmelék; K: káliföldpát; P: plagioklász; R<sub>m</sub>: metamorf közettörmelék; R<sub>v</sub>: vulkanit törmelék; R<sub>p</sub>: magmás (plutoni) közettörmelék

Figure 3. Triangular plots of sandstone samples from the core Tu-1 based on thin-section analysis (relative abundance of framework grains in %; using data of FAZEKAS in FAZEKAS & VINCZE 1968)

Abbreviations: Q: quartz; F: feldspars; R: rock fragments; K: K-feldspar; P: plagioclase; R<sub>m</sub>: metamorphic rock fragment; R<sub>v</sub>: volcanic fragment; R<sub>p</sub>: plutonic rock fragment

kal, ugyanis FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) a zónák kijelölésekor az eltérő közettani összetételű minták mintavételi mélysége közötti szakaszokat interpolálta, a közettani váltás pontosításához újabb vizsgálatok nem készültek.

### Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

Munkánkban a Tu-1 fúrás 490,0–1167,0 m közötti, Korpádi Homokkő Formációba sorolt szakaszából kiválasztott (ELTE Közettan–Geokémiai Tanszék, közetgyűjtemény), reprezentatív homokkő- és aleurolitmintákat vizsgáltuk (1. ábra). A több mint 10 évvel ezelőtti mintagyűjtéskor a Tu-1 fúrás kőzetanyaga kizárólag „dokuzott” formában állt rendelkezésre a vasasi fúrómagraktárban, ezért egy-egy magminta fúrásbeli helyzete csupán az egykori magládának megfelelő mélységtartománnyal (több méteres magszakaszonként) adható meg. A petrográfiai megfigyelések a homokkövek polarizációs mikroszkópos vizsgálatára épültek, a durvatörmelék kőzetek bemutatására ez a tanulmány nem terjed ki. A homokkövek közettani összetételét a korábbi közettani vizsgálatok során elkülönített szakaszoknak megfelelően tárgyaljuk (2. ábra; FAZEKAS & VINCZE 1968). A szemcsekategóriáknál FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) a korábbi rendszerezést alkalmazta (3. ábra; PETTJOHN et al. 1972), amit a részleges átfedés miatt teljes mértékben nem lehet a napjainkban

használatos (DICKINSON & SUCZEK 1979, DICKINSON et al. 1983) — és az általunk is követett — szemcsetípusoknak megfeleltetni (pl. a kvarc kategórián belül nincs információ a polikristályos kvarc arányáról; a közettörmeléken belül az üledékes eredetű szemcsék elkülönítése korábban nem valósult meg).

A röntgen-pordiffrakciós mérések a Pannon Egyetem Mérnöki Karának Föld- és Környezettudományi Tanszékén 2004-ben készültek (11 minta; 1. táblázat). A felvételeket Philips PW 1710 típusú készülékkel, CuK<sub>α</sub> sugárforrással, hajlított grafitgykristály-monokromátor és proporcionális számláló detektor alkalmazásával készítettük (csőáram: 40 mA, csőfeszültség: 50 kV, résrendszer: 1°–1°, goniómetersebesség: 0,035°/s). A minták ásványos összetételének meghatározásához a porított és homogenizált kőzetmintából hat mérésorozatot készült: (1) teljes minta, orientálatlan diffrakciós felvétel, ún. „rázós” mintatartóban; (2) <2 μm szemcseméretű frakció vizsgálata, desztillált vizes ülepitést és ultrahangos kezelést követően, légszáraz minta; (3) a 2. sorozat mintáiról etilén-glikolos kezelést (4 órán keresztül, 80 °C-on) követően készített felvételek; (4) a 3. sorozat mináiról 450 °C-os; (5) 550 °C-os; (6) végül 640 °C-os hőkezelést követő felvételek, melyeknél egy órás hőtartást alkalmaztunk és a mintákat kihűlésig eszikkátorban tartottuk. A vizes szuszpenziót pipettával vittük fel a mintatartóra, majd szobahőmérsékleten szárítottuk. A <2 μm szemcseméretű, ülepitett, légszáraz mintákon ÁRKAI (1983, 1991) alapján az illit kristályossági fokát (IC) szintén

**I. táblázat.** A teljes kőzetminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredménye és a <2 µm-es frakció félmennyiségi ásványos összetétele (Korpádi Homokkő; Tu-1 fúrás)

**Table I.** Results of X-ray powder diffraction analysis of the bulk rock samples and semi-quantitative mineral composition (%) of the <2 µm fraction (Korpádi Sandstone; borehole Tu-1)

Korpádi Homokkő (Tu 1 fúrás)	A teljes kőzetminták ásványos összetétele		A <2 µm-es frakció félmennyiségi összetétele				illit (<2 µm)
	uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek)	járulékos és mellékes elegyrészek	ill+mu	chl	kao	ill/sme	IC
			~%				°2θ
Tu/42 528,3–532,2 m (H)	q, ab > do	kao, ill+mu (ny), am	65		35	ny	0,476
Tu/36 619,0 m (II)	ab > q, ill±mu	cc, chl (ny), kao (?), hem (?), am	85	15			0,389
Tu/32 691,8–696,8 m (AL)	ab > q > ill±mu	chl, do (ny), hem (ny), kao (?), am	80	20	-	-	0,397
Tu/31 691,8–696,8 m (AT)	ill±mu > ab, q > am	hem, chl (ny), kfp (ny), do (ny), kao (?), gy (?)	95	5	-	-	0,405
Tu/26 756,0–760,0 m (H)	ab, q > ill±mu	hem, chl (ny), kfp (ny), cc (ny), kao (?), am	90	10	-	-	0,373
Tu/25 760,0–764,2 m (AL)	ab, q > ill+mu > chl	kfp (ny), kao (?), hem (?), am	80	20			0,390
Tu/11 936,7–939,1 m (H)	q > ab	ill+mu, do, kao (ny), py (?), am	85		15		0,470
Tu/10 939,1–942,4 m (AL)	ab > q, ill±mu	hem, chl (ny), kfp (ny), am	100	-	-	-	0,484
Tu/6 1035,0 m (AL)	ab > q > ill±mu	hem, cc, chl (ny), am	100	ny			0,460
Tu/3 1054,6–1061,3 m (II)	ab > q > chl	ill±mu, cc, kao (?), am	75	25	-	-	n.a.
Tu/1 1132,8–1136,0 m (II)	ab > q > chl	ill±mu, cc, kao (?), am	75	25	-	-	0,393

Rövidítések: H: homokkő; AL: aleurolit; q: kvarc; ab: albit; kfp: kálföldpát; ill+mu: illit+muskovit; cc: kalcit; do: dolomit; hem: hematit; py: pirit; gy: gipsz; am: amorf; chl: klorit; kao: kaolinit; ill/sme: illit/szmektit kevert szerkezet; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás; IC: illit kristályossági index; n.a.: nincs adat.

Abbreviations: H sandstone; AL siltstone; q quartz; ab albite; kfp K-feldspar; ill+mu illite+muscovite; cc calcite; do dolomite; hem hematite; py pyrite; gy gypsum; am amorphous material; chl chlorite; kao kaolinite; ill/sme mixed-layer illite/smectite; ny trace amount; ? ambiguous determination; IC illite crystallinity index; n.a. no data.

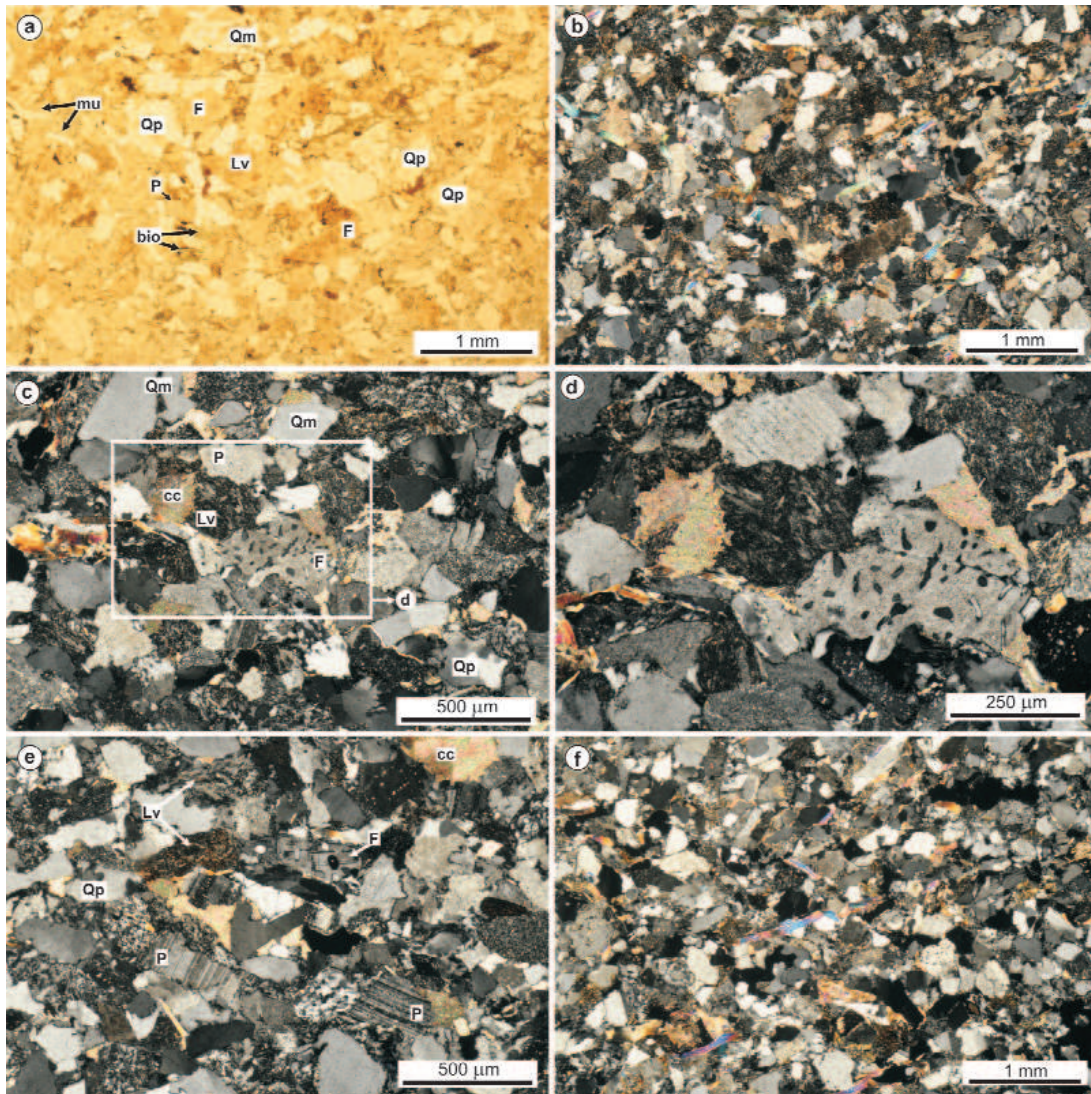
meghatároztuk. Mivel nem álltak rendelkezésre a kalibráláshoz szükséges sztenderd preparátumok, így a mérési eredményeket nem tekintjük tényleges Kübler-indexeknek; az adott szelvényen belüli változások kimutatására és számszerűsítésére azonban elégségesek. A 10 Ångströmös reflexió félértékszélesség adatainak kalibrálásánál általánosan alkalmazott eljárásnak megfelelően, az egy mérés-sorozatban felvett (így a Túronyi Formációba sorolt mintákat is tartalmazó) párhuzamos mérésekből számított félértékszélesség adatok szórása  $IC = 0,217 \Delta 2\theta$  esetén  $s = 0,018 \Delta 2\theta$  ( $n = 21$ ; VARGA et al. 2008). A rétegszilikátok elkülönítésének szempontjait, illetve a félmennyiségi összetétel meghatározásának lépéseit VARGA et al. (2008) és VARGA (2009) dokumentálták.

## A petrográfiai vizsgálat eredménye

### Az alsó szakasz homokköveinek petrofáciése

A gyakorlatilag mátrixmentes, jól osztályozott homokkövekben (Tu/4–Tu/1 minták, ~1043,3–1136,0 m) a vázalkotó szemcsék uralkodóan szögletesek, egymáshoz préseltek (4. és 5. ábra). Az alsó szakaszban az ásványtörmelékek közül legnagyobb mennyiségben a monokristályos (Qm) és a polikristályos (Qp) kvarc fordul elő (többnyire  $Qm > Qp$ ). A Qm szemcsék között alárendelten rezorbeált, vulkáni eredetű változat is megfigyelhető. A Qp törmelék-

ket általában hullámos vagy szutúrás érintkezésszerű egyedekből álló alkristályok alkotják. A földpátok közül a plagioklász (P) gyakran üde, poliszintetikus ikerlemezes, azonban változó mértékben szericitedő változat szintén megjelenik; mennyisége meghaladja a kálföldpátét (K). A K ásványtöredékek gyakran kvarczárványokat tartalmaznak, átkristályosodtak, helyenként szericitesek. A K sok esetben zárványdús (apró, barna zárványok, illetve hematit, karbonát), kioltása blokkos-táblás jellegű, szegélyén zárványmentes továbbnövekedéssel (albit?), így a törmelékes kálföldpát szemcsék részleges vagy teljes albitosodása valószínűsíthető. Alárendelten mikroklin azonosítható. A muszkovit mennyisége viszonylag nagy; általában üde, enyhén hajlított vagy kinkes lemezek formájában jelenik meg, a muszkovitlemezek mintán belüli elrendeződése helyenként kétirányú orientációt mutat (5. ábra, c). Az opakásványokkal társult, illetve oldódási filmek mentén megjelenő üde muszkovit felveti a részben biotit utáni eredet lehetőségét. A rétegszilikátok között erőteljesen kloritosodó biotit szintén megfigyelhető (4. ábra, a). A kőzettörmelék-szemcsék anyaga uralkodóan vulkáni eredetű, mennyiségük a szakasz alsó részén (Tu/1) a legnagyobb, azonban — félmennyiségi becslés alapján — itt sem haladja meg az 5%-ot. A Tu/3 jelű mintában teljesen alárendelt a vulkanitszemcsék szerepe (ez a minta petrofáciését tekintve a középső szakasz mintáihoz hasonlít). A neutrális–savanyú jellegű vulkanitszemcséket (Lv) döntően plagioklász mikrolitokat és opakásványokat tartalmazó, helyenként irányított (trachitos) szövétű Lv szemcsék,



**4. ábra.** A Korpádi Homokkő alsó szakaszának petrofáciése a Tu-1 fúrásban

a–e) Középszemcsés homokkő, 1132,8–1136,0 m (Tu/1). a) és b) Kalcittal cementált, éretlen homokkő (1N és +N); c) és d) Plagioklász, kvarczárványos albitosodott káliföldpát és vulkáni kőzettörmelék-szemcsék középszemcsés homokkőben (+N); e) Kvarc- és földpát szemcsék, továbbá vulkáni kőzettörmelék a homokkőben (+N); f) Orientált muszkovitot tartalmazó középszemcsés homokkő, 1043,3–1047,7 m/1 (Tu/4; +N). Rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; Qm: monokristályos kvarc; F: földpát; P: plagioklász; Lv: vulkáni kőzettörmelék; mu: muszkovit; bio: kloritizált biotit; cc: pátos kalcitcement

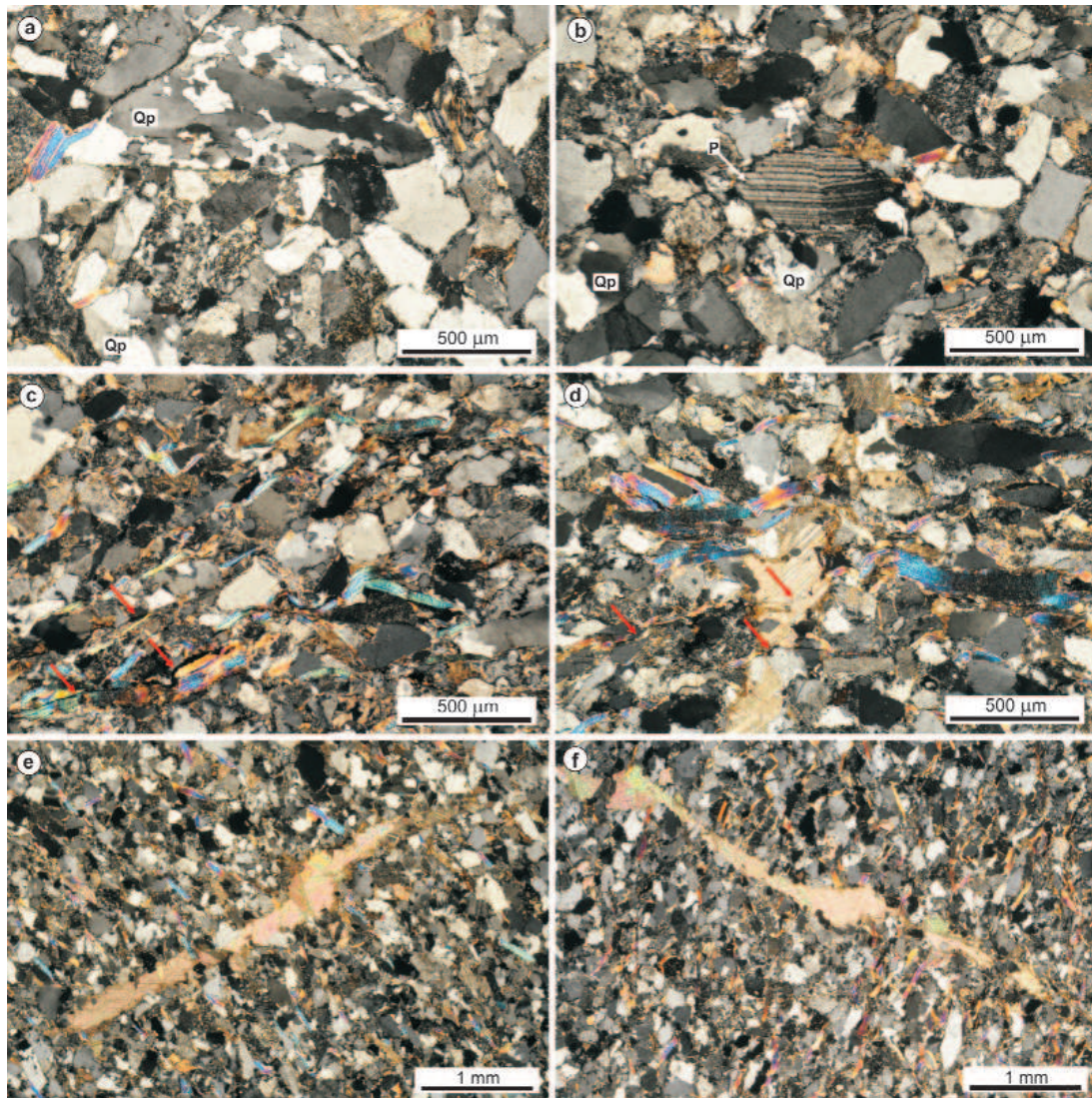
**Figure 4.** Thin-section photomicrographs of the lower part of the Korpád Sandstone section in the cores Tu-1

a–e) Medium-grained sandstone sample, 1132.8–1136.0 m (sample Tu/1). a) and b) Immature sandstone sample with calcite cement (1N and +N); c) and d) Plagioclase, albited K-feldspar grain with quartz inclusions and volcanic rock fragments in medium-grained sandstone (+N); e) Quartz and feldspar grains together with volcanic rock fragments in the sandstone sample (+N); f) Medium-grained sandstone with oriented muscovite flakes, 1043.3–1047.7 m/1 (sample Tu/4; +N). Abbreviations: Qp: polycrystalline quartz; Qm: monocrystalline quartz; F: feldspar; P: plagioclase; Lv: volcanic rock fragment; mu: muscovite; bio: chloritized biotite; cc: calcite spar cement

valamint átkristályosodott, felzites vagy kovásodott alapanyag alkotja. Kis mennyiségben kvarc±plagioklász± muszkovit összetételű, illetve kvarcból és szericitből felépülő, foliált metamorf kőzettörmelék (Lm) szintén megjelenik. Akcesszóriaként opakásványok (valószínűleg magnetit és ilmenit), rutil, cirkon (±monacit?) és turmalin fordulnak elő. A cement elsősorban illit/szericit, illetve kova és hematit; kisebb mennyiségben pátos karbonát figyelhető meg a szemcsék közötti pórusokban (4. ábra), ami mikrorepedések cementáló ásványaként is megjelenik (5. ábra).

#### A középső szakasz homokköveinek petrofáciése

Ezt a szakaszt a Tu/20–Tu/9 minták (~789,5–955,6 m) képviselik; általános jellemzőjük a rossz osztályozottság (6. ábra). A vázalkotó szemcsék többnyire szögletesek, töredezetek (pl. kvarc, metamorf kőzettörmelék), azonban gyakoriak a sajátalakú vagy félig sajátalakú ásvány-szemcsék is (pl. földpátok, muszkovit). A középső szakaszban a vázalkotó szemcsék között a Qp mennyisége a legnagyobb (Qp>>Qm), azonban aránya — az átlagos



**5. ábra.** A Korpádi Homokkő alsó szakaszának petrofáciése a Tu-1 fúrásban (+N)

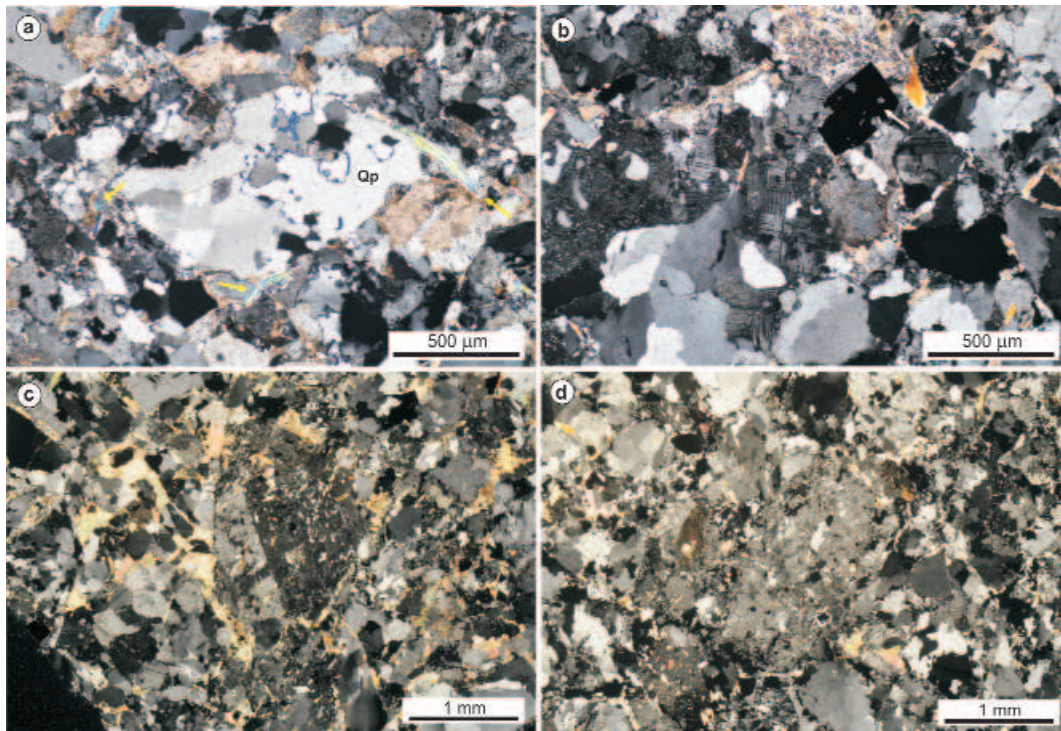
a-b) Polikristályos kvarc (Qp) és polyszintetikus ikres, deformált plagioklász (P) közép-nagyszemcsés homokkőben (1043,3–1047,7 m/1; Tu/4); c-f) Orientált muszkovitot tartalmazó apró-középszemcsés homokkő (1054,6–1061,3 m/2; Tu/3). Az oldódási filmeket piros nyilak jelölik; a mikroreket kalcit tölti ki

**Figure 5.** Thin-section photomicrographs of the lower part of the Korpád Sandstone section in the core Tu-1 (+N)

a-b) Polycrystalline quartz (Qp) and deformed plagioclase (P) with lamellar twinning in a medium- to coarse-grained sandstone sample (1043.3–1047.7 m/1; sample Tu/4); c-f) Fine- to medium-grained sandstone with oriented muscovite flakes (1054.6–1061.3 m/2; Tu/3). Solution seams are indicated by red arrows. Microcracks are cemented by calcite

szemcseméret csökkenésével párhuzamosan — felfelé haladva kissé csökken. A Qp szemcsék döntően háromnál több, szutúrásan érintkező alkristályt tartalmaznak, kioltásuk unduláló; gyakoriak a dinamikus átkristályosodást tükröző szemcsék (6. ábra, a). A földpátok közül — az alsó szakaszhoz képest — a P látszólag háttérbe szorul. A K gyakran nagyméretű, ikresesett, zárványdús (nyúlt vagy cseppalakú kvarc) szemcsék formájában jelenik meg (6. ábra, c és d); mikroklinra utaló szemcsék is megfigyelhetők. A K gyakran jelentős mértékű átalakulása (szericitesedés, albitosodás) azonban megnehezíti a határozást. A muszkovit mennyisége viszonylag nagy. A kőzettörmelékek anyaga kizárólag metamorf eredetű (Lm), a kvarc±földpát±muszkovit összetételű szemcsék

valószínűleg gneisz, illetve átkristályosodott, metagranitoid jellegű kőzetekből származnak (6. ábra, b). A középső szakasz Lv szemcséket nem tartalmaz. Az akcesszóriák mennyisége kevés; opakásványok, rutil, cirkon, apatit, gránát és töredezett turmalin fordul elő. Több szintben (pl. Tu/9 és Tu/11 minta) hintett formában sajátalakú (négyzet metszetű) opakásvány-dúsulás figyelhető meg (6. ábra, b), ami valószínűleg utólagos (hidrotermális eredetű), sajátalakú pirit. A szemcsék közötti, illetve a szemcséken belüli — részben töréses eredetű — pórusokat döntően pátos karbonátcement vagy illit/szericit tölti ki, kisebb mennyiségben kova, albit, hematit és klorit cementálja a vizsgált mintákat (7. ábra).

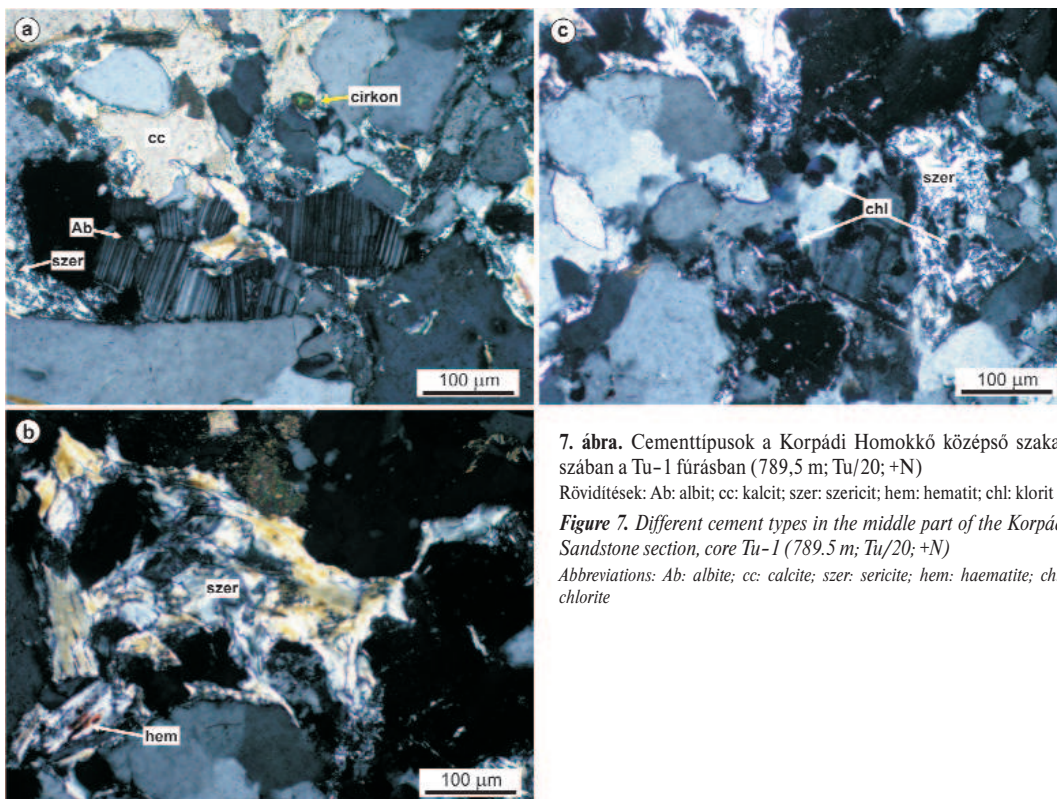


**6. ábra.** A Korpádi Homokkő középső szakaszának petrofáciése a Tu-1 fúrásban (+N)

a) Polikristályos kvarc (Qp) a rosszul osztályozott homokkőben (936,7–939,1 m; Tu/11). A Qp szemcse kalcitcementációt megelőző rotációjára a muszkovitlemezek deformációja utal (sárga nyilak); b) Kvarc+plagioklász+muszkovit összetételű közettörmelék opakásvánnyal (fehér nyíl), ez utóbbi valószínűleg hidrotermális eredetű pirit (955,6–958,5 m; Tu/9); c) Erősen átalakult (albitosodott, szericitesedett), kvarczárványos káliföldpát rosszul osztályozott, kalcittal cementált mintában (955,6–958,5 m; Tu/9); d) Zárványdús, erősen átalakult káliföldpát (789,5 m; Tu/20)

**Figure 6.** Thin-section photomicrographs of the middle part of the Korpád Sandstone section in the core Tu-1 (+N)

a) Polycrystalline quartz (Qp) grain in a poorly-sorted sandstone sample (936.7–939.1 m; sample Tu/11). Deformation of the muscovite flakes (yellow arrows) reflects Qp grain rotation which is postdated by calcite cementation. b) Rock fragment composed of quartz+plagioclase+muscovite with opaque mineral (hydrothermal pyrite; white arrow); 955.6–958.5 m (sample Tu/9); c) Strongly altered K-feldspar with quartz inclusions in a poorly-sorted, calcite-cemented rock sample (955.6–958.5 m; Tu/9); d) Inclusion-rich strongly altered K-feldspar (789.5 m; Tu/20)



**7. ábra.** Cementtípusok a Korpádi Homokkő középső szakaszában a Tu-1 fúrásban (789,5 m; Tu/20; +N)

Rövidítések: Ab: albit; cc: kalcit; szer: szericit; hem: hematit; chl: klorit

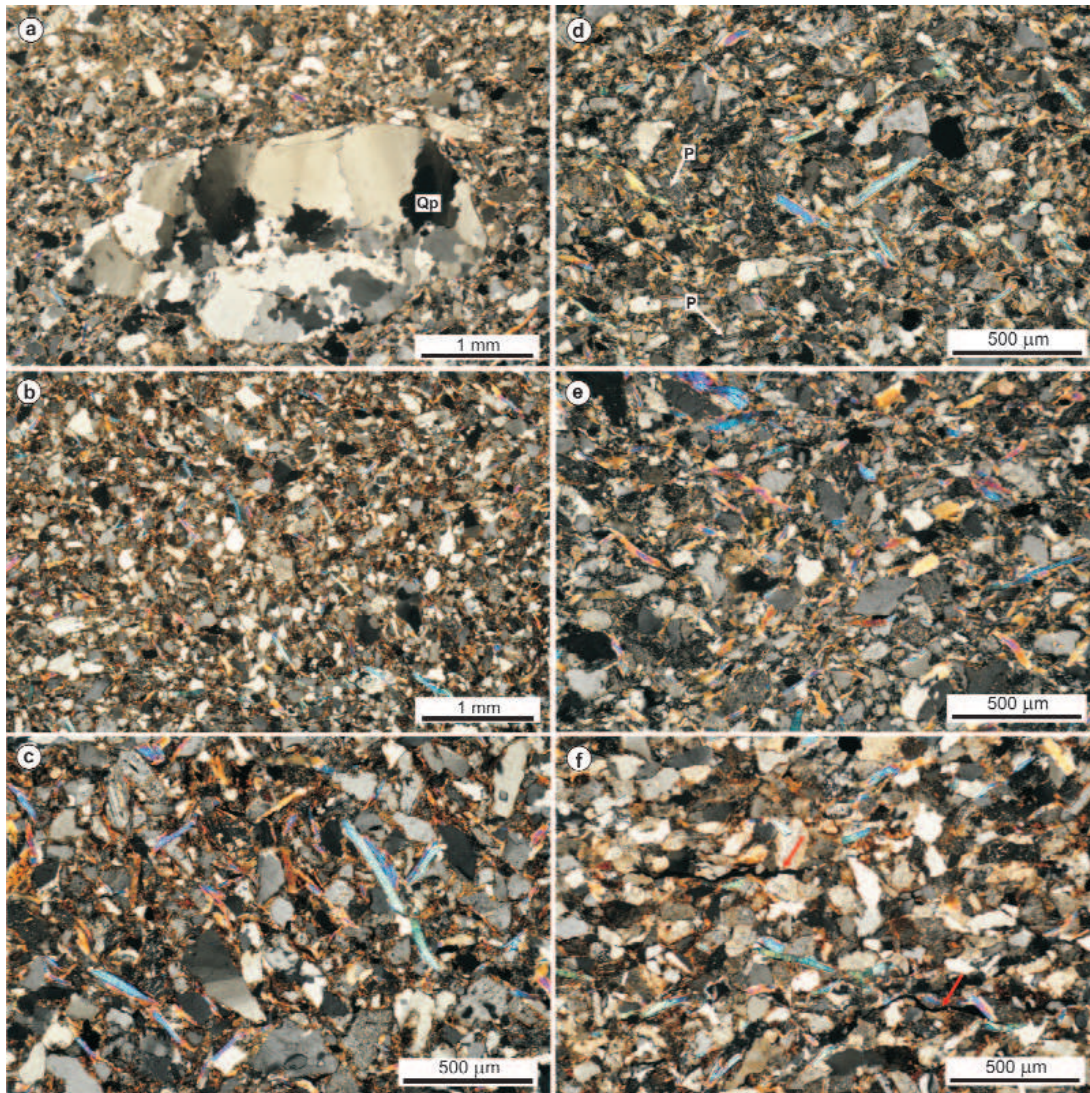
**Figure 7.** Different cement types in the middle part of the Korpád Sandstone section, core Tu-1 (789.5 m; Tu/20; +N)

Abbreviations: Ab: albite; cc: calcite; szer: sericite; hem: haematite; chl: chlorite

### A felső szakasz homokköveinek petrofáciése

A felső szakaszban (Tu/42–Tu/26 minták, ~528,3–756,0 m) a vázalkotó szemcsék koptatottsága a szögletestől (pl. kvarc, metamorf kőzettörmelék) a jól koptatottig (pl. vulkáni kőzettörmelék) változik, azonban gyakoriak a sajátalakú vagy félig sajátalakú ásványszemcsék is (pl. földpátok, muszkovit). A kvarc a legnagyobb mennyiségben előforduló ásványtörmelék; a Qm és a Qp aránya azonban a szakaszon belül nem egységes. A felső szakasz alsó része polikristályos kvarcszemcsékben gazdagabb (8. ábra), míg a Qp mennyisége a szakaszon belül felfelé haladva csökken. A Qp törmelékét általában hullámos vagy szutúrás érintkezésű alkristályok alkotják. A Qm szemcsék között — különösen

a Tu/42 mintában — valószínűleg vulkáni fenokristály eredetű, sajátalakú (négyszög vagy háromszög átmetszetű), törött, illetve rezorbeált szemcsék figyelhetők meg (9. ábra). A Tu/34–Tu/42 mintákban szögletes, nyúlt Qm szilánkok fordulnak elő, ezek szintén vulkanoszediment (piroklaszt) eredetűek lehetnek. A földpátok aránya viszonylag nagy, azonban a felső szakaszban a P mennyisége nem éri el a K mennyiségét. A szericitesedés, albitosodás, hematitosodás és karbonátosodás mellett a káliföldpátok gyakran zárványokat (pl. kvarc) tartalmaznak. A törmelékes muszkovit és az erőteljesen kloritosodó biotit különösen a szakasz alsó részén gyakori, ahol több mintában a muszkovit jellegzetes, kettős orientációja, valamint oldódási filmek melletti megjelenése is megfigyelhető (8. ábra). A kőzettörmelék

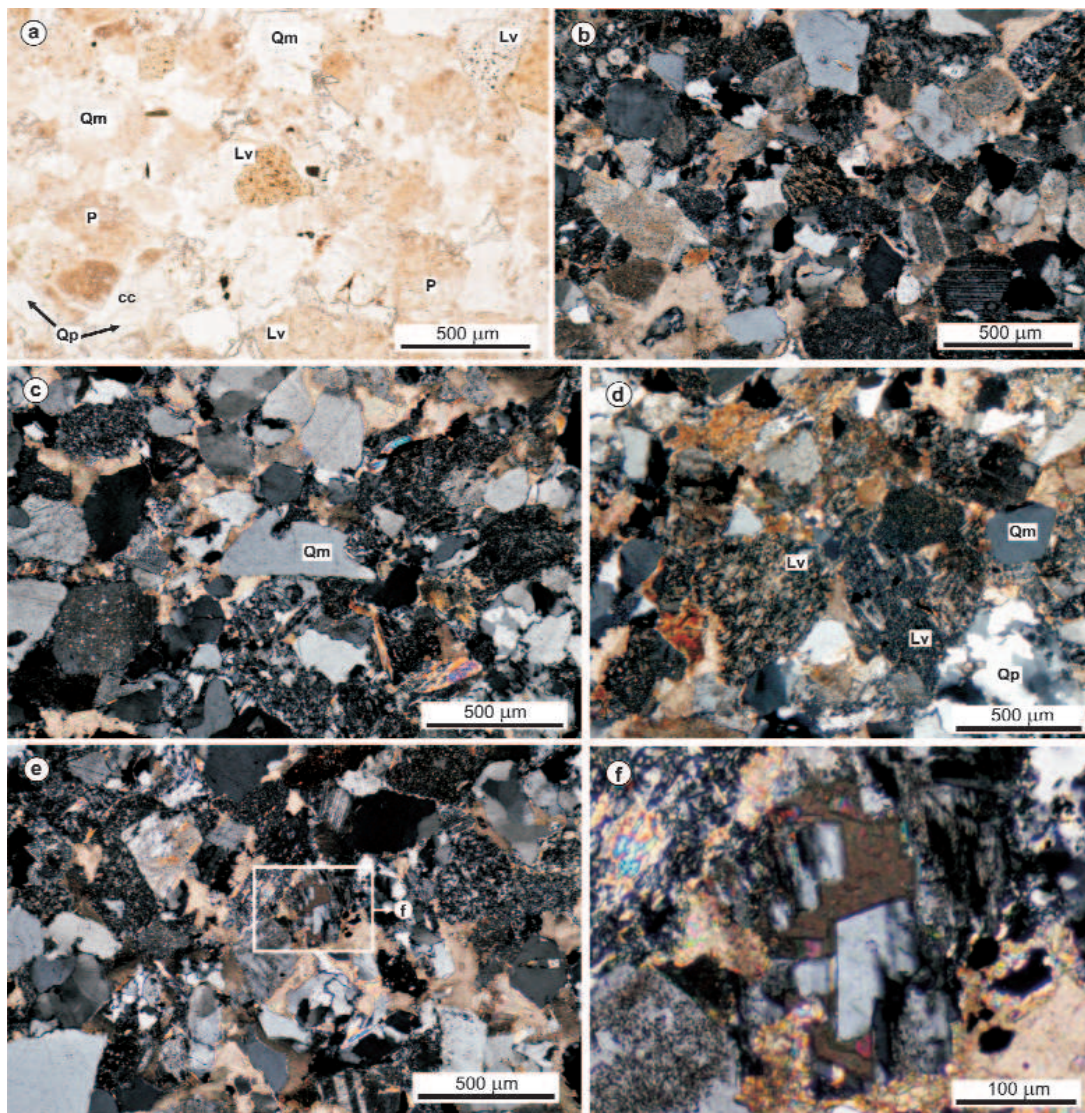


8. ábra. A Korpádi Homokkő felső szakaszának petrofáciése a Tu-1 fúrásban (+N)

a) Polikristályos kvarc (Qp) a rosszul osztályozott homokkőben (760,0–764,2 m; Tu/25). b–f) Orientált muszkovitot tartalmazó apró-középszemcsés homokkövek (a: Tu/25; b–c: 756,0–760,0 m, Tu/26; d–e: 735,6–738,3 m, Tu/30; f: 691,8–696,8 m, Tu/32). Az oldódási filmeket piros nyilak jelölik. P: plagioklász

Figure 8. Thin-section photomicrographs of the upper part of the Korpád Sandstone section in the core Tu-1 (+N)

a) Polycrystalline quartz (Qp) grain in a poorly-sorted sandstone sample (760.0–764.2 m; Tu/25). b–f) Fine- to medium-grained sandstone samples with oriented muscovite flakes (a: Tu/25; b–c: 756.0–760.0 m, Tu/26; d–e: 735.6–738.3 m, Tu/30; f: 691.8–696.8 m, Tu/32). Solution seams are indicated by red arrows. P: plagioclase



9. ábra. A Korpádi Homokkő felső szakaszának petrofáciése a Tu-1 fúrásban (528,3–532,2 m; Tu/42)

a) és b) Kalcittal cementált homokkő (1N és +N); c) Vulkáni eredetű monokristályos kvarciszemse (középen; +N); d) Kvarc és vulkáni kőzettörmelék-szemcsék közepszemcsés homokkőben (+N); e) és f) Autigén albitcement átalakult törmelékes földpátban (+N). Rövidítések: Qp: polikristályos kvarc; Qm: monokristályos kvarc; P: plagioklász; Lv: vulkáni kőzettörmelék; cc: pátos kalcitcement

**Figure 9.** Thin-section photomicrographs of the upper part of the Korpád Sandstone section in the core Tu-1 (528.3–532.2 m; sample Tu/42) a) and b) Calcite-cemented sandstone (1N and +N); c) Monocrystalline quartz grain with volcanic origin (in the middle; +N); d) Quartz and volcanic rock fragments in a medium-grained sandstone sample (+N); e) and f) Authigenic albitic cement in an altered detrital feldspar grain (+N). Abbreviations: Qp: polycrystalline quartz; Qm: monocrystalline quartz; P: plagioclase; Lv: volcanic rock fragment; cc: calcite spar cement

szemcsék anyaga uralkodóan vulkáni eredetű (1–5%), mennyiségük a vizsgált szakasz felső részén a legnagyobb. A neutrális–savanyú vulkanitszemcséket (Lv) döntően átkristályosodott, illetve felzites vagy kovásodott alpanyag alkotja; mikrofenkristályokat (kvarc, plagioklász, kálicföldpát) tartalmazó Lv szemcsék szintén azonosíthatók. Alárendelten (~1%) plagioklász mikrolitokat és opakásványokat tartalmazó Lv szemcsék is megfigyelhetők. Kis mennyiségben kvarc±albit ±muszkovit összetételű Lm szemcsék, továbbá kvarcból és mikroklinből álló granitoid törmelékek fordulnak elő. Valószínűleg áthalmozott, sajátanyagú, finomszemcsés homokkő, illetve pelites törmelék (Ls) szintén megjelenik. Akcesszóriaként opakásványok, rutil,

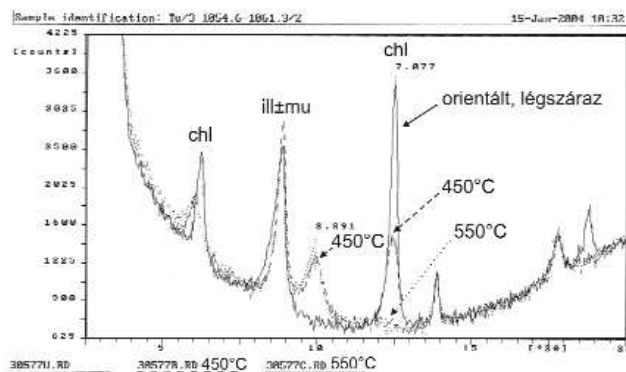
cirkon, apatit, valamint turmalin fordulnak elő. Helyenként (pl. Tu/28 minta) hintett formában sajátalakú pirit figyelhető meg. Cementként illit/szericit (különösen a szakasz alsó részén), hematit, klorit, pátos karbonát (különösen a szakasz felső részén) és albit jelenik meg.

### A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye

A vizsgált aleurolit- és homokkőminták legnagyobb mennyiségben albitot, kvarcot és 10 Å-ös rétegszilikátokat (illit±muszkovit) tartalmaznak, néhány minta kloritban és

amorf anyagban is gazdag, egy mintában (Tu/42) a dolomit mennyisége számottevő. A járulékos elegyrészek közül az illit±muszkovit, a hematit, a kalcit, a dolomit, a klorit és az amorf anyag mennyisége a legnagyobb. A vizsgált szelvény alsó szakaszából származó minták (Tu/1 és Tu/3) karbonát-fázisa kizárólag kalcit, míg a dolomit mennyisége a felső szakaszban, különösen annak felső részén jelentősebb. A felső szakasz alsó részén több minta (Tu/25, Tu/26, Tu/31) káliciföldpátot — ami nagy valószínűséggel mikroklin — és bizonytalanul meghatározható 7 Å-ös fázist (valószínűleg kaolinitet) tartalmaz, valamint egy-egy mintában pirit és gipsz fordul elő (*I. táblázat*). A petrográfiai megfigyelésekkel ellentétben azonban az albithoz képest a káliciföldpát mennyisége valamennyi mintában alárendelt, ami a káliciföldpátok albitosodásával magyarázható.

A minták <2 µm-es frakciójában — litológiától függetlenül — az illit±muszkovit mennyisége a legjelentősebb (65–100%), amelyhez gyakran klorit (5–25%), alárendelten kaolinit (15–35%) társul. Egy mintában kevert szerkezetű illit/szmektit is kimutatható. A klorit a legtöbb mintában termikusan stabil, Mg-kloritra utaló jellegeket mutat; a köztesréteg dehidratációja 640 °C-on következett be. A vizsgált szakasz alsó részéről származó két homokkő-mintában (Tu/1 és Tu/3) ugyanakkor a klorit termikus viselkedése kevert rétegszerkezetre utal. A légszáraz felvételhez képest az etilén-glikolos kezelés hatására nem figyelhető meg változás. A 450 °C-os hőkezelést követően azonban a 7,08 Å-ös csúcs intenzitása lényegesen, a 14,12 Å-ös csúcs intenzitása csekély mértékben, illetve egyáltalán nem csökkent (*10. ábra*). Az 550 °C-os hőkezelés után a két reflexió eltűnt, vagy diffúz jellé alakult; miközben az 5,5–6,5 és 9,5–10,5 °2θ tartományban egy-egy diffúz csúcs jelent meg, ami szabálytalanul közberetegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikátra („swelling chlorite” fázis; WEAVER 1989) utal. A 9,5–10,0 °2θ tartományban jelentkező csúcs vermikulit komponens jelenlétére is visszavezethető.



10. ábra. A Tu/3 minta (1054,6–1061,3 m) <2 µm-es frakciójának röntgen-pordiffraktogramja

Rövidítések: ill±mu: illit±muszkovit; chl: klorit; 450 °C: 450 °C-os hőkezelést követő felvétel; 550 °C: 550 °C-os hőkezelést követő felvétel

Figure 10. XRD pattern of the <2 µm fraction of the Tu/3 sample (1054,6–1061,3 m)

Abbreviations: ill±mu illite±muscovite; chl chlorite; 450 °C: heated at 450 °C; 550 °C: heated at 550 °C

A vizsgált mintákban az IC értéke 0,37–0,48 °2θ között változik (*I. táblázat*), ami — noha nem kalibrált félértékszélesség adatokról van szó — jól közelíti a diagenézis/anchizóna határ (0,42 °2θ, illetve 0,435 °2θ) értékeit (ÁRKAI 1983, WEAVER 1989). A minták <2 µm-es frakciójának ásványos összetétele, valamint az IC-értékek együttes változása alapján azonban a fúrás vizsgált szakasza négy eltérő jellegű szintre bontható. Az alsó részt képviselő Tu/1 és Tu/3 minta <2 µm-es frakciója illit±muszkovitot és kevert rétegszerkezetre utaló kloritot tartalmaz, az IC-értéke (0,39) anchizónát jelez. Ezt követően három illit±muszkovitban gazdag minta különíthető el (petrográfiailag a középső szakaszhoz felel meg), amelyek nagy IC-értékei egyértelműen a diagenetikus zónának felelnek meg. A felettük elhelyezkedő öt minta (felső szakasz) jelentős mennyiségű illit±muszkovit mellett Mg-gazdag kloritot tartalmaz, a viszonylag kis IC-értékek (0,37–0,41) ismét az anchizóna tartományát jelzik. A fúrás vizsgált szakaszának legfelső mintája (Tu/42) petrográfiailag a felső szakaszhoz tartozott (a vulkáni kőzettörmelékben leggazdagabb minta), azonban agyagásványos összetétele — az illit±muszkovit kíséretében jelentős mennyiségű kaolinitet tartalmaz — és a diagenetikus zónának megfelelő IC-értéke (0,48) alapján elkülönül a többi mintától (*I. táblázat*).

## Diszkusszió

### Széles tektonikus zóna a Korpádi Homokkő alsó szakaszában

A Korpádi Homokkő alsó szakaszát képviselő minták közül számottevő mennyiségű (<5%) vulkanitfragmentumot csak a legalsó minta (Tu/1) tartalmaz (*4. ábra*). Ásványos összetételük és szöveticük alapján (nagy mennyiségű polikristályos kvarc, muszkovit, plagioklász) az alsó szakasz felső részéről vizsgált homokkőminták inkább a középső szakasz kőzetösszetételével mutatnak rokonságot (*4. ábra, fés 5. ábra*). Hasonlóan, az alsó szakaszt képviselő minták részben átmeneti jellegű kőzetösszetétele tükröződik a FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) által megadott kimérési adatokból szerkesztett háromszögdiagramokon is (*3. ábra*). Figyelemre méltó továbbá a Tu/1 és a Tu/3 minták jól elkülönülő agyagásványos összetétele: ezekben a kőzetekben a Túronyi Agyagpala Formáció pelites kőzeteihez hasonlóan (VARGA et al. 2008) szabálytalanul közberetegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát van (*I. táblázat*), ami viszont a Korpádi Homokkőhöz sorolt alsó szakasz és a fekü Túronyi Agyagpala közötti átmeneti jelleg lehetőségét veti fel. Figyelembe véve a szerkezeti elemek jellegét (vetőzóna), illetve az azok alapján kijelölhető szakaszokat (*2. ábra*), feltételezhető, hogy a Tu-1 fúrásban a két litosztratigráfiai egység tektonikus határa nem adható meg egy pontos mélységadattal, hanem egy viszonylag széles zónában található. Erre utalhatnak a megfigyelt, töréses deformációra és nyírásra utaló szöveti bélyegek (csillámok jellegzetes kettős orientációja, deformált plagioklász,

kalcitos mikroerek; 5. ábra). Ennek megfelelően a két képződmény érintkezése nem 1167,0 (vagy 1169,2) m-ben valószínűsíthető, hanem már az 1042,5–1081,7 m közötti törésvonalban, ami egyben — átmeneti jelleggel — kőzetösszetéti határ is. Ezt az értelmezést elfogadva a vulkanit-szemcsékben viszonylag gazdag Tu/1 minta (1132,8–1136,0 m) nem a Korpádi Homokkő Formációt képviseli, hanem a Túronyi Agyagpala kőzetegyütteséhez sorolható. Ezt a kőzettani rokonságot erősíti meg az, hogy a Tu–1 fúrásban feltárt Túronyi Agyagpala több szintben tufit, illetve albitosodott vulkanitbetelepüléseket tartalmaz (BARABÁSNÉ STUHL 1988a, FÜLÖP 1994, JÁMBOR 1998). VARGA et al. (2008) eredményei alapján a Túronyi Formáció törmelékes kőzeteit a kontinentális háttér eróziójából származó felzikus törmelékanyag (gneisz/granitoid, kristályospala, csillámpala, savanyú vulkanit), valamint — alárendelt mennyiségben — magmás eredetű, bázisos összetételű kőzettörmelék alkotja. Petrográfiai megfigyeléseink alapján a Tu/1 minta petrofáciése megfelel ennek az összetételnek (4. ábra).

A Túronyi és a Korpádi Formációkat elválasztó tektonikus zóna összetett jellegére utalhat, hogy a korábbi leírásokban szereplő tektonikus képződményhatáron (~1167 m) olyan — 10–15 cm vastag — réteget különítették el, amelyben szericites, kőzetlisztes, finomszemcsés homokkő alapanyagban a Túronyi Agyagpala apró (5–20 mm-es), éles, koptatatlan törmelék található (BARABÁSNÉ STUHL 1988a). A karotázsmérések során a Túronyi Formáció felső részén (1167,0–1179,0 m között) erős ellenállás-csökkenést tapasztaltak, ami BARABÁSNÉ STUHL (1988a) szerint egyaránt jelentheti a kőzetek tektonikus fellazulását, de egykori felszíni mállás következménye is lehet. Ez utóbbi lehetőség véleményünk szerint valószínűtlen, hiszen rendkívül kicsi az esélye annak, hogy egy fellazult paleofelszín (paleoregolit) — a kontinentális eróziós folyamatoknak ellenállva — az üledékképződési szünetet követően lerakódó, szintén kontinentális kőzetegyüttes bázisképződményében, annak betemetődését és cementációját követően, laza formában fennmaradjon a kora-permtől napjainkig.

A vizsgált minták <2 µm-es frakciójának ásványos összetételében, továbbá az IC-értékekben tapasztalt eltérések szintén visszavezethetők tektonikus okokra: ÁRKAI et al. (2000) a Bodai Agyagkő részletes vizsgálatakor megállapították, hogy az üde zónához képest az erősen tektonizált szakaszokon az agyagásványok intenzív átalakulása figyelhető meg, ami az IC-értékek megnövekedésében is megnyilvánul. VICZIÁN et al. (2012) a Mórággyi Gránit törésvonalának agyagos kitöltéseiben dokumentált olyan hidrotermális eredetű agyagásványegyüttest, amelyben a diszkrét illit IC- (Kübler-index) értéke szintén a diagenetikus tartományba esik (0,51–0,61 °2Θ). Feltételezhető, hogy a Tu–1 fúrásban az anchizónát jelző minták között a diagenetikus tartományt tükröző szintek szintén tektonikus zónákhoz kapcsolódnak, azok fluidummigráció következtében jelentősen átalakult részeit jelölik ki.

Összefoglalva a fenti megállapításokat és az azokból levonható következtetéseket, feltételezzük, hogy a Tu–1 fúrásban a Túronyi Agyagpala és a Korpádi Homokkőként

elkülönített rétegsor széles tektonikus zóna mentén érintkezik, ami részben magában foglalja a Korpádi Homokkő korábban elkülönített alsó szakaszát is (2. ábra). Az átmeneti jelleg azzal magyarázható, hogy a törésvonalban összekapcsolódó törési síkok komplex rendszerében viszonylag érintetlen, izolált kőzettestek, erősen töredezett kőzetek, továbbá — a deformáció javarészt koncentráló — vetőkőzetek (vetőbreccsa, kataklázit, vetőagyag) találhatóak (MAROS et al. 2009). Noha a dél-dunántúli újpaleozoos üledékes rétegsorban viszonylag széles tektonikus zóna alkotta képződményhatárokat eddig nem különítették el, azok jelenléte nem idegen a Tiszai-egység magyarországi részén. Az Alföld aljzatában (pl. Kiskunhalas–ÉK repedezett szénhidrogén mező; Mezősas–Furta, Szeghalom és Dorozsma környéki területek aljzata) a különböző litológiai egységek tektonikus határát számos esetben széles (néhányszor 10 m, általában ~20–70 m) kataklázit zóna jelöli ki, továbbá a nyírési övek mentén jelentős mértékű hidratációval kísért átalakulás zajlott (M. TÓTH et al. 2000, 2002; M. TÓTH & ZACHAR 2006; NAGY & M. TÓTH 2012).

#### *Breccsa vagy konglomerátum? — A durvatörmelékes kőzetek jelentősége a középső szakaszban*

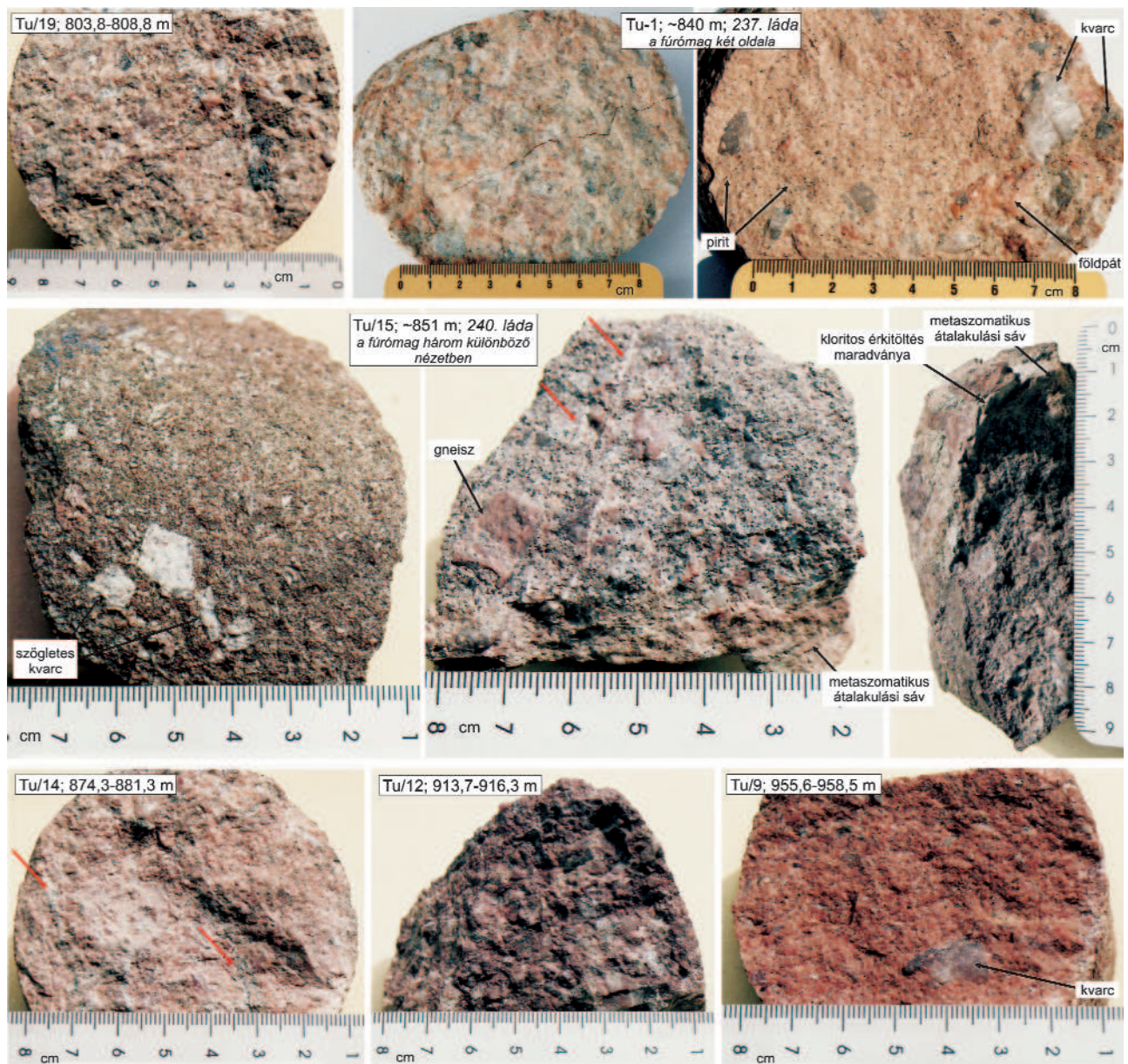
A Tu–1 fúrásban a Korpádi Homokkő középső szakaszában vulkanitszemcsék nem ismerhetők fel; a rosszul osztályozott, többnyire szögletes vázalkotó szemcséket uralkodóan dinamikus átkristályosodást szenvedett, polikristályos kvarc- és kalcium-szemcsék, különböző mértékben albitosodott kálföldpátszemcsék, valamint kvarc+ földpát±csillám összetételű metamorf kőzettörmelékek alkotják (6. ábra). A korábbi kimérési eredményekből szerkesztett összetéti diagramokon (3. ábra) a metamorf kőzettörmelékek uralkodó jellege tükröződik a homok szemcseméretű frakcióban. Az alsó szakasz felső, átmeneti jellegű részéhez képest a muszkovit kisebb, a metamorf kőzettörmelék nagyobb aránya azonban nem a lehordási területben beállt lényeges változást tükrözi, hanem az átlagos szemcseméret növekedésének következménye.

Mind a korábbi dokumentációk, mind saját tapasztalataink alapján a középső szakaszban uralkodnak a durvatörmelékes kőzetek, továbbá a homokkővek átlagos szemcsemérete is a durvaszemcsés változatok irányába tolódik el (2. ábra). Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a korabeli kézirat és publikált leírásokban a durvatörmelékes kőzetekre a vázszemcsék kerekítettségétől függetlenül általánosan, tág értelemben a konglomerátum fogalmat használták (ezen belül az elkülönítés a kavicsok koptatottsági értékének megadásával történt). Ennek megfelelően gyakran találkozhatunk olyan leírással, ami szerint egy adott üledékes kőzetben alig vagy egyáltalán nem koptatott „kavicsok” vannak. A breccsa kőzetnév tehát egyszerűen hiányzik a rétegsorok összefoglaló jellemzésekor és szelvény szerinti ábrázolásakor (pl. KOVÁCS M.-né 1967, BARABÁSNÉ STUHL 1988b, FÜLÖP 1994). Megítélésünk szerint — összhangban a nemzetközi nevezéktan szabályaival (TUCKER 1991) — az adott

szakaszból származó archivált durvatörmelékes kőzetek petrográfiai nem tekinthetők konglomerátumnak, azokban a közepesen–kitűnően koptatott klasztok (kavicsok) aránya nem haladja meg az 50%-ot (ami a nevezéktani kritériumot jelenti), sőt a legtöbb mintában ilyenek elő sem fordulnak. KOVÁCS M.-NÉ (1967) a Tu-1 fúrás vázlatos rétegsorának ismertetésekor a középső szakasznak megfelelő tartomány ( $P_2z^5$  és  $P_2z^4$ ; 2. ábra) dokumentálásakor nem tér ki a klasztok (kavicsok) koptatottságára, a felső szakasz alsó részén található kavicsok ismertetésénél azonban megjegyzi, hogy azok „általában szögletesek”. FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) a középső szakasz (774,0–1042,0 m) kőzettani vizsgálatokor szintén arról számolt be, hogy abban a törmelékanyag szemcsemérete átlagosan vala-

mennyivel durvább, mint az alsó és a felső szakaszban. Lefrása szerint a klasztok közepesen vagy rosszul osztályozottak, az esetek többségében rosszul koptatottak.

A Tu-1 fúrásban a Korpádi Homokkőként elkülönített egység középső szakaszából rendelkezésünkre álló durvaszemcsés mintaanyag többnyire maximálisan 1–2 cm-es, szögletes, szilánkos kvarc/kvarcitklasztokat, (meta)granitoid-jellegű és metamorf kőzettörmelékeket (gneisz, csillámpala), továbbá kálicföldpát-töredékeket tartalmazó — nagy valószínűséggel — üledékes eredetű breccsa, ami több fázisban az ásványos összetételét és a szövétét felülíró tektonikus, illetve metasztatikus hatást szenvedett (11. ábra). Előzetes petrográfiai eredményeink szerint a középső szakasz breccsamintáiban egymást kiegészítő, szilánkos, tört szemcsék, valamint

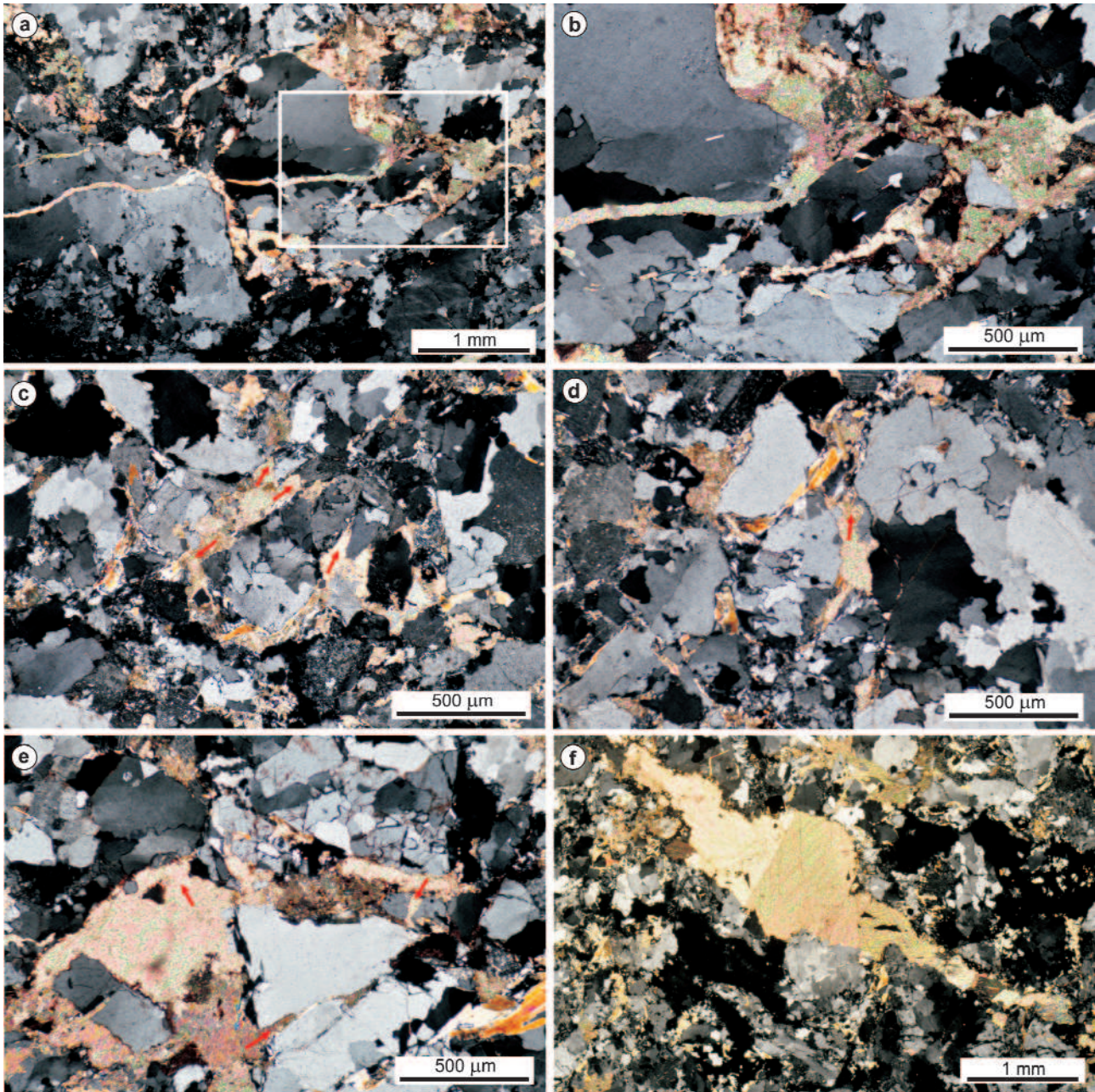


11. ábra. Kalcittal cementált breccsaminták a Korpádi Homokkő középső szakaszából (Tu-1 fúrás); korábban konglomerátumként dokumentált minták  
 Figure 11. Calcite-cemented breccia core samples from the middle part of the Korpád Sandstone section, borehole Tu-1; these samples were described as conglomerate previously

a szemcséket elmozdító, a fő cementfázissal azonos kitöltésű karbonátok fordulnak elő (12. ábra). Ezek alapján feltételezhető, hogy — legalább részben — a szögletes szemcsék méretredukciója tektonikus deformációra visszavezethető, *in situ* breccásodással ment végbe, azaz a megfigyelhető szöveti és szerkezeti bélyegek nem kizárólag a folyóvízi szállítási mechanizmust (sodorvonal-kifejlődés) tükrözik.

A fent részletezett és a jelenlegi ismeretek szintjén legvalószínűbb értelmezésen túl felvetődhet két további magyarázat a középső szakaszt jellemző breccsa kialakulására. Elfogadva a litosztratigráfiai besorolást, valamint figyelembe véve, hogy a

nyugat-mecseki típusú területen a vulkanitörmelékben gazdag Korpádi Homokkő a Mórággyi Gránit eróziós felszínére, illetve gránit anyagú osztályozatlan törmelékre („koptatatlan és alárendelten gyenge osztályozottságot mutató gránitmurva”) települ (BARABÁSNÉ STUHL 1988b), nem zárható ki, hogy ez a szakasz a Tu-1 fúrásban is a Korpádi Homokkő granitoid eredetű fekvését képviseli. Ezt látszólag alátámasztja az átlagosan 3–5 cm-es közettörmelék makroszkópos jellemzése: KOVÁCS M.-né (1967) szerint ezek anyaga túlnyomóan kvarc és vörös gránit, továbbá gneisz, felzitesedett barna és szürke „kvarcporfir” (metariolit) és aleurolit. A durvatörmelék



12. ábra. Törésszemcseméret-redukcióra utaló bélyegek a Korpádi Homokkő középső szakaszában, Tu-1 fúrás (+N)

a), b) és e) 913,7–916,3 m, Tu/12; c) 955,6–958,5 m, Tu/9; d) 936,1–936,7 m, Tu/11; f) 874,3–881,3 m, Tu/14. Az illeszkedő szemcséhatárokat piros nyilak jelzik.

Figure 12. Petrographic features suggesting *in situ* framework grain fragmentation in the middle part of the Korpád Sandstone section, borehole Tu-1 (+N)  
a), b) and e) 913.7–916.3 m, Tu/12; c) 955.6–958.5 m, Tu/9; d) 936.1–936.7 m, Tu/11; f) 874.3–881.3 m, Tu/14. Jigsaw-fit grain boundaries are indicated by red arrows

összet részletes kőzettani vizsgálatára azonban eddig nem került sor, ezért ez az irány a további kutatási lehetőségek között nagy jelentőségű.

A homokkővek mikroszkópos vizsgálata során FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) a középső szakasz lehordási területén a csillámos kvarcit és a plagiogneisz (migmatit?) eróziójának uralkodó jellegét emelte ki. A makroszkópos dokumentációval ellentétben megállapította, hogy az egész szelvényben hiányoznak a mecseki perm képződményekre jellemző káliföldpátos gránittörmelékek. A szemcsék összetétele és szerkezete alapján a forráskőzetet ezért nem a Mórági Gránittal, hanem a gyódi fúrásokban harántolt gneisszel (Baksai Komplexum) rokonította. Figyelembe véve, hogy a közeli Csarnóta–1 (458–632 m között) és Diósvizlő–3 (1068–1144 m között) fúrásban (1. ábra) a permkarbon képződmények között, tektonikus helyzetben a Baksai Komplexum erősen kataklázos–milonitosodott metamorfittjait különítették el, amelyek hidrotermális eredetű kvarc- és karbonát-ereket tartalmaznak (BARABÁSNÉ STUHL 1988a), alternatív lehetőségként felvetődik, hogy a Tu–1 fúrásban a tektonikus határok közötti cementált breccsazona szintén ezzel párhuzamosítható. Ezt erősítheti meg, hogy a Baksai Komplexum posztmetamorf átalakulási folyamatai között FINTOR et al. (2009, 2010, 2011) szintén dokumentáltak albitosodással, kloritosodással, hidrotermális piritkiválással, szericitedéssel és karbonátcementációval társult eseményeket. Ezek az átalakulások többnyire Ca-Al-szilikát ásványokkal kitöltött erekhez kapcsolódnak, azonban a mellékkőzet metasomatikus átalakulása is jelentős. Az alapkőzet metasomatikus átalakulása, továbbá az erekhez kötődően vagy hintett formában pirit és ritkán kalkopirit megjelenése szintén jellemző a Csarnóta–1 és a Diósvizlő–3 fúrásban, tektonikus helyzetben feltárt metamorfotokra (BARABÁSNÉ STUHL 1988a), valamint makroszkóposan is megfigyelhető a Tu–1 fúrás kérdéses részén (11. ábra). Ez az alternatíva viszont azt feltételezné, hogy az adott szakasz eredendően nem üledékes breccsa, hanem metamorf kőzetegyüttes volt, amire nézve jelenleg semmilyen meggyőző bizonyíték nincs.

A fentiek alapján nem látjuk igazolhatónak, hogy a Tu–1 fúrásban 822 (vagy ~840) m-ben vastag konglomerátum-réteggel indulna a Korpádi Homokkő felső tagozata, ahogy ezt BARABÁSNÉ STUHL (1988b), FÜLÖP (1994) és BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL (1998) munkáiban találjuk. Makroszkópos bélyegei alapján a vetőzónákkal határolt középső szakaszban semmilyen litológiai határ nem vonható meg, ezért abban litológiai alapon tagozathatár sem különíthető el. A szakaszt alkotó, metamorf kőzettörmelékben gazdag üledékes breccsák és homokkővek intenzíven átalakultak, a többfázisú töréses deformációt (kvarc±karbonát-érkitöltések, kloritos erek) követően, illetve kísérendően metasomatikus hatást (albitosodás, karbonátos cementáció, piritosodás) is szenvedtek. Ez a hidrotermális hatás lehet felelős a középső szakasz alsó részéről vizsgált mintákban a diagenetikus zónára jellemző IC-értékek kialakulásáért. A genetikai és rétegtani kapcsolat feltáráshoz ezért további, az érkitöltések és az átalakulási folyamatok részletes jellemzésére is kitérő vizsgálatok szükségesek.

### Átmeneti jelleg a Korpádi Homokkő felső szakaszában

A Korpádi Homokkő felső szakaszának alsó részén uralkodnak a gyakran bioturbált, csillámdús homokkővek és aleurolitok (8. ábra), amelyek összetétele rokonítható a középső szakasz metamorf kőzettörmelékben gazdag, bár durvább szemcseméretű kőzeteivel, illetve jól párhuzamosítható az alsó szakasz felső részével (5. ábra). Az egykori dokumentációk alapján hasonló rétegsort tárt fel a Szava–5, a Siklósbodony–1 és a Máriagyúd–1 fúrás (BARABÁSNÉ STUHL 1988b). Ez alapján a Tu–1 fúrás rétegsorában (alsó szakasz felső része, középső szakasz és felső szakasz alsó része; 2. ábra) a Korpádi Homokkő Formációt változó szemcseméretű és átalakultsági fokú, metamorf kőzettörmelékben gazdag törmelékes üledékes képződmények képviselik.

A Tu–1 fúrás rétegsorában az alsó-perm Korpádi Homokkő és a fedő képződmények elkülönítése már az első dokumentáláskor sem bizonyult problémamentesnek. Annak ellenére, hogy BARABÁSNÉ STUHL (1988b), FÜLÖP (1994) és BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL (1998) munkáiban 490,0 m-től lefelé található a Korpádi Homokkő, KOVÁCS M.-NÉ (1967) a 344,4–783,2 m közötti teljes szakaszt összevonva jellemezte ( $P_2Z^{6-8}$ ; 2. ábra). Ettől eltérően — mikroszkópos vizsgálat alapján — FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) a 344,6–495,0 m közötti szakaszt a Jakabhegyi Homokkőbe sorolta, ez alatt a 495,0–512,0 m közötti átmeneti összetételt követően „felső perm homokkővet” különített el (2. ábra).

Tapasztalataink alapján a Korpádi Homokkő felső szakaszát képviselő minták közül számottevő mennyiségű vulkanitfragmentum, illetve vulkáni eredetű kvarcsemm csak a legfelső, dolomitgazdag mintában (Tu/42) figyelhető meg (9. ábra), ami agyagásványos összetételében is eltér a szakasz többi mintájától (1. táblázat). A rétegsorban lefelé haladva a szemcsék között vulkanit a Tu/39 jelű mintáig, vulkáni eredetű kvarc a Tu/34 mintáig azonosítható. A vulkáni eredetű szemcsék fokozatos csökkenése megegyezik FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) megfigyelésével. FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) megállapította továbbá azt, hogy a Tu–1 fúrásban a 344,6–512,0 m közötti szakasz törmelékanyaga és részben kötőanyaga is a mecseki, perm Jakabhegyi Homokkővel azonosítható, attól a kaolinit bőséges jelenléte képezi a különbséget a túronyi fúrás anyagában. Figyelembe véve a vulkanitsemcsék mennyiségi arányát, a kaolinittartalmat, továbbá a diagenetikus zónát jelző IC-értéket a Korpádi Homokkő felső szakaszának felső részén, feltételezhető, hogy a Jakabhegyi Homokkő és a Korpádi Homokkő határát is tektonikus zóna alkotja a Tu–1 fúrásban. A két rétegtani egységet képviselő homokkővek részben hasonló („átmeneti jellegű”) összetétele tükröződik a FAZEKAS (in FAZEKAS & VINCZE 1968) által megadott kimérési adatokból szerkesztett Q–F–R és  $R_m$ – $R_v$ – $R_p$  diagramokon (3. ábra). A litológiai határ megvonását megnehezíti a káliföldpátok diagenetikus albitosodása (9. ábra), ezért az a

korábban alkalmazott kőzettani kritérium, miszerint a Jakabhegyi Homokkő homokszemcséinek anyagából hiányzik a plagioklász (FAZEKAS 1987; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998), a Tu–1 fúrás rétegtani tagolására nem alkalmazható.

### Rétegtani megfontolások

A Tu–1 fúrásban a Korpádi Homokkő korbesorolása kizárólag az 1054,0 m-ből származó, minőségileg és mennyiségileg is szegényes (fajra meghatározhatatlan egyedek) spóra–pollen anyag alapján történt (BARABÁSNÉ STUHL 1988b). Figyelembe véve KOVÁCS M.-NÉ (1967) tagolását és a fenti gondolatmenetet, ez a minta a Korpádi Homokkő alsó szakaszában egy tektonikus zónából származott, tehát a rendkívül bizonytalan kor nem általánosítható a rétegsor teljes szakaszára. A Tu–1 fúrás rétegsorának értelmezésekor szintén fontos szerepet kapott az 1054,0 m-ből származó minta vitrinit-reflexió értéke ( $R_0 = 2,42 \pm 0,17\%$ ; 32 szemcsén mérve; MÁFI adatok, a méréseket LACZÓ Ilona végezte; in BARABÁSNÉ STUHL 1988b), amit a permi rétegsorhoz tartozás független bizonyítékként kezeltek (BARABÁSNÉ STUHL 1988b). A Villányi-hegységben mélyfúrásokkal feltárt képződmények vitrinit-reflexió adatainak értelmezésekor azonban nem hagyható figyelmen kívül a Diósvizsló Dv–3 fúrás 1154,0 m mélységéből, szintén tektonikus zónából (1144,0–1154,0 m), karbon üledékes kőzet és metamorf határáról származó mintájának vizsgálati eredménye. Egyrészt, az itt meghatározott átlagos  $R_0 = 3,40 \pm 0,40\%$  (35 szemcsén mérve; BARABÁSNÉ STUHL 1988b) érték teljes összhangban van a terület egyéb felső-karbon képződményeket feltárt fúrásai-ból megismert adatokkal (BARABÁSNÉ STUHL 1988a). Másrészt azonban a 35 szemcsén meghatározott egyedi mérések 2,72–4,08% között változtak, az  $R_0 = 2,7\%$  körüli értékek viszont a dél-dunántúli alsó-permre jellemző értékekkel korrelálnak (BARABÁSNÉ STUHL 1988a, b). Az átlagszámítás megtevesztő következményére összefoglaló jelentésében BARABÁSNÉ STUHL (1988a) is felhívta a figyelmet, aki a fenti adatokból arra következtetett, hogy a tektonikus zónában többféle eredetű kőzet — így alsó-perm is — található. A Tu–1 fúrásból vizsgált mintával kapcsolatban sajnos nem áll rendelkezésünkre olyan információ, ami az  $R_0$  adatok tényleges mért értéktartományáról felvilágosítást nyújtana, ezért ennek korrelációs értéke megkérdőjelezhető.

Az elmúlt évek kutatási eredményei rámutattak arra (pl. POLISSAR et al. 2011, LITKE et al. 2012 és a bennük hivatkozott irodalmak), hogy a tektonikus zónák környezetében a surlódási hő következtében a szerves anyag érettsége és ezzel párhuzamosan a vitrinit-reflexió értéke megnövekszik. Mivel a szerves anyag érése irreverzibilis folyamat, a deformáció hatására bekövetkezett átalakulás anomális  $R_0$  adathoz vezethet, ami nem a diagenetikus éréssel összefüggő  $T_{max}$  értéket tükrözi, hanem a hő- és a deformáció-történet együttes hatásának eredménye. A vitrinit-reflexió méréséhez kiválasztott minta mind a Tu–1, mind a Dv–3 fúrásban tektonikus zónából származott, ami rávilágít arra,

hogy a vizsgált területen a vitrinit-reflexióra épülő korreláció (BARABÁSNÉ STUHL 1988a, b) jelen esetben rétegtani besorolásra nem használható fel.

A Tu–1 fúrás Korpádi Homokkőként elkülönített szakaszának rétegtani besorolásával kapcsolatban meg kell jegyeznünk, hogy az itt feltárt kőzetanyag mind makroszkópos, mind mikroszkópos megjelenését tekintve jelentősen eltér a névadó területen, a Nyugati-Mecsekben megismert Korpádi Homokkőtől. Dinnyeberki, Korpád és Gyűrűfű környékén a mélyfúrásokkal és kutatóaknákkal feltárt Korpádi Homokkő részben egyidős vulkáni aktivitásból származó szemcséket (kőzettörmelék, szilánkos kvarc- és földpát kristálytöredékek, üvegszilánk-reliktumok) tartalmaz (VARGA 2009, VARGA et al. 2013). A finomszemcsés sziliciklasztos üledékekben talajosodás hatására a béta-kalkrétekre jellemző szerkezeteket (rizokonkrécio, továbbá gyökérnyomok, alveoláris szerkezet, mikrites gumók) jelentek meg. Ezek a bélyegek viszonylag száraz (100–500 mm/év csapadék) klímát jeleznek a pedogenezis során (VARGA et al. 2012, 2013; VARGA & RAUCSIK, *közlésre elfogadva*).

Ezzel ellentétben a Villányi-hegység északi előterében mélyült további fúrásokhoz hasonlóan (pl. Siklósbodony–1, Szava–5, Csarnóta–1, Máriagyűd–1 fúrások; BARABÁSNÉ STUHL 1988b, VARGA et al. 2007, VARGA 2009) a Tu–1 fúrás Korpádi Homokkőként elkülönített szakaszát — a fekvő és a fedő felőli, kevert litológiájú, tektonikus határoktól eltekintve — metamorf kőzettörmelékben gazdag, kvarc- és csillámdús kőzetek jellemzik. Azokban bioaktivitással társult pedogén karbonát-felhalmozódást jelző betelepüléseket eddig nem dokumentáltak. A finomszemcsés, csillámdús kőzetekben megfigyelt intenzív bioturbáció a nyugat-mecsekítő eltérő jellegű: nem arid éghajlatra, hanem állandó vízborítottságra és nedves környezetre („*wet red beds*”) utal. Felmerülhet tehát, hogy azonos formációba sorolásuk felülbírálatra szorul.

A Tu–1 fúrásban kimutatható — kőzettani változással is kísért — tektonikus képződményhatárok nem hagyhatók figyelmen kívül a szerkezetfejlődési értelmezésben, különösen azért, mert a Tiszai-egység, mint összetett terepnum aljzatában a későbbi szerkezetalakulás szempontjából a Szlavóniai–Drávai-terepnum autochtonnak, vagy parautochtonnak tekinthető (CSÁSZÁR 2005). A lokális korrelációhoz azonban a hasonló permi képződményeket harántoló Csarnóta–1, Máriagyűd–1 Siklósbodony–1 és Szava–5 fúrások rétegsorának részletes reambulációs vizsgálata is szükséges.

### Következtetések

A dél-dunántúli permi kontinentális képződmények közül a csak mélyfúrásokból ismert Korpádi Homokkő Formáció rétegsorát vizsgáltuk a Túrony–1 (Tu–1) fúrásban. Munkánkban a homokkő és az aleurolit kőzettípusok ásványtani és kőzettani vizsgálatát végeztük el. Eredményeink megerősítik a korábbi kutatások során felvázolt hármas

tagolódást a rétegsoron belül, azonban a fekü és a fedő képződmények felé megfigyelhető kőzetösszetételi változást utólagos, tektonikus folyamatok eredményének tartjuk.

Figyelembe véve a vulkanitszemcsék mennyiségi arányát, valamint az agyagásványos összetételt (klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát megjelenése, kaolinit-tartalom, diagenetikus zónát jelző IC-érték) feltételezzük, hogy a Tu–1 fúrásban a Túronyi Agyagpala és a Korpádi Homokkőként elkülönített rétegsor széles (kb. 40–60 m) törészóna mentén érintkezik. Hasonlóan, a Korpádi Homokkő felső szakaszának felső részén a Jakabhegyi Homokkő és a Korpádi Homokkő határát feltételezhetően széles tektonikus zóna alkotja.

A Korpádi Homokkő Formációt — a fekü és a fedő felőli, kevert litológiájú, tektonikus határoktól eltekintve — metamorf kőzettörmelékben gazdag, kvarc- és csillámdús kőzetek képviselik. A finomszemcsés kőzetekben megfigyelhető intenzív bioturbáció nedves üledékképződési környezetre („wet red beds”) utal. Makroszkópos bélyegei alapján a

vetőzónákkal határolt középső szakaszban semmilyen litológiai határ nem vonható meg, ezért abban litosztratigráfiai alapon tagozathatár sem különíthető el. A szakaszt alkotó, metamorf kőzettörmelékben gazdag üledékes breccsák és homokkövek intenzíven átalakultak; a többfázisú töréses deformációt követően, illetve kísérően metasomatikus hatást szenvedtek. A genetikai és rétegtani kapcsolat feltárásához ezért további összehasonlító vizsgálatok szükségesek.

### Köszönetnyilvánítás

Ez a munka az OTKA PD 83511 nyilvántartási számú téma keretein belül (VA), a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával (VA), valamint a Mecsekérc Zrt. engedélyével és anyagi támogatásával készült. A kutatást részben a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0047 sz. projekt támogatta (RB). A szerzők köszönetet mondanak a kézirat bírálóinak és SZTANÓ Orsolya szerkesztőnek részletes és elgondolkodtató megjegyzéseikért.

### Irodalom — References

- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **26**, 83–101.
- ÁRKAI, P. 1991: Chlorite crystallinity: an empirical approach with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. — *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 723–734.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K., DEMÉNY, A., FÖRIZS, I., NAGY, G. & MÁTHÉ, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 351–378.
- BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*, MOL Rt.-MÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1988a: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés III. fejezete a perm feküképződményeiről. — *Kéziratos jelentés*, MÉV Adattár (J–3278/III), 121 p.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1988b: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a perm képződményekről. — *Kéziratos jelentés*, MÉV Adattár (J–3278/IV), 301 p.
- CSÁSZÁR G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana I. Paleozoikum–Paleogén*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241.
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A. 1979: Plate tectonics and sandstone compositions. — *AAPG Bulletin* **63**, 2164–2182.
- DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., KNEPP, R. A., LINDBERG, F. A. & RYBERG, P. T. 1983: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. — *Geological Society of America Bulletin* **94**, 222–235.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. — *Földtani Közlemények* **117/1**, 11–30.
- FAZEKAS V. & VINCZE J. 1968: A Túrony 1. sz. mélyfúrás anyagának mikroszkópi vizsgálata. — *Kéziratos jelentés*, MÉV Adattár (T–8/1), 13 p.
- FINTOR K., M. TÓTH T. & SCHUBERT F. 2009: A Baksai Komplexum posztmetamorf fluidum evolúciója. — In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. GeoLitera, Szeged, 245–258.
- FINTOR, K., M. TÓTH, T. & SCHUBERT, F. 2010: Near vein metasomatism along propylitic veins in the Baksa Gneiss Complex, Pannonian Basin, Hungary. — *Geologia Croatica* **63/1**, 75–91.
- FINTOR, K., M. TÓTH, T. & SCHUBERT, F. 2011: Hydrothermal palaeofluid circulation in the fracture network of the Baksa Gneiss Complex of SW Pannonian Basin, Hungary. — *Geofluids* **11**, 144–165.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 332–335.
- JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményeinek rétegtanának ismertetése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. — MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.

- KASSAI M. 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. — *Geologica Hungarica Series Geologica* **17**, 11–109.
- KONRÁD, GY., SEBE, K., HALÁSZ, A. & BABINSZKI, E. 2010: Sedimentology of a Permian playa lake: the Boda Claystone Formation, Hungary. — *Geologos* **16/1**, 27–41.
- KOVÁCS M.-NÉ 1967: Turony–1 sz. fúrás vázlatos rétegsora. — *Kéziratok jelentés, MÉV adattár (T–8/1)*, Pécs, 5 p.
- LITTKE, K., URAI, J. L., UFFMAN, A. K. & RISVANIS, F. 2012: Reflectance of dispersed vitrinite in Palaeozoic rocks with and without cleavage: Implications for burial and thermal history modeling in the Devonian of Rursee area, northern Rhenish Massif, Germany. — *International Journal of Coal Geology* **89**, 41–50.
- MAROS GY., KOROKNAI B., PALOTÁS K., DUDKO A., BALOGH K. & PÉCSKAY Z. 2009: Törészónák a Mórággyi Gránitban: új szerkezeti és K/Ar adatok. — In: M. TÓTH (szerk.): *Magmás és metamorfképződmények a Tiszai Egységben*. GeoLittera, Szeged, 43–62.
- MÁTHÉ Z. & VARGA A. 2012: „Ízesítő” a perm Bodai Agyagkő Formáció öskörnyezeti rekonstrukciójához: kősó utáni pszeudomorfózák a BAT–4 fúrás agyagkőmintáiban. — *Földtani Közlemények* **142/2**, 201–204.
- M. TÓTH, T. & ZACHAR, J. 2006: Petrology and deformation history of the metamorphic basement in the Mezősas-Furta crystalline high (SE Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **49/2**, 165–188.
- M. TÓTH, T., SCHUBERT, F. & ZACHAR, J. 2000: Neogene exhumation of the Variscan Szeghalom dome, Pannonian Basin, E. Hungary. — *Geological Journal* **35/3–4**, 265–284.
- M. TÓTH, T., SCHUBERT, F., FÖLDES, T., HOLLÓS, CS. & KOMLÓSI, J. 2002: Modelling of the fractured Dorozsma crystalline reservoir, SE Pannonian Basin. — *EAGE Annual Meeting Abstracts*, P297.
- NAGY, Á. & M. TÓTH, T. 2012: Petrology and tectonic evolution of the Kiskunhalas-NE fractured CH-reservoir, S-Hungary. — *Central European Geology* **55/1**, 1–22.
- PETTUJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. 1972: *Sand and Sandstone*. — Springer-Verlag, New York, 618 p.
- POLISSAR, P. J., SAVAGE, H. M. & BRODSKY, E. E. 2011: Extractable organic material in fault zones as a tool to investigate frictional stress. — *Earth and Planetary Science Letters* doi: 10.1016/j.epsl.2011.09.004
- TUCKER, M. A. 1991: *Sedimentary Petrology — An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. — Blackwell Science Ltd., Oxford, 260 p.
- VARGA A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. — *Doktori (PhD) értekezés*, ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.
- VARGA A. & RAUCSIK B. 2009: Metaüledékes képződmények a Tiszai-egység aljzatában: a felső-paleozoikum Turonyi Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum). — In: M. TÓTH (szerk.): *Magmás és metamorfképződmények a Tiszai Egységben*. GeoLittera, Szeged, 177–192.
- VARGA A. & RAUCSIK B. (közlésre elfogadva): Pedogenic calcrete records in southern Transdanubia, Hungary: a brief review with paleoenvironmental and paleogeographic implications. — *Central European Geology*
- VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., ÁRGYELÁN, T., JÓZSA, S., RAUCSIK, B. & MÁTHÉ, Z. 2007: Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary — Mineralogical, petrographic, and geochemical study. — In: ARRIBAS, J., CRITELLI, S. & JOHNSON, M. J. (eds): *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. *Geological Society of America Special Paper* **420**, 221–240.
- VARGA A., RAUCSIK B., KOVÁCS KIS V. & SZAKMÁNY GY. 2008: A felső-paleozoikum Turonyi Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum) pelites kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellemzői. — *Földtani Közlemények* **138/1**, 5–20.
- VARGA, A., RAUCSIK, B. & BAJNÓCZI, B. 2012: Nodular calcrete from the Lower Permian Korpád Sandstone Formation (borehole Dinnyeberki 9015, Mecsek Mts, Hungary) and its palaeoenvironmental significance. — *Földtani Közlemények* **142/4**, 375–378.
- VARGA A., DABI G., RAUCSIK B., BAJNÓCZI B., SCHUBERT F., PÁL-MOLNÁR E. & HIDASI T. 2013: Késő-variszkuszi üledékképződési környezetek rekonstrukciója a Dél-Dunántúlon: a Korpádi Homokkő, a Gyűrűfű Riolit és a Cserdi Konglomerátum Formációk kapcsolatrendszeréről. — *IV. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés Kiadványa*, Molnár Nyomda és Kiadó Kft. Pécs, 7–11.
- VICZIÁN, I., KÓNYA, P., KOROKNAI, B., KOVÁCS-PÁLFFY, P., MAROS, GY., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 2012: Mineralogy and K–Ar geochronology of illite-rich fault gouges in the Mórággyi Granite, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series, Szeged* **7**, p. 149.
- WEAVER, C. E. 1989: *Clays, Muds, and Shales*. — Elsevier, Amsterdam, 819 p.

Kézirat beérkezett: 2014. 01. 20.

## A taxonomic and nomenclatural revision of the historical brachiopod collection from the Lower Jurassic of Yakacik (Ankara, Turkey), housed in the Geological and Geophysical Institute of Hungary

VÖRÖS Attila

Magyar Természettudományi Múzeum, Őslénytani és Földtani Tár; MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, 1431 Budapest, Pf. 137  
Hungarian Natural History Museum, Department of Paleontology and Geology; MTA-MTM-ELTE Research Group for Paleontology, P.O. Box 137,  
Budapest, H-1431, Hungary; e-mail: voros@nhmus.hu

### *A Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben őrzött törökországi (Yakacik, Ankara) alsó-jura brachiopoda gyűjtemény revíziója*

#### Összefoglalás

Törökország alsó-jura brachiopodáiról az első érdemi adatokat MILLEKER Rezső geográfus expedíciójának és VADÁSZ Elemér publikációinak köszönhetjük. A részben saját költségén megtett utazásai során (1911–1912) MILLEKER — számos más természettudományi érték mellett — jelentős mennyiségű alsó-jura ősmaradványt gyűjtött az Ankara közelében fekvő Jakadjik (vagy Jakadsik, mai nevén Yakacik) lelőhelyről. A kövületeket — köztük a nagyszámú brachiopodát — jórészt VADÁSZ (1913a, b, 1918) dolgozta fel és publikálta. Az anyag a budapesti Földtani Intézet múzeumába került, ahol ma is becses részét képezi a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet gyűjteményének. Vadász úttörő, de előzetes jellegű, szinte vázlatos publikációi, valamint a bennük foglalt, többnyire elavult rendszertani eredmények indokoltá tették a brachiopoda fauna korszerű rendszertani revízióját.

A revízió szerint a 197 brachiopoda példány 27 taxont képvisel. Ezen belül 16 genuszhoz tartozó, 23 névleges faj sikerült azonosítani; ezek részletes leírását és fotódokumentációját adja a jelen dolgozat, a szükséges esetekben sorozatsiszolati rajzokkal kiegészítve. A 23 faj közül csupán 8 szerepelt VADÁSZ (1913a, b, 1918) publikációiban. A múzeumi alátét cédulák tanúsága szerint azonban VADÁSZ tovább dolgozott az anyagon: a cédulákon szereplő határozásai közül 12 egyezik a mostani revízióban szereplő fajnevekkel. A VADÁSZ (1913a, b) által leírt két új faj, a *Rhynchonellina anatolica* és a *Waldheimia anatolica* valós új fajnak bizonyult; korszerű nevük *Suessia ? anatolica* (VADÁSZ 1913), illetve *Aulacothyris anatolica* (VADÁSZ 1913).

Egy Yakacik melletti lelőhelyről AGER (1959a) is leírt egy 11 fajból álló liász brachiopoda faunát; e fajok közül 7 a jelen revízió során is előkerült. A brachiopoda fajok korábban publikált rétegtani elterjedési adatait figyelembe véve a yakaciki brachiopoda fauna pliensbachi korúnak tekinthető.

A Yakacik környéki lelőhelyek zavart településére, bonyolult tektonikájára VADÁSZ (1918) óta számos szerző (AGER 1959a, TÜRKÜNAL 1959, BREMER 1965) utalt. BAILEY & MCCALLIEN (1950, 1953) korábbi felfogása szerint ez a bonyolult tektonikájú terület a tág értelemben vett „Ankara Melanzs” zónához tartozott. Az újabb vizsgálatok ezt a széles zónát tovább tagolták, és a korszerű tektonikai szintézisek szerint (OKAY & TÜYSÜZ 1999, OKAY et al. 2006) Yakacik környékén a Karakaya akkréciós komplexum húzódik, ami a jura elején vált a Sakarya-zóna részévé. A Sakarya mikrokontinentst ekkor egy keskeny óceáni sáv választotta el az európai kontinensperemtől. Ez ad magyarázatot a yakaciki liász brachiopoda fauna látszólag kevert, de valójában inkább átmeneti paleobiogeográfiai jellegére is: a 4 endemikus és 4 kozmopolita faj mellett, 6 faj az ÉNy-európai, 9 faj pedig a Mediterrán faunaprovinciával mutat erős kapcsolatot.

*Tárgyszavak: Brachiopoda, alsó-jura, Törökország, rendszertani revízió*

#### Abstract

In this paper the Early Jurassic brachiopods from Yakacik (Turkey), housed at the Geological and Geophysical Institute of Hungary, are examined in detail in the framework of a taxonomic and nomenclatural revision of the 197 specimens collected by R. MILLEKER in 1911–1912, and shortly described by VADÁSZ (1913a, b, 1918). This revision resulted in the identification of 27 brachiopod taxa. They represent 16 genera and 23 nominal species; these are systematically described and documented by photographs and partly by serial sections. The new brachiopod taxa introduced and illustrated by VADÁSZ (1913a, b): *Rhynchonellina anatolica* and *Waldheimia anatolica* are re-evaluated and their taxonomic positions are updated as *Suessia ? anatolica* (VADÁSZ, 1913) and *Aulacothyris anatolica* (VADÁSZ, 1913), respectively. The Early Jurassic (Pliensbachian) brachiopod fauna of Yakacik shows a transitional character between two major faunal provinces: besides 4 endemic and 4 cosmopolitan species, 6 species have NW European, and 9 species have Mediterranean faunal affinity.

*Keywords: Brachiopoda, Lower Jurassic, Turkey, taxonomic revision*

## Introduction

The first significant contribution to the knowledge of Turkish Early Jurassic brachiopods can be attributed to the expeditions led by a Hungarian geographer, Rezső MILLEKER, and the subsequent palaeontological publications by VADÁSZ (1913a, b, 1918). MILLEKER's first, self-financed voyage to central Turkey in 1911 was primarily devoted to improve the knowledge on the topography of this exotic country, but the geological, botanical and zoological results were also remarkable. R. MILLEKER collected, among other items, a good amount of Jurassic fossils from red nodular ammonitic limestone at Jakadjik (now Yakacik), near Ankara. These fossils (including forams, sponges, crinoids, ammonoids and brachiopods) were palaeontologically described by VADÁSZ (1913a, b). He established the Early Jurassic age and pointed to the Mediterranean character of the fauna. From among the brachiopods, VADÁSZ introduced two new taxa and shortly described a few other species.

VADÁSZ (1913a, b) published the Yakacik material in the Annals of the Hungarian Geological Institute. At that time, this periodical appeared in the Hungarian and German languages simultaneously, but in separate volumes. Therefore, in spite of their almost perfectly identical content, it is reasonable to consider these contributions as separate papers: VADÁSZ (1913a) for the Hungarian and VADÁSZ (1913b) for the German version. This is further justified by the minor differences in the page numbers and in the partly erroneous numbering of the text-figures in the Hungarian version. The priority should be given to the Hungarian paper (VADÁSZ 1913a).

On the occasion of his second expedition in 1912, R. MILLEKER was commissioned by the Hungarian Geological Institute and he collected an even greater quantity of fossils from Yakacik than on his earlier trip, and gave more attention to the geology of the locality. Based on these data VADÁSZ (1918) endorsed the lower and middle Liassic age of the ammonoid-bearing layers and complemented the brachiopod faunal list.

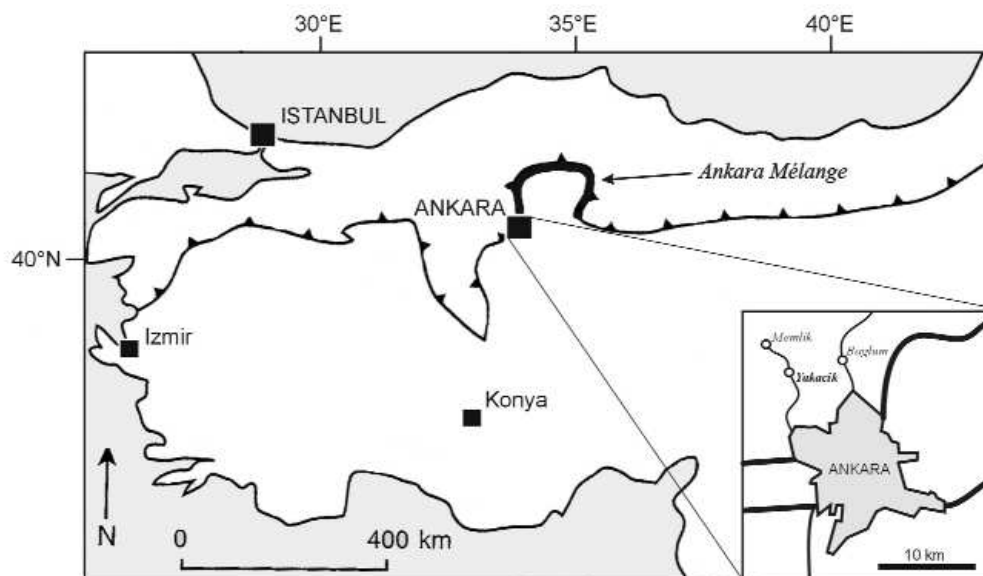
Due to the above pioneering publications, the locality became renowned to researchers dealing with the Jurassic: ARKELL (1956, p. 349) mentioned Yakacik as one of the "celebrated localities" of the Liassic of Anatolia.

AGER (1959a) collected new brachiopod material, probably from another part of the Liassic outcrops at Yakacik (erroneously written by him as Yakaçik) and gave the full description of the fauna. Ever since then, this important paper has remained the best record of the Yakacik brachiopod fauna.

MILLEKER's valuable fossil collections from Yakacik were stored in the museum of the Geological and Geophysical Institute of Hungary and, fortunately, they are now again available for study. The well-treated and labelled brachiopod material clearly shows that E. VADÁSZ, after his 1918 publication, continued to work on and improved the identification of the brachiopods; however these data have never been published. Moreover, the present author recognized that most of the identifications by VADÁSZ needed to be corrected. Therefore, this paper is devoted to the full revision and description of those Early Jurassic brachiopods from Yakacik housed at the Geological and Geophysical Institute of Hungary.

## The locality

Yakacik once was a small village; now it belongs to the outskirts of the Turkish capital, Ankara (Figure 1). Without personal field experience at Yakacik, the author had to rely on various data and descriptions by previous authors. According to VADÁSZ (1913a, b) and AGER (1959a), the most part of the fossils, especially the brachiopods, have been



**Figure 1.** Geographic situation of the Yakacik locality in Turkey. Barbed line: İzmir-Ankara-Erzincan suture zone  
Insert map after ALKAYA & MEISTER (1995)

*I. ábra.* A yakaciki lelőhely földrajzi helyzete Törökországon belül. Fogazott vonal: İzmir-Ankara-Erzincan szutúra öv  
Részletterkép ALKAYA & MEISTER (1995) nyomán

collected from the scree coming from dark red, nodular, marly ammonitic limestones. These layers were seen in the sides of small valleys, just north of the village Yakacik.

VADÁSZ (1918) published a concise report on the Jurassic stratigraphy of Yakacik, on the basis of field observations and rock samples collected by MILLEKER. According to VADÁSZ (1918, p. 216) the lowermost exposed rocks were red and greyish-brown limestones with brachiopods, bivalves and crinoids; the brachiopods indicated a Middle Liassic age. The next member was a reddish brown limestone with rich, definitely Lower Liassic (“Lias β”) ammonoid fauna. The problem of the apparently reverse order of beds remained unsolved. The red, ammonitic limestone was overlain, without transition, by unfossiliferous sandstones, black marls and grey to brownish, “*Posidonomya* marls” of Middle Jurassic age. VADÁSZ noticed that this Middle Jurassic lithology was different from the Alpine facies and was more akin to the equivalent formations in France, the Crimea and the Caucasus.

BAILEY & MCCALLIEN (1953, p. 427) made a geological survey around Yakacik and recognized that the “Lias deposits” include, besides fossiliferous limestones, shales and polygenetic conglomerates (with pebbles of granite, porphyry and schist). These are in association with the “Steinmann trinity”, i.e. the serpentinites, spilites and radiolarites of the ocean-floor rock complex. The radiolarites and the post-Liassic limestones were compared to the Olenos facies (Greece) and the Plattenkalk of the Alps, respectively, by BAILEY & MCCALLIEN (1953).

BREMER (1965, p. 194) gave further geological information on the localities at Yakacik. The description of one of BREMER’s localities approximately fits that given by VADÁSZ (1918). At another, nearby locality the fossiliferous red nodular limestone was tectonically wedged between Palaeozoic(?) greywackes and Liassic conglomerates; at a third place the nodular limestone seemed to be in overturned position on sandstones and coarse conglomerates.

KETIN (1969, fig. 17) published a composite stratigraphical column of the Yakacik region suggesting a normal sequence of Jurassic beds with no signs of the obvious tectonic complexity. Other Turkish authors (TÜRKÜNAL 1959, ALKAYA & MEISTER 1995) dealt mainly with the ammonoids from Yakacik; in addition, TÜRKÜNAL (1959, p. 70) mentioned that “the Jurassic shows great tectonic complication”.

The tectonically disturbed nature of the outcrops led BAILEY & MCCALLIEN (1950, 1953) to include the Yakacik area in the large belt of the Ankara Mélange. Later studies divided this wide zone, and according to the recent tectonic models (OKAY & TÜYSÜZ 1999, OKAY et al. 2006) the Yakacik area belongs to the Karakaya accretion complex, a remnant of the Palaeo-Tethys, amalgamated to the Sakarya Zone in the Early Jurassic. In those times, the Sakarya microcontinent was separated from the European margin by the narrow, Intra-Pontide-Meliata Ocean. This may be the reason why the Yakacik brachiopod fauna shows a transitional character between the NW European and Mediterranean faunal provinces.

## The brachiopod fauna

From the brachiopod material, collected by MILLEKER on the occasion of his first voyage, VADÁSZ (1913a, b) introduced and illustrated two new taxa: *Rhynchonellina anatolica* nov. sp. and *Waldheimia anatolica* nov. f., and shortly described further six species:

*Rhynchonella variabilis* Schl. sp.

*Terebratula punctata* Sow.

*Terebratula* cfr. *erbaensis* Suess.

*Waldheimia mutabilis* Opp.

*Waldheimia subdigona* Opp.

*Waldheimia* cfr. *Fuggeri* Böse

As a result of the new material collected by MILLEKER’s second expedition, VADÁSZ (1918) endorsed the “Middle Liassic” age of the Yakacik fauna and complemented the brachiopod faunal list with the following taxa:

*Rhynchonella plicatissima* Qu.

*Rhynchonella Meneghinii* Zitt.

*Rhynchonella Dalmasi* Dum.

*Rhynchonella Stachei* Böse

*Rhynchonella acuta* Sow.

*Spiriferina* sp.

*Terebratula adnethensis* Suess

*Terebratula nimbata* Opp.

*Terebratula (Orthotoma) margaritata* Roem.

*Waldheimia furlana* Zitt.

In the same paper VADÁSZ (1918, p. 217) emphasized the presence of some “middle-European” species, e.g. “*R. acuta*”, besides the “Mediterranean” forms.

The present author had the possibility to make a detailed study of the brachiopod fauna from Yakacik, stored in the collections of the Geological and Geophysical Institute of Hungary. The brachiopod material totals 197 specimens altogether. The taxonomic and nomenclatural revision of all brachiopod specimens, collected by R. MILLEKER and labelled by E. VADÁSZ, was carried out by the present author. The revised brachiopod names given by the present author and the related identifications, written on the labels by E. VADÁSZ, are shown in Table 1.

According to the museum labels, VADÁSZ identified 30 taxa (which included the informal varieties). The present revision resulted in the identification of 27 brachiopod taxa. From among the 23 nominal species of the revised list, 12 correspond to those written on the labels by VADÁSZ.

It is reasonable to compare the faunal list of the recently revised Yakacik brachiopod fauna to the fauna published by AGER (1959a) also from Yakacik. AGER (1959a) correctly described and presented figures for the following 11 brachiopod taxa:

*Homoeorhynchia acuta* (J. Sowerby)

*Cirpa kiragliae* Ager

*Cirpa kiragliae globosa* Ager

*Piarorhynchia deffneri* (Oppel)

*Holcorhynchia ? yakacikensis* Ager

*Propygope aspasia* (Meneghini)

*Zeilleria lycetti* (Davidson)

**Table I.** The revised list of the Yakacik brachiopod taxa and their previous identifications by VADÁSZ**I. táblázat.** A Yakacikról gyűjtött brachiopoda taxonok revidélt listája, valamint VADÁSZ korábbi meghatározásai

The revised list	Identifications by VADÁSZ (collection labels)
<i>Apringia piccininii</i> (Zittel, 1869)	<i>R. stachei</i> Böse
<i>Jakubirhynchia latifrons</i> (Geyer, 1889)	<i>R. subcostellata</i> Gemm. + <i>R. cfr. greppini</i> Opp.
<i>Jakubirhynchia ? laevicosta</i> (Geyer, 1889)	<i>R. plicatissima</i> Qu.
<i>Jakubirhynchia ? sp.</i>	<i>R. stanleyi</i> Gemm.+ <i>R. subpectiniformis</i> Böse
<i>Cirpa cf. kiragliuae</i> Ager	<i>R. tetraedra</i> Sow. † <i>R. variabilis</i> Schl. var. <i>fronto</i> Qu.
<i>Cirpa ? sp.</i>	<i>R. variabilis</i> Schl. var. <i>squamata</i> Qu.
<i>Calcirhynchia hungarica</i> (Böckh, 1874)	<i>R. plicatissima</i> Qu.
<i>Calcirhynchia ? sanctihilarii</i> (Böse, 1894)	<i>R. sancti-hilarione</i> Böse
<i>Homoeorhynchia acuta</i> (J. Sowerby, 1816)	<i>R. acuta</i> Sow.
<i>Cuncirhynchia dalmasi</i> (Dumortier, 1869)	<i>Rhynchonella dalmasi</i> Dum.
<i>Scalpellirhynchia cf. scalpellum</i> (Quenstedt, 1851)	<i>R. meneghini</i> Zitt.
<i>Holcorhynchia meneghini</i> (Zittel, 1869)	<i>R. meneghini</i> Zitt.
<i>Holcorhynchia yakacikensis</i> Ager	<i>R. meneghini</i> Zitt.
Rhynchonellida indet.	<i>R. variabilis</i> Schl.
<i>Liaspiriferina alpina</i> (Oppel, 1861)	<i>Spiriferina alpina</i> Opp.
<i>Suessia ? anatolica</i> (Vadász, 1913)	<i>Rhynchonellina anatolica</i> Vad.
<i>Orthotoma quenstedti</i> Buckman, 1904	<i>Terebratula beyrichi</i> Opp.
<i>Lobothyris punctata</i> (Sowerby, 1812)	<i>T. punctata</i> Sow.
<i>Lobothyris ? sp.</i>	<i>T. adnethensis</i> Suess
<i>Securithyris cf. adnethensis</i> (Suess, 1855)	<i>T. adnethensis</i> Suess
<i>Linguthyris aspasia</i> (Zittel, 1869)	<i>T. nimbata</i> Opp.
<i>Zeilleria cf. waterhousei</i> (Davidson, 1851)	<i>W. subdigona</i> Opp. + <i>W. furlana</i> Zitt.
<i>Zeilleria cf. lycetti</i> (Davidson, 1851)	<i>Terebratula cfr. erbaensis</i> Suess
<i>Zeilleria cf. mutabilis</i> (Oppel, 1861)	<i>Waldheimia mutabilis</i> Opp. + <i>W. stapia</i> Opp.
<i>Zeilleria alpina</i> (Geyer, 1889)	<i>W. alpina</i> Gey.
<i>Aulacothyris resupinata</i> (Sowerby, 1816)	<i>Waldheimia resupinata</i> Sow. + <i>W. cf. fuggeri</i> Böse + <i>W. furlana</i> Zitt. var. <i>elongata</i> Can.
<i>Aulacothyris anatolica</i> (Vadász, 1913)	<i>W. anatolica</i> Vad. + <i>W. subdigona</i> Opp.

*Zeilleria indentata* (J. de C. Sowerby)*Aulacothyris cf. resupinata* (J. Sowerby)*Aulacothyris anatolica* (Vadász)*Cincta numismalis* (Lamarck)

It is remarkable that, from the eleven brachiopod taxa found by AGER (1959a), only seven were also recognized in the revised MILLEKER-VADÁSZ collection. This difference is not surprising, because AGER's fauna probably came from another part of the Yakacik outcrops.

Considering the tectonic and stratigraphic uncertainties of the locality, and the absence of any measured section, the age of the Yakacik brachiopod fauna can be given only with approximation. Many of the identified brachiopods (Table I) are long-ranging forms through the Sinemurian to Pliensbachian interval. On the other hand, only eight species have been recorded from the Pliensbachian, and some of them (*Homoeorhynchia acuta*, *Aulacothyris resupinata*) occur dominantly in the upper Pliensbachian or even in the Toarcian (*Zeilleria lycetti*). In conclusion, agreement can be made with VADÁSZ (1913a, b, 1918) that the Yakacik brachiopod fauna is of Middle Liassic, i.e. Pliensbachian in age.

A detailed palaeobiogeographical evaluation of the Yakacik brachiopod fauna is beyond the scope of the present paper. Nevertheless, considering only the simple presence vs. absence data of the newly revised species in the major

Tethyan palaeogeographic provinces (NW European, vs. Mediterranean) the following numbers were obtained: besides 4 endemic and 4 cosmopolitan species, 6 species have a NW European affinity, and 9 species Mediterranean affinity. This result is in between the two earlier opinions on the affinity of the Yakacik fauna. VADÁSZ (1913a, b, 1918) wrote about the definitely Mediterranean character of the brachiopod fauna, where some "mid-European" species are also present, whereas AGER (1959a, p. 1027) pointed out the "strong affinities with the faunas of western Europe" with rare "Alpine" elements. The present conclusion is that the Early Jurassic brachiopod fauna of Yakacik has a transitional character between the two major faunal provinces.

### Systematic descriptions

The twenty-three brachiopod species identified from the Early Jurassic of Yakacik will be described and illustrated below. Many of the identified species are frequently illustrated taxa, well-known from the palaeontological literature and thus needing no detailed description, nor a study of their internal morphology. In these cases only abridged synonym lists and short remarks will be given.

Some other species, with less clear taxonomies — e.g. poorly known, or described by VADÁSZ (1913a, b) as new — will be discussed more comprehensively. In some of these cases, the internal morphology was also examined and illustrated.

In the systematic descriptions, the classification of the revised “Treatise” (SAVAGE et al. 2002, CARTER & JOHNSON 2006, LEE et al. 2006) is followed. The measurements of the figured specimens (L = length, W = width, T = thickness, Ch = height of the deflection in the anterior commissure) are given in millimetres. The brachiopod material is deposited in the collection of the Geological and Geophysical Institute of Hungary, Budapest under the inventory numbers prefixed by “J”.

Order Rhynchonellida KUHN, 1949  
Superfamily Pugnacoidea RZHONSNITSKAIA, 1956  
Family Basiliolidae COOPER, 1959  
Subfamily Basiliolinae COOPER, 1959  
Genus *Apringia* DE GREGORIO, 1886

*Apringia piccininii* (Zittel, 1869)

Plate I: 1

- \* 1869 *Terebratula Piccininii*. Zitt. — ZITTEL, Central-Appenninen, p. 125, pl. XIV, fig. 7.  
v 1918 *R.[hynchonella] Stachei* Böse — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217.  
? 1926 *Rhynchonella jaltensis* n. sp. — MOISSEIEV, Crimea, p. 974, 992, pl. XXVIII, figs. 17–19.  
? 1934 *Rhynchonella jaltaensis* n. sp. — MOISSEIEV, Crimea and Caucasus, p. 57, 182, pl. IV, figs. 21–23.  
v 2009 *Apringia piccininii* (Zittel, 1869) — VÖRÖS, Bakony, p. 43, text-fig. 28, pl. I, figs. 1–5 (cum syn.).

Measurements			
L	W	T	Ch
12.4	14.7	6.7	5.2

**Material:** Three moderately preserved specimens.

**Remarks:** This species was described and discussed in detail by VÖRÖS (2009), who synonymized *A. piccininii* (Zittel, 1869) with *A. aptyga* (Canavari, 1880), here he took into consideration the latter as a wider and flatter member of the range of variation of *A. piccininii*. The Yakacik specimens stand closer to the “*aptyga*” variant. MOISSEIEV (1926) described a new species from the Crimea under the name “*R. jaltensis*” (and later, in MOISSEIEV 1934, as “*R. jaltaensis*”), which is a typical *Apringia* and stands very close to *A. piccininii*. MOISSEIEV’s species is very probably conspecific with *A. piccininii*, but without the examination of the original specimens, the identification remains tentative.

*A. piccininii* is a typical Mediterranean brachiopod species.

VADÁSZ in his publication (VADÁSZ 1918) and on the museum label identified these specimens with “*Rhynchonella stachei*” (Böse, 1898). This species has some similar-

ity to *A. piccininii* in general shape and the arching of the anterior commissure, but the original specimens (Bayerische Staatssammlung, München) bear marked beak ridges (not shown in the figures by BÖSE 1898); therefore *stachei* may not belong to *Apringia*.

Subfamily Pamirorhynchiinae OVCHARENKO, 1983

Genus *Jakubirhynchia* TOMAŠOVÝCH, 2006

*Jakubirhynchia latifrons* (Geyer, 1889)

Plate I: 2

- \*v 1889 *R.[hynchonella] latifrons* Stur. m. s. — GEYER, Hierlatz, p. 54, pl. VI, figs. 25–31.  
1893 *Rhynchonella* cfr. *latifrons*. Stur. — PARONA, Revisione Gozzano, p. 32, pl. I, fig. 21.  
? 1893 *Rh.[hynchonella]* cfr. *latifrons*, Stur. — FUCINI, Alpi Apuane, p. 297, pl. IV, figs. 3–5.  
1943 *Rhynchonella latifrons* Stur — VIGH, Gerecse, p. 14, pl. II, fig. 24.  
1999 *Cirpa* (?) *latifrons* (Geyer, 1889) — BÖHM et al., Adnet, p. 194, pl. 29, fig. 5.  
v 2003 *Cirpa* ? *latifrons* (Stur in Geyer 1889) — VÖRÖS et al., Schafberg, p. 70, pl. VI, figs. 16–18.  
2006 *Jakubirhynchia latifrons* (Geyer, 1889) — TOMAŠOVÝCH, Early Jurassic, p. 215, figs. 4–12.  
2012 *Cirpa latifrons* (Stur in Geyer 1889) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 45 + fig. (unnumbered).

Measurements			
L	W	T	Ch
11.4	12.9	7.0	2.4

**Material:** Two well-preserved specimens.

**Remarks:** This species, as the type species of his new genus *Jakubirhynchia*, was comprehensively described, illustrated and discussed by TOMAŠOVÝCH (2006). The earlier illustrations by GEYER (1889), BÖHM et al. (1999) and VÖRÖS et al. (2003) gave further help in the identification of this species.

*J. latifrons* had previously been known only from the Alpine-Mediterranean region.

VADÁSZ (1913a, b, 1918) did not mention this species in his publications. On the museum label VADÁSZ identified one of these specimens with “*Rhynchonella subcostellata* Gemmellaro, 1878, while the other specimen was identified as “*Rhynchonella*” cf. *greppini* Opperl, 1861. The latter is not relevant for consideration, because it belongs to the distant genus *Prionorhynchia*. “*R.*” *subcostellata* stands morphologically closer to *J. latifrons*, but according to VÖRÖS (2009) it probably belongs to a separate genus *Cirpa*.

*Jakubirhynchia* ? *laevicosta* (Geyer, 1889)

Plate I: 3

- \* 1889 *Rhynchonella laevicosta* nov. sp. Stur m. s. — GEYER, Hierlatz, p. 66, pl. VII, figs. 20, 21.

- v? 1895 *Rhynchonella* cfr. *laevicosta* Stur. — FUCINI, Calcarei bianchi, p. 184, pl. VII, fig. 10.  
 v 1918 *Rhynchonella plicatissima* Qu. sp. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).  
 ? 1943 *Rhynchonella laevicosta* Stur — VIGH, Gerecse, p. 49, text-fig. 13a, pl. III, fig. 15.  
 2012 *Calcirhynchia laevicosta* (Stur in Geyer 1889) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 49 + fig. (unnumbered).

Measurements			
L	W	I	Ch
13.1	15.4	8.4	3.8

**Material:** Three rather well-preserved specimens.

**Remarks:** This subpentagonal, finely costate species is akin to *Jakubirhynchia latifrons* (Geyer, 1889) and can be attributed to the same genus. *J. ? fascicostata* (Uhlig, 1880) differs from this species by its more oval outline, lower uniplication and by slightly different ornamentation — namely, its dichotomous ribs are grouped into bundles. The fine ribbing and the appearance of the anterior commissure (partly undulating, instead of being sharply zig-zagged) are reminiscent of some of the weakly costate species of the distantly related *Apringia* e.g. *A. paolii* (Canavari, 1880).

This Alpine-Mediterranean species was recently recorded from south Germany (Bamberg) by HÖFLINGER (2012).

Vadász, in his publication (VADÁSZ 1918) and on the museum label, identified these specimens with “*Rhynchonella*” *plicatissima* Quenstedt, 1852. This species is very different from *J. laevicosta*; it is much more globose and has marked planareas (TOMAŠOVÝCH, 2006, p. 223). Therefore it probably belongs to *Prionorhynchia* (see discussion in VÖRÖS 2009, p. 79).

Superfamily Wellerelloidea LICHAREW, 1956

Family Wellerellidae LICHAREW, 1956

Subfamily Cirpinae AGER, 1965

Genus *Cirpa* DE GREGORIO, 1930

### *Cirpa* cf. *kiragliae* Ager, 1959

#### Plate I: 6

- v 1913a *Rhynchonella variabilis* Schl. sp. — VADÁSZ, Kisázsia, p. 59 (pars).  
 v 1913b *Rhynchonella variabilis* Schl. sp. — VADÁSZ, Kleinasien, p. 68 (pars).  
 v 1918 *Rhynchonella variabilis* Schl. sp. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).  
 \* 1959a *Cirpa kiragliae* Ager, n. sp. — AGER, Turkey, p. 1019, text-fig. 2, pl. 128, fig. 2.

Measurements			
L	W	I	Ch
14.5	15.8	10.4	5.7

**Material:** Four moderately-preserved specimens.

**Remarks:** This species was introduced by AGER (1959a)

and he illustrated its external and internal morphology clearly. Therefore, its attribution to the genus *Cirpa* is beyond doubt. AGER (1959a, b) discussed the relationships of *C. kiragliae* to other species of *Cirpa*, e.g. *C. fronto* (Quenstedt, 1871) and *C. briseis* (Gemmellaro, 1874). The specimens from Yakacik acquired for this paper correspond rather well with the descriptions and figures given by AGER (1959a).

*C. kiragliae* seems to be endemic for Yakacik.

VADÁSZ in his publications (VADÁSZ 1913a, b, 1918) mentioned “*Rhynchonella*” *variabilis* Schlotheim, and on the museum labels identified one of these specimens as “*Rhynchonella variabilis* Schlotheim var. *fronto* Quenstedt”. Here this identification is revised, following the opinion of AGER (1959a, b), who suggested abandoning the species name *variabilis* as *nomen dubium*. Another three specimens from Yakacik were identified by VADÁSZ on the museum label as “*Rhynchonella*” *tetraedra* Sowerby. This identification was obviously wrong because this species belongs to the very distant genus *Tetrarhynchia*.

Genus *Calcirhynchia* BUCKMAN, 1918

### *Calcirhynchia hungarica* (Böckh, 1874)

#### Plate I: 4

- \* 1874 *Rhynchonella Hungarica* n. sp. — BÖCKH, Südlichen Theiles des Bakony, p. 160, pl. IV, figs. 5, 6.  
 v 1918 *Rhynchonella plicatissima* Qu. sp. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).  
 v 2009 *Calcirhynchia ? hungarica* (BÖCKH, 1874) — VÖRÖS, Bakony, p. 78, pl. VIII, fig. 11. (cum syn.)  
 2012 *Calcirhynchia plicatissima* (Quenstedt 1852) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 46 + fig. (unnumbered).  
 ? 2013 *Calcirhynchia plicatissima* (Quenstedt, 1852) — BAEZA-CARRATALÁ, Subbetic, p. 82, fig. 4/7.

Measurements			
L	W	I	Ch
12.2	14.0	8.8	5.6

**Material:** 73 specimens in various state of preservation.

**Remarks:** This rather globose, uniplicate and fully costate species was described by BÖCKH (1874), who recognized its similarity to “*R.*” *plicatissima* Quenstedt, 1852; however he also listed some differences between the two species. For a long time, many authors regarded the two species as synonymous, with *plicatissima* as the senior synonym. Recently, TOMAŠOVÝCH (2006) analyzed very thoroughly the question of Lower Jurassic multicostate rhynchonellids and stated that QUENSTEDT’s original specimens of “*R. plicatissima*” (which he studied in the Tübingen collection) have marked planareas and this probably places them in *Prionorhynchia*. On these grounds, VÖRÖS (2009) restored BÖCKH’s species name *hungarica* and suggested using this name instead of *plicatissima*, for the forms which do not have planareas, but show fine riblets on their flat or gently convex lateral parts.

Here the species *hungarica* is placed in *Calcirhynchia*. DULAI (1992, 2003) published serial sections of his “*Calcirhynchia plicatissima*”, and these are now regarded as representative of *C. hungarica*. The sections exclude the possibility of attribution to *Mediterranirhynchia* and seem to stand closer to *Calcirhynchia* than to *Jakubirhynchia*.

*C. hungarica* was predominantly recognized in the Alpine-Mediterranean region, but was also recently recorded in south Germany (Wutach) by HÖFLINGER (2012).

VADÁSZ in his publication (VADÁSZ 1918) and on the museum labels identified these specimens with “*Rhynchonella*” *plicatissima* Quenstedt, 1852. Following the above discussion, they are now identified as *Calcirhynchia hungarica* (Böckh, 1874).

### *Calcirhynchia* ? *sanctihilarii* (Böse, 1898)

Plate I: 5

- \*v 1898 *Rhynchonella Sancti-Hilarii* n. sp. — BÖSE, Nordalpen, p. 186, pl. XIII, figs. 23–32.  
 ? 1921 *Rhynchonella Sancti-Hilarii* Böse. — FRANCESCHI, Appennino centrale, p. 222, pl. I, fig. 5.  
 ? 1969 *Rostrirhynchia sanctihilarii* (Boese), 1897 — SUČIĆ-PROTIĆ, Mid. Lias. Brach. Yugosl. Carpatho-Balkanids (1), p. 50, pl. X, figs. 6, 7, pl. XXXIV, fig. 2, pl. LII, fig. 6.  
 v 1994 *Calcirhynchia* ? *sanctihilarii* (BÖSE, 1898) — VÖRÖS, Umbria, p. 358.

*Material*: One rather well-preserved specimen.

Measurements			
L	W	T	Ch
10.1	10.2	6.6	0.9

*Remarks*: This indistinct, small species was described, but rather poorly figured by BÖSE (1898). An examination of the originals in the Bayerische Staatssammlung (München) convinced the author that *sanctihilarii* is rather close to *Calcirhynchia* ? *hungarica* (Böckh, 1874), — although it is smaller and has almost no uniplication. VÖRÖS (1994) suggested that the specimen described by ZITTEL (1869, p. 129) as „*Rhynchonella subdecussata* Mstr.” should belong to *C.?* *sanctihilarii*.

*C.?* *sanctihilarii* has only been reported from the Alpine-Mediterranean region, except for the uncertain record by SUČIĆ-PROTIĆ (1969).

The generic position of the species is uncertain. SUČIĆ-PROTIĆ (1969) introduced the new genus *Rostrirhynchia* with *sanctihilarii* as the type species, but the figured specimens give the impression that the species was misidentified. Therefore, it seems reasonable to maintain the attribution of *sanctihilarii* to the genus *Calcirhynchia*, even if it is still questionable.

VADÁSZ did not mention this name in his publications, but on the museum labels he identified this specimen as “*Rhynchonella sancti-hilarione*” (sic).

Superfamily Rhynchonelloidea D’ORBIGNY, 1847  
 Family Rhynchonellidae D’ORBIGNY, 1847  
 Subfamily Rhynchonellinae D’ORBIGNY, 1847  
 Genus *Homoeorhynchia* BUCKMAN, 1918

### *Homoeorhynchia acuta* (J. Sowerby, 1816)

Plate I: 7, 8

- \* 1816 *Terebratulula acuta*. — J. SOWERBY, Mineral Conchology, II, p. 115, pl. CL, figs. 1, 2.  
 1852 *Rhynchonella acuta*, Sow. Sp. — DAVIDSON, Oolitic and Liasic, p. 76, pl. XIV, figs. 8, 9.  
 v 1918 *R.[hynchonella] acuta* Sow. sp. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217.  
 1934 *Rhynchonella ringens* (Hérault, L. v. Buch) — MOISSEIEV, Crimea and Caucasus, p. 68, 185, pl. V, figs. 10, 11.  
 1959a *Homoeorhynchia acuta* (J. SOWERBY) — AGER, Turkey, p. 1019, text-fig. 1, pl. 128, fig. 1.  
 v 2009 *Homoeorhynchia* cf. *acuta* (J. SOWERBY, 1816) — VÖRÖS, Bakony, p. 80, pl. IX, fig. 5. (cum syn.)  
 2010 *Homoeorhynchia acuta* (J. SOWERBY, 1818) — ALMÉRAS et al., Massif Armoricain, p. 29, pl.2, fig. 3.  
 2012 *Homoeorhynchia acuta* (Sowerby 1818) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 50 + fig. (unnumbered).  
 2013 *Homoeorhynchia acuta* (J. SOWERBY, 1818) — ALMÉRAS & FAURÉ, Quercy, p. 33, pl. 2, fig. 15.  
 2013 *Homoeorhynchia acuta* (J. SOWERBY, 1818) — ALMÉRAS & COUGNON, Principaux genres, p. 60, pl. 6, figs. 5–7.

*Material*: Five specimens in a partly good state of preservation.

Measurements			
L	W	T	Ch
14.7	14.7	10.1	11.2
14.0	13.6	10.2	10.0

*Remarks*: This well-known highly uniplicate (“cyncephalous”) species was illustrated extensively by AGER (1956) and the Turkish occurrences were also demonstrated and discussed (AGER 1959a, 1983). On this basis, our specimens from Yakacik were easily identified as *Homoeorhynchia acuta* (J. Sowerby, 1816). From the five studied specimens, one has two secondary riblets or weak deflexions on the sides of the high uniplication (Pl. 1: 7). This phenomenon was illustrated by AGER (1959a) from Yakacik, and was regarded by him as an “attempt” to return to the multicostate form — i.e. an example of a tendency towards allopatric speciation in a “marginal population” (AGER 1983). A similar specimen with an asymmetrically developed fold was illustrated by MOISSEIEV (1934) from the Lias of the Crimea under the name “*Rhynchonella ringens* (Hérault, L. v. Buch)”. This is here regarded as a “marginal” *H. acuta*, because *ringens* has much higher uniplication and is an Aalenian species (ALMÉRAS 1964, PROSSER 1993).

The date of publication of this species is inconsistently cited by different authors as 1816 or 1818. J. SOWERBY’S “Mineral Conchology” was published in several parts in different years between 1815 and 1818. Here I accepted the

opinion of a leading authority (AGER 1959a, p. 1019) and the revised Treatise (SAVAGE et al. 2002) who cited *H. acuta* (J. Sowerby) with the date 1816.

*H. acuta* was frequently recorded in the NW European province, but was rarely found in the Carpathians and the Bakony Mts (VÖRÖS 2009). Therefore it may be taken as rather cosmopolitan in its distribution.

VADÁSZ in his publication (VADÁSZ 1918) and on the museum labels correctly identified these specimens as “*Rhynchonella acuta* (Sow.)”.

Subfamily Piarorhynchiinae SHI & GRANT, 1993  
Genus *Cuneirhynchia* BUCKMAN, 1918

*Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier, 1869)

Plate I: 9, 10

- \* 1869 *Rhynchonella Dalmasi* (Nov. spec.). — DUMORTIER, Bassin du Rhône, p. 331, pl. XLII, figs. 3–5.  
v 1891 *Rhynchonella Dalmasi* Dum. — DI STEFANO, Erice, p. 198, pl. II, figs. 8–12.  
1893 *Rhynchonella Dalmasi*, Dum. — PARONA, Revisione Gozzano, p. 32, pl. I, fig. 22.  
v 1898 *Rhynchonella Dalmasi* Dumortier — BÖSE, Nordalpen, p. 208, pl. XV, figs. 16–18.  
v 1900 *Rhynchonella Dalmasi* Dum. — BÖSE & SCHLOSSER, Südtirol, p. 195 (pars), pl. XVIII, fig. 16 (non fig. 17)  
v 1918 *R.[hynchonella] Dalmasi* Dum. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217.  
1962 *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier). — AGER, British Rhynchonellidae, p. 126, text-figs. 77–80, pl. XI, figs. 4, 5.  
? 1964 *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier, 1869) — SIBLÍK, Belanska Dolina, p. 173, text-fig. 5, pl. VIII, fig. 3.  
2012 *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier 1869) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 62 + fig. (unnumbered).  
2013 *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier, 1869) — BAEZA-CARRATALÁ, Subbetic, p. 84, fig. 5/5.

**Material:** 37 specimens in various states of preservation.

Measurements			
L	W	T	Ch
12.8	12.9	8.0	4.9
13.8	13.9	8.0	4.4

**Remarks:** This characteristic species was properly illustrated in the classic literature, and particularly by AGER (1962), what served as a firm basis for the identification of the material from Yakacik. The specimens of this study show the basic features of the genus: the long and sharp beak ridges, and the wide and trapezoidal uniplication, in which the number of costae varies from three to six (but in most cases four). *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier, 1869) is the second most frequent brachiopod in the material of this study; it is surprising that AGER (1959a) did not record this species from the same locality.

*C. dalmasi* was first described from France, but later it turned out to be cosmopolitan in distribution.

VADÁSZ in his publication (VADÁSZ 1918) and on the museum labels correctly identified these specimens as “*Rhynchonella Dalmasi* Dum.”.

Superfamily Norelloidea AGER, 1959  
Family Norellidae AGER, 1959  
Subfamily Praemonticlarellinae MANCENÍDO & OWEN, 2002  
Genus *Scalpellirhynchia* MUIR-WOOD, 1936

*Scalpellirhynchia* cf. *scalpellum* (Quenstedt, 1851)

Plate I: 11

- \* 1851 *Terebr. scalpellum* — QUENSTEDT, Handbuch, p. 453, pl. XXXVI, fig. 18.  
v 1918 *R.[hynchonella] Meneghinii* Zitt. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).  
1920 *Rhynchonella scalpellum* Quenstedt — DARESTE DE LA CHAVANNE, Guelma, p. 13, pl. I, fig. 1, pl. III, fig. 1.  
1967 *Scalpellirhynchia scalpellum* (Quenstedt). — AGER, British Rhynchonellidae, p. 148, text-figs. 91–94, pl. XII, figs. 11–13.  
2012 *Scalpellirhynchia scalpellum* (Quenstedt 1851) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 72 + fig. (unnumbered).

**Material:** One partly broken specimen.

Measurements			
L	W	T	Ch
12.8	12.4	7.3	1.2

**Remarks:** This rather tiny species is well illustrated by AGER (1967) and HÖFLINGER (2012). On the basis of its subtriangular outline, uniform ribbing, and very flat and wide uniplication, the Yakacik specimen of this study was tentatively identified with *Scalpellirhynchia scalpellum* (Quenstedt, 1851).

*S. scalpellum* is substantially a NW European form, but it also occurs (albeit rarely) in North Africa and Turkey.

One of the specimens listed by VADÁSZ (1918) and identified on the museum labels as “*Rhynchonella Meneghinii* Zitt.” is revised here and attributed to *S. scalpellum*.

Subfamily Diholcorhynchiinae XU & LIU, 1983  
Genus *Holcorhynchia* BUCKMAN, 1918

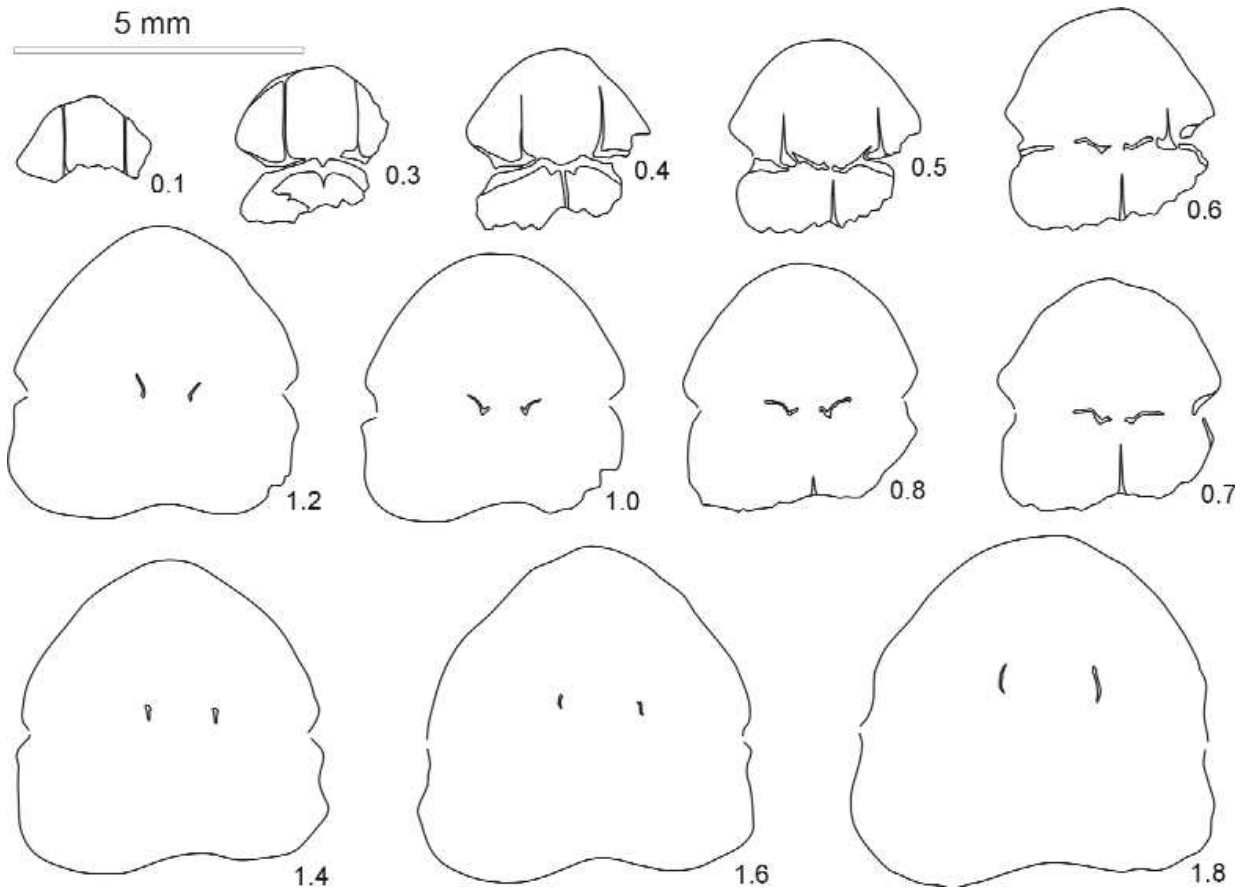
*Holcorhynchia meneghinii* (Zittel, 1869)

Plate I: 12, Figure 2

- v\* 1869 *Rhynchonella Meneghinii* Zitt. — ZITTEL, Central-Appenninen, p. 130, pl. XIV, figs. 10, 11.  
1881 *Rhynchonella* cfr. *Meneghinii* Zitt. — CANAVARI, Aspasia II, p. 184, pl. IX, fig. 13.  
v 1918 *R.[hynchonella] Meneghinii* Zitt. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).

**Material:** Four rather well-preserved specimens; one of them has been sectioned.

Measurements			
L	W	T	Ch
11.2	10.9	5.4	~1.0



**Figure 2.** *Holcorhynchia meneghinii* (Zittel, 1869). Twelve transverse serial sections through the posterior part of a specimen from Yakacik (Turkey), Pliensbachian. (J 2014.12.4.2). Distances from posterior end of shell are given in mm. The original length of the specimen is 11.0 mm

**2. ábra.** *Holcorhynchia meneghinii* (Zittel, 1869). Tizenkét sorozatsziszolati kép egy yakaciki (törökországi) pliensbachi példányról. (J 2014.12.4.2). Feltüntetjük a héj hátulsó végétől mm-ben mért távolságokat. A példány eredeti hossza 11,0 mm

**Remarks:** This is a rarely illustrated and therefore poorly known species. The author examined the original material of ZITTEL (1869) in the Bayerische Staatssammlung (München) and confirmed, that the tiny “*Rhynchonella meneghinii*” is characterized by a subtriangular outline and faint ribs. The latter developed just near the anterior margin and there is also a shallow dorsal sulcus appearing posteriorly and vanishing anteriorly; the anterior margin is not sulcate but nearly straight. The same features can be recognized on the figure given by CANAVARI (1881, l.c.), and on these bases the specimens from Yakacik can definitely be identified with *Holcorhynchia meneghinii*. AGER (1959a) described a closely related species, *H. yakacikensis* Ager from Yakacik. The two species share the basic features characteristic to *Holcorhynchia* but *yakacikensis* is significantly more elongated than *meneghinii*.

The internal features of *H. meneghinii* acquired from a Yakacik specimen by serial sectioning are illustrated in Figure 2. The subparallel dental plates, the shallow septalium, the moderately long median septum and the ventrally bent, raduliform crura agree well with those seen on the serial sections of *Holcorhynchia* published by AGER (1959a, 1967) and support the attribution of the species *meneghinii* to the genus *Holcorhynchia*.

VÖRÖS (1994) tentatively suggested the inclusion of this species with *Pisirhynchia*. However, given the new information on the internal features, this turned out to be erroneous.

*H. meneghinii* was recorded only from the Mediterranean province.

VADÁSZ (1918) listed “*Rhynchonella Meneghinii* Zitt.”; according to the museum labels, four of his specimens were also correctly identified with this species.

*Holcorhynchia yakacikensis* Ager, 1959

Plate I: 13.

v 1918 *R.[hynchonella] Meneghinii* Zitt. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).

\* 1959a *Holcorhynchia? yakacikensis* Ager, n. sp. — AGER, Turkey, p. 1022, text-fig. 4, pl. 128, fig. 5.

1967 *Holcorhynchia yakacikensis* Ager — AGER, British Rhynchonellidae, p. 153, text-fig. 96.

? 1994 *Holcorhynchia yakacikensis* Ager, 1959 — TCHOUMATCHENCO, Ouarsenis, p. 33, text-fig. 4, pl. 1, fig. 8.

**Material:** One rather well-preserved specimen.

Measurements			
L	W	I	Ch
11.9	10.3	7.0	1.2

**Remarks:** This species was described by AGER (1959a) as *Holcorhynchia? yakacikensis*. The spelling of the name of the species needs emendation for two reasons: (1) the use of the diacritic letter “ç” is against the rules of ICZN; (2) the proper name of the type locality is written as “Yakacik”, with a simple “c”, which denotes another consonant (d?) in Turkish. On the basis of the description and figures published by AGER (1959a), the identification of the specimen from Yakacik was satisfactory. *H. yakacikensis* is rather similar to *H. meneghinii* (Zittel, 1869) but it is more elongated and its ribbing starts at the mid-length. TCHOUMATCHENCO (1994) figured a specimen tentatively assigned to *H. yakacikensis* but the single dorsal view is not fully convincing; the serial sections (i.c. text-fig. 4) do not seem to fit those published by AGER (1959a, 1967).

AGER (1959a) attributed this species to the genus *Holcorhynchia* — albeit with a query — but later (AGER 1967) endorsed the generic position of *yakacikensis*.

Outside Yakacik, *H. yakacikensis* has only been recorded from Algeria (albeit very doubtfully).

VADÁSZ (1918) probably included this specimen to the item “*Rhynchonella Meneghinii* Zitt.” in his faunal list; later he put the name “*Rhynchonella Meneghinii* Zitt. var. *oblonga* Vad.” on the respective museum label. Although the name *oblonga* is apt, it can not be restored as species name because it has never been published.

Order Spiriferinida IVANOVA, 1972  
 Suborder Spiriferinidina IVANOVA, 1972  
 Superfamily Spiriferinoidea DAVIDSON, 1884  
 Family Spiriferinidae DAVIDSON, 1884  
 Subfamily Spiriferininae DAVIDSON, 1884  
 Genus *Liospiriferina* ROUSSELLE, 1977

### *Liospiriferina alpina* (Oppel, 1861)

Plate I: 14

- \* 1861 *Spiriferina alpina* Opp. — OPPEL, Brachiopoden des unteren Lias, p. 541, pl. XI, fig. 5.
- 1934 *Spiriferina alpina* Opp. — MOISSEIEV, Crimea and Caucasus, p. 23, 174, pl. I, figs. 1–7.
- 1990 *Spiriferina alpina alpina* Oppel, 1861 — TCHOUMATCHENCO, Brach. jur. Kotel II, p. 6, pl. III, figs. 4–7, pl. IV, figs. 1–5.
- 1994 *Liospiriferina alpina alpina* (Oppel, 1861) — TCHOUMATCHENCO, Ouarsenis, p. 33, pl. I, fig. 6.
- v 2009 *Liospiriferina alpina* (Oppel, 1861) — VÖRÖS, Bakony, p. 112, pl. XII, fig. 2. (cum syn.)
- 2012 *Liospiriferina alpina* (Oppel 1861) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 113 + fig. (unnumbered).
- 2013 *Liospiriferina alpina* (Oppel, 1861) — ALMÉRAS & COUGNON, Principaux genres, p. 30, pl. 2, fig. 6.

**Material:** Three rather well-preserved specimens.

Measurements			
L	W	I	Ch
12.4	12.5	9.7	

**Remarks:** This is one of the best known Alpine-Mediterranean spiriferinid species; owing to the plentiful illustrations in the classic literature, and the recent revision by VÖRÖS (2009), the identification of the specimens from Yakacik with *Liospiriferina alpina* (Oppel, 1861) was satisfactory. They clearly show the straight anterior commissure and the dorsally pulled umbo, emerging above the hinge margin.

*L. alpina* is characteristic for the Mediterranean province, but it also occurs in north-west Europe and North Africa; therefore it may be qualified as cosmopolitan in its distribution.

VADÁSZ (1913a, b, 1918) did not mention this species in his publications. On the other hand, the museum label testifies that VADÁSZ correctly identified these specimens as “*Spiriferina alpina* Opp.”

Superfamily Suessioidea WAAGEN, 1883  
 Family Suessiidae WAAGEN, 1883  
 Genus *Suessia* EUDES-DESLONGCHAMPS, 1855

### *Suessia ? anatolica* (Vadász, 1913)

Plate II: 1

- v\* 1913a *Rhynchonellina anatolica* nov. sp. — VADÁSZ, Kisázsia, p. 58, pl. IV, fig. 5.
- v 1913b *Rhynchonella anatolica* nov. sp. — VADÁSZ, Kleinasien, p. 67, pl. IV, fig. 5.
- v 1918 *Rhynchonellina anatolica* Vad. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217.
- 1959a *Sulcirostra(?) anatolica* (Vadász) — AGER, Turkey, p. 1022.

**Material:** One well-preserved specimen (holotype: J 2014.16.1).

Measurements			
L	W	I	Ch
7.4	6.2	2.2	

**Description:** This specimen has a very small, plano-convex double valve with a somewhat elongated subcircular outline. The apical angle is about 120°. The hinge margin is straight and long, occupying nearly eighty percent of the width of the shell. The convex lateral margins join the hinge margin with a very obtuse angle; they form an almost continuous circular curve with the convex anterior margin. The maximum width can be measured at about the half of the length. The ventral valve is of medium convexity; the maximum convexity is attained near the mid-length. The high, straight and pointed beak is apsacline, almost orthocline. The beak ridges are sharp; the interarea is rather wide, and covered by growth lines parallel to the hinge margin. The pedicle opening is wide triangular and bordered by low crests. The dorsal valve is almost flat and partly concave. The lateral commissures are nearly straight. The anterior commissure bears a low and wide central uniplication. A shallow and rather narrow sulcus runs through the ventral valve; a corresponding median plica on

the dorsal valve is less clearly visible. The surface is ornamented with numerous (~70), weak radial riblets; their number increases toward the margins by intercalations. The most posterolateral riblets of the dorsal valve are curved and run to the hinge margin. The riblets are intersected by rather regularly spaced, crenulated growth rugae. Especially on the dorsal valve, the intersection of the radial and comarginal elements of the ornamentation has resulted in a granulated pattern.

The internal characters were not studied by serial sectioning because of the paucity of the material (single specimen).

**Remarks:** This species was described as nov. sp. by VADÁSZ (1913a) in Hungarian and in German (VADÁSZ 1913b). The holotype (inventory number: J 2014.16.1) is housed in the collections of the Geological and Geophysical Institute of Hungary. An emended description of *Suessia ? anatolica* (Vadász, 1913), complemented with a new photographic illustration, is given above.

The generic position of this species has been debated and still uncertain, mainly because it is represented by a single specimen — i.e. the holotype. VADÁSZ (1913a, b, 1918) attributed his new species *anatolica* to the genus *Rhynchonellina* Gemmellaro, 1871 [in the German text (VADÁSZ 1913b, p. 67), it was mistakenly written as *Rhynchonella anatolica* nov. sp.]. VADÁSZ obviously based this attribution on the fine, dense ribbing of the Yakacik specimen and indicated *Rhynchonellina rothpletzi* Böse, 1894 as a similar form. At the same time, he stressed that this, and the other species of *Rhynchonellina* were gently sulcate. This is in contrast to *anatolica* which has an inverse, uniplicate character — i.e. a narrow dorsal fold and corresponding ventral sulcus. It must be noted that in the description and particularly on the figures given by VADÁSZ (1913a, b) this feature is very much exaggerated. The recent examination of the holotype revealed that the narrow ventral sulcus and the uniplication of the anterior margin are rather low and the dorsal fold is barely perceptible (Plate II: 1a, 1b).

AGER (1959a) did not find any further specimens of this species at Yakacik but, based on the figures by VADÁSZ (1913a, b), he discussed the generic attribution of *anatolica*. He suggested (albeit with certain reservation) the inclusion of this species to the genus *Sulcirostra* Cooper & Muir-Wood, 1951 (closely related to *Rhynchonellina*). The arguments were more or less the same as given by VADÁSZ (1913a, b) for the attribution to *Rhynchonellina*; AGER (1959a) also stressed that the fold and sulcus of *S. ? anatolica* are opposite to those of *Rhynchonellina* and *Sulcirostra*.

In the opinion of the present author, this species may be best attributed to *Suessia* Eudes-Deslongchamps, 1855. The rhynchonellinid relationship is highly improbable because of the contradictory morphological features mentioned above, and because of the plano-convex shell of *Suessia ? anatolica* (in contrast to the usual biconvex valves of Rhynchonellinae). Even the very long and straight hinge margin, the characters of the beak, and especially the wide and partly corrugated interarea, speak against the rhynchonellinid relationship. Revealing the spiralia vs. crura would be decisive, but this was not possible in the case of this single specimen.

Other tiny, flat, Early Jurassic genera of the koninckinids has convavo-convex shells and are smooth, whereas *S. ? anatolica* is planoconvex and finely ribbed.

*S. ? anatolica* has many similarities to *Suessia liasiana* (Deslongchamps, 1853). The latter was found in the Crimea by MOISSEIEV (1926, 1934, under the name *Terebratella liasina*) and has recently been illustrated by VÖRÖS & KANDEMIR (2011) from the Eastern Pontides, and by HÖFLINGER (2012, p. 93) from Germany. The two species share the features of almost plano-convex valves and the style of ribbing, but *S. liasiana* is laterally more expanded and its beak is typically apsacline in contrast to the elongate outline and almost orthocone beak of *S. ? anatolica*.

**Distribution:** *S. ? anatolica* seems to be endemic for the Pliensbachian of Yakacik.

Order Terebratulida WAAGEN, 1883  
Suborder Terebratulidina WAAGEN, 1883  
Superfamily Uncertain  
Family Orthotomidae MUIR-WOOD, 1936  
Genus *Orthotoma* QUENSTEDT, 1869

*Orthotoma quenstedti* Buckman, 1904  
Plate II: 2

\* 1904 *Orthotoma Quenstedti*, nom. nov. — BUCKMAN, Jur. Brach., p. 391.

2012 *Orthotoma quenstedti* Buckman 1904 — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 191 + fig. (unnumbered).

**Material:** One moderately well-preserved specimen.

Measurements			
L	W	T	Ch
11.3	11.3	4.6	1.4

**Remarks:** This species name was introduced by BUCKMAN (1904) for the form wrongly identified by QUENSTEDT (1851 p. 471, pl. XXXVII, fig. 47) as “*Terebratula heyseana*”. DUNKER’s species “*heyseana*” (DUNKER 1847, pl. XVIII, fig. 5) is a laterally expanded form, clearly different from *O. quenstedti* Buckman, 1904, which has circular outline. A similarly circular outline and compressed (low convexity) valves are shown by *O. apenninica* (Canavari, 1883), figured recently by VÖRÖS (2009). However, this species is rectimarginate, whereas *O. quenstedti* has a faint sinus in its anterior commissure.

*O. quenstedti* was hitherto reported only from north-west Europe.

On the museum label VADÁSZ identified this specimen as “*T. beyrichi* Opp.”. It is worth mentioning that VADÁSZ (1918) listed “*T.[erebratula] (Orthotoma) margaritata* Roem.” (sic), but the name of this species is absent from the museum labels. It is very likely that, the two names pertain to the same specimen, but VADÁSZ changed his mind when, after his 1918 publication, he tried to improve the identifications of the Yakacik brachiopods.

Superfamily Loboidothyridoidea MAKRIDIN, 1964  
 Family Lobothyrididae MAKRIDIN, 1964  
 Subfamily Lobothyridinae MAKRIDIN, 1964  
 Genus *Lobothyris* BUCKMAN, 1918

*Lobothyris* cf. *punctata* (J. Sowerby, 1813)

Plate II: 3

- \* 1813 *Terebratula punctata*. — J. SOWERBY, Mineral Conchology, I, p. 46, pl. XV, fig. 4.  
 v 1913a *Terebratula punctata* Sow. — VADÁSZ, Kisázsia, p. 59 (pars).  
 v 1913b *Terebratula punctata* Sow. — VADÁSZ, Kleinasien, p. 68 (pars).  
 v 1918 *Terebratula punctata* Sow. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217.  
 1926 *Terebratula punctata* Sow. — MOISSEIEV, Crimea, p. 975, pl. XXVIII, figs. 23–25.  
 1965 *Lobothyris punctata* (Sowerby) — TULUWEIT, Nordwestdeutschland, p. 60, text-fig. 1, pl. 7, fig. 2.  
 1990 *Lobothyris punctata* (J. Sowerby, 1813) — AGER, British Liassic Terebratulida, p. 13, pl. I, fig. 1.  
 v 2009 *Lobothyris punctata* (J. Sowerby, 1813) — VÖRÖS, Bakony, p. 137, pl. XV, fig. 6 (cum syn.)  
 2010 *Lobothyris punctata* (J. Sowerby, 1812) — ALMÉRAS et al, Massif Armoricain, p. 48, text-figs. 11, 12, pl. 5, figs. 11, 12.  
 v 2011 *Lobothyris punctata* (J. Sowerby, 1813) — VÖRÖS & KANDEMIR, Eastern Pontides, p. 357, figs. 5/1, 2 (cum syn.).  
 2012 *Lobothyris punctata* (J. Sowerby 1812) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 125 + fig. (unnumbered).  
 2013 *Lobothyris punctata* (J. Sowerby, 1812) — ALMÉRAS & FAURÉ, Quercy, p. 51, pl. 5, figs. 3–12.

*Material*: 16 specimens in various states of preservation.

Measurements			
L	W	T	Ch
16.7	13.8	8.3	

*Remarks*: *L. punctata* is a very widespread and frequently cited Early Jurassic terebratulid species with a rather generalized “*Terebratula*” shape. Apart from the plentiful illustrations in the classic palaeontological literature, the critical revision of *L. punctata* was done recently by prominent brachiopod experts, e.g. AGER (1990) and ALMÉRAS & FAURÉ (2000, 2013).

The date of publication of this species is inconsistently cited by different authors as 1812 or 1813. J. SOWERBY’S “Mineral Conchology” was published in several parts in different years between 1812 and 1815. The proper date of publication can not be deciphered from a complete volume in an average library. Therefore, I accepted the opinion of a leading authority (AGER 1990, p. 13) and the revised Treatise (LEE et al. 2006) who cited *L. punctata* (J. Sowerby) with the date 1813.

*L. punctata* is definitely cosmopolitan in its distribution.

VADÁSZ in his publications (VADÁSZ 1913a, b, 1918) and on the museum labels correctly identified his specimens as “*Terebratula punctata* Sow.”.

Superfamily Dyscolioidea FISCHER & OEHLERT, 1892  
 Family Pygopidae MUIR-WOOD, 1965  
 Subfamily Triangopinae MANCENÍDO, 1993  
 Genus *Securithyris* VÖRÖS, 1983

*Securithyris* cf. *adnethensis* (Suess, 1855)

Plate II: 4

- \* 1855 *Terebratula Adnethensis* — SUESS, Brach. Hallstätter Schichten, p. 31.  
 v 1918 *T.[erebratula] adnethensis* Suess — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).  
 v 2009 *Securithyris adnethensis* (SUESS, 1855) — VÖRÖS, Bakony, p. 158, text-figs. 89–93, pl. XVII, figs. 4–11, pl. XVIII, figs. 1–5, pl. XIX, figs. 1–4, pl. XX, figs. 1–4, pl. XXI, figs. 1–3, pl. XXII, figs. 1, 2, pl. XXIII, figs. 1, 2 (cum syn.).  
 2012 *Securithyris adnethensis* (SUESS 1855) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 142 + fig. (unnumbered).

*Material*: One, somewhat irregularly developed specimen.

Measurements			
L	W	T	Ch
19.7	22.7	10.4	

*Remarks*: “*Terebratula*” *adnethensis* (Suess, 1855) is one of the earliest known brachiopod species of the Alpine Liassic. *Securithyris adnethensis* is the senior synonym of *S. adnethica* introduced by GÜMBEL (1861), and *S. erbaensis* established by PICTET (1867); interestingly, in both cases SUESS was indicated as the author of these new names. Recently *S. adnethensis* was very comprehensively described, illustrated and discussed by VÖRÖS (2009). Its simple, rectimarginate, smooth shells show a wide variation in size and shape. Nevertheless, the Yakacik specimen lies well outside this range with respect to its width. Other characteristics correspond rather well to *S. adnethensis*; therefore, with some hesitation, the Yakacik specimen is identified with that species. It is not damaged, but it may be a specimen that has grown in a slightly irregular way.

*S. adnethensis* is a typical Alpine-Mediterranean species.

VADÁSZ in his publication (VADÁSZ 1918) listed this species and on the museum labels identified two specimens as “*Terebratula adnethensis* Suess”. For one of them this identification is maintained by the present author; the other, poorly preserved specimen appears to represent another taxon, *Lobothyris* ? sp.

Family Nucleatidae SCHUCHERT, 1929  
 Genus *Linguithyris* BUCKMAN, 1918

*Linguithyris aspasia* (Zittel, 1869)

Plate II: 5

- v\* 1869 *Terebratula Aspasia*. Menegh. — ZITTEL, Central-Appenninen, p. 126, pl. XIV, figs. 1–4.

- v 1918 *Terebratula nimbata* Opp. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217.  
 1959a *Propygope aspasia* Meneghini — AGER, Turkey, p. 1024, pl. 128, fig. 6.  
 v 2009 *Linguithyris aspasia* (Zittel, 1869) — VÖRÖS, Bakony, p. 169, text-figs. 96–104, pl. XXIV, figs. 5–13, pl. XXV, figs. 1–11, pl. XXVI, figs. 1–6 (cum syn.).  
 2012 *Linguithyris aspasia* (Meneghini 1853) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 144 + fig. (unnumbered).  
 2013 *Linguithyris aspasia* (Zittel, 1869) — BAEZA-CARRATALÁ, Subbetic, p. 84, fig. 5/10.

**Material:** One well-preserved specimen.

Measurements			
L	W	I	Ch
6.2	7.1	5.1	1.8

**Remarks:** This is another, well-known and frequently cited Alpine-Mediterranean Liassic brachiopod species. Especially in Italy, in the classical literature, the term “*Terebratula aspasia* beds” has been used as the equivalent of the “middle Lias”. *L. aspasia* was very comprehensively described, illustrated and discussed recently by VÖRÖS (2009). The authorship of the species has also been ascertained: the species name *aspasia* was introduced by MENEGHINI (1853, p. 13) in a faunal list and is considered *nomen nudum*; the first description and illustration of *aspasia* was published by ZITTEL (1969).

The single specimen of *L. aspasia*, though very small, clearly shows the basic features of that species and fits to the range of size variation presented by VÖRÖS (2009, figs. 102–104).

This typically Mediterranean species has recently been recorded from more and more localities outside the Mediterranean province; therefore, it may be taken as cosmopolitan in its distribution. Its occurrence in the Crimea and Kotel (Bulgaria) under the name *Nucleata bodrakensis* (Moisseiev, 1947) in TCHOUMATCHENCO (1990) is questionable.

VADÁSZ in his publication (VADÁSZ 1918) and on the museum label identified this specimen as “*Terebratula nimbata* Opp.”. However, *nimbata* belongs to another genus *Buckmanithyris* Tchorszhevsky, 1990. This is why the present author prefers the identification *L. aspasia*.

Suborder Terebratellidina MUIR-WOOD, 1955  
 Superfamily Zeillerioidea ALLAN, 1940  
 Family Zeilleriidae ALLAN, 1940  
 Subfamily Zeilleriinae ALLAN, 1940  
 Genus *Zeilleria* BAYLE, 1878

*Zeilleria* cf. *waterhousei* (Davidson, 1851)  
 Plate II: 6

- \* 1851 *Terebratula Waterhousei*, Dav. — DAVIDSON, Oolitic and Liassic, p. 31, pl. V, figs. 12, 13.  
 1869 *Terebratula Waterhousei* (Davidson). — DUMORTIER, Bassin du Rhône, p. 324, pl. XLI, figs. 11, 12.

- v 1913a *Waldheimia subdigona* Opp. — VADÁSZ, Kisázsia, p. 60 (pars).  
 v 1913b *Waldheimia subdigona* Opp. — VADÁSZ, Kleinasien, p. 69 (pars).  
 v 1918 *W.[aldheimia] subdigona* Opp. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).  
 v 1918 *W.[aldheimia] furlana* Zitt. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).  
 1934 *Aulacothyris waterhousei* Dav. — MOISSEIEV, Crimea and Caucasus, p. 151, 202, pl. XIX, figs. 26–36.  
 ? 1965 *Keratothyris waterhousei* (Davidson) — TULUWEIT, Nordwestdeutschland, p. 81, text-fig. 22, pl. 8, fig. 5.  
 1974 *Zeilleria (Zeilleria) waterhousei* (Davidson 1851) — DELANCE, Zeilleridés, p. 208, pl. 2, figs. 14–19.  
 1990 *Zeilleria (Zeilleria) waterhousei* (Davidson, 1851) — TCHOUMATCHENCO, Brach. jur. Kotel II., p. 26 (pars), text-fig. 15, pl. VIII, figs. 3–8 (non figs. 10, 11).  
 2000 *Zeilleria (Zeilleria) waterhousei* (Davidson, 1851) — ALMÉRAS & FAURÉ, Pyrénées, p. 188, pl. 19, fig. 14.  
 2012 *Zeilleria waterhousei* (Davidson 1851) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 169 + fig. (unnumbered).  
 2013 *Zeilleria waterhousei* (Davidson, 1851) — ALMÉRAS & FAURÉ, Quercy, p. 61, pl. 8, figs. 7, 8.

**Material:** Four specimens.

Measurements			
L	W	I	Ch
12.0	10.8	7.8	

**Remarks:** In the identification of *Zeilleria waterhousei* and its generic attribution the present author relied upon the comprehensive synthesis on zeilleriids by DELANCE (1974) and the subsequent monographs by ALMÉRAS & FAURÉ (2000, 2013). The original figures by DAVIDSON (1851) show specimens with a gently sulcate anterior commissure. Later, by synonymizing the species *subdigona* (Oppel, 1853), the forms with a straight anterior commissure were also included (DELANCE 1974, ALMÉRAS & FAURÉ 2013). The Yakacik specimens show a straight anterior commissure and stand closer to the “*subdigona*”-type.

ANTOSHTCHENKO (1970) ranged this species into the genus *Keratothyris* Tuluweit, 1965, but it was not accepted by DELANCE (1974) and later French authors, and this latter opinion is followed by the present author.

*Z. waterhousei* is characteristic for north-west Europe, but also occurs in the Crimea, the Balkans and Turkey; therefore it tends to be cosmopolitan in its distribution.

VADÁSZ in his publications (VADÁSZ 1913a, b, 1918) listed “*Waldheimia subdigona* Opp.”, and on the museum labels identified three specimens with this name. Here this identification has been revised by accepting that *subdigona* is the junior synonym of *waterhousei*. One further specimen from Yakacik was listed by VADÁSZ (1918) and identified on the museum label as “*Waldheimia furlana* Zitt.”. This identification was obviously wrong because the species *furlana* is definitely not a zeilleriid, but a short-looped terebratulid (see discussions in VÖRÖS 2009). This specimen is figured in the present paper (Pl. 2: 6) and is regarded as a typical *Z. waterhousei*.

*Zeilleria cf. lycetti* (Davidson, 1851)

## Plate II: 7

- \* 1851 *Terebratula Lycetti*, Dav. — DAVIDSON, Oolitic and Liasic, p. 44, pl. VII, figs. 17–19 (non figs. 20–22).  
 non 1878 *Waldheimia Lycetti*, Dav. — DAVIDSON, Supplement, p. 175, pl. XXIV, figs. 30, 31.  
 v 1913a *Terebratula cf. erbaensis* Suess — VADÁSZ, Kisázsia, p. 59.  
 v 1913b *Terebratula cf. erbaensis* Suess — VADÁSZ, Kleinasien, p. 68.  
 1974 *Zeilleria lycetti* (Davidson 1851, sensu Buckman 1904) — DELANCE, Zeilleridés, p. 158, pl. 2, figs. 11, 12.  
 ? 1994 *Zeilleria (Zeilleria) lycetti* (Davidson, 1851) — TCHOUMATCHENCO, Ouarsenis, p. 55, pl. V, figs. 4, 5.  
 non 2000 *Zeilleria (Zeilleria) cf. lycetti* (non Davidson, 1851) — ALMÉRAS & FAURÉ, Pyrénées, p. 186, pl. 19, fig. 10.  
 2010 *Zeilleria lycetti* (Davidson, 1851 sensu Buckman, 1904) — ALMÉRAS et al., Massif Armoricain, p. 58, text-fig. 18, pl. 4, figs. 3, 4.  
 v 2011 *Zeilleria cf. lycetti* (Davidson, 1851) sensu Ager — VÖRÖS & KANDEMİR, Eastern Pontides, p. 358, fig. 5/5 (cum syn.).  
 ? 2013 *Zeilleria lycetti* (Davidson, 1851 sensu Buckman, 1904) — ALMÉRAS & FAURÉ, Quercy, p. 65, pl. 9, figs. 1–4.

*Material*: One slightly crushed specimen.

Measurements			
L	W	I	Ch
9.5	7.7	3.6	

*Remarks*: This species is frequently cited and illustrated in the classical and modern palaeontological literature but its correct interpretation is still somewhat uncertain. DAVIDSON (1851, pl. VII, figs. 17–22) figured morphologically different specimens under the name *lycetti*. BUCKMAN (1904) designated the specimen on fig. 17 by DAVIDSON (1851) as the type specimen of “*Ornithella Lycetti*” and pointed out that the specimens on figs 20 and 21 were “terebratuloids”. In his valuable survey DELANCE (1974) claimed that the specimen on fig. 17 by DAVIDSON is the only typical representative of the species *Zeilleria lycetti* and later French authors (ALMÉRAS et al. 2010, ALMÉRAS & FAURÉ 2013) followed this practice. They regularly complemented the species name *lycetti* with the addition “sensu BUCKMAN, 1904”. On the other hand, AGER (1959a) used a wider interpretation and included figs 17–19 of DAVIDSON (1851) as representing the species *Z. lycetti*. This was accepted by VÖRÖS & KANDEMİR (2011) and expressed by the phrase “sensu AGER”. *Z. lycetti*, in any sense, has a rather indistinct external morphology; it is elongated, drop-shaped in outline, weakly biconvex and rectimarginate. The tiny specimen from Yakacik fits into this simple morphological frame; its only remarkable feature is the presence of regularly-spaced faint growth rugae.

*Z. lycetti* is widespread in north-west Europe but was also recorded in Turkey and (possibly) in North Africa.

On the museum label VADÁSZ identified this specimen as *Terebratula*. cfr. *erbaensis* Suess and the same name also appeared in his earlier papers (VADÁSZ 1913a, b). The present author, being familiar with that brachiopod species

(*erbaensis* = *adnethensis*, see above), regards this identification as definitely erroneous.

*Zeilleria cf. mutabilis* (Oppel, 1861)

## Plate II: 8

- \* 1861 *Terebratula mutabilis* Opp. (Waldheimia.) — OPPEL, Brachiopoden des unteren Lias, p. 538, pl. X, fig. 7.  
 v 1913a *Waldheimia mutabilis* Opp. — VADÁSZ, Kisázsia, p. 60.  
 v 1913b *Waldheimia mutabilis* Opp. — VADÁSZ, Kleinasien, p. 68.  
 v 1918 *Waldheimia mutabilis* Opp. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217.  
 v 2009 *Zeilleria mutabilis* (Oppel, 1861) — VÖRÖS, Bakony, p. 183, text-figs. 110, 111, pl. XXVIII, figs. 5, 6 (cum syn.).  
 2012 *Zeilleria mutabilis* (Oppel 1861) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 173 + fig. (unnumbered).

*Material*: Seven specimens in various states of preservation.

Measurements			
L	W	I	Ch
15.0	13.8	7.7	

*Remarks*: *Z. mutabilis*, as its name indicates, has a rather variable morphology and this is why, it has frequently been cited by many classic and modern authors. Recently VÖRÖS (2009) gave a detailed description and discussion of this widespread Alpine Liassic brachiopod species. The identification of the Yakacik specimens seems satisfactorily justified.

*Z. mutabilis* is characteristic for the Mediterranean province, but also occurs in North Africa, the Balkans and Turkey; therefore it can be said to be cosmopolitan in its distribution.

VADÁSZ in his publications (VADÁSZ 1913a, b, 1918) listed this species. On the museum labels five of his specimens were correctly identified as “*Waldheimia mutabilis* Opp.”. One further specimen (not mentioned in his publications) was identified as “*Waldheimia stapia* Opp.”. However *Z. stapia* (Oppel, 1861) is significantly more biconvex and very much elongated, being subtriangular in outline as compared to *Z. mutabilis*. This specimen is figured in the present paper (Pl. 2: 8) and is regarded as a typical *Z. mutabilis*.

*Zeilleria alpina* (Geyer, 1889)

## Plate II: 9

- v\* 1889 *Waldheimia alpina* nov. sp. — GEYER, Hierlatz, p. 29, pl. III, figs. 33–38.  
 v 2009 *Zeilleria alpina* (Geyer, 1889) — VÖRÖS, Bakony, p. 186, text-figs. 112, 113, pl. XXVIII, fig. 7 (cum syn.).  
 2012 *Zeilleria alpina* (Geyer 1889) — HÖFLINGER, Deutsch. Lias, p. 174 + fig. (unnumbered).

*Material*: Two, partly incomplete specimens.

Measurements			
L	W	I	Ch
14.5	14.9	6.0	

*Remarks:* *Z. alpina* is characterized by a subcircular outline, weak biconvexity, smooth shells and a nearly straight, slightly sulcate anterior commissure. Apart from the good illustrations in GEYER (1889) and in some modern palaeontological papers (DULAI 1992, 2003), one may rely upon the detailed revision given recently by VÖRÖS (2009). On these grounds, the identification of the Yakacik specimens seems adequate.

So far, *Z. alpina* seems to be restricted to the Mediterranean province.

VADÁSZ (1913a, b, 1918) did not mention this species in his publications. On the other hand, the museum label testifies that VADÁSZ correctly identified these specimens as “*Waldheimia alpina* Gey.”

Genus *Aulacothyris* DOUVILLÉ, 1879

*Aulacothyris resupinata* (J. Sowerby, 1816)  
Plate II: 10

- \* 1816 *Terebratula resupinata*. — J. SOWERBY, Mineral Conchology, II, p. 116, pl. 150, figs. 3, 4.
- 1851 *Terebratula resupinata*, Sow. — DAVIDSON, Oolitic and Liassic, p. 31, pl. IV, figs. 1–5.
- v 1913a *Waldheimia* cfr. *Fuggeri* Böse. — VADÁSZ, Kisázsia, p. 60.
- v 1913b *Waldheimia* cfr. *Fuggeri* Böse. — VADÁSZ, Kleinasien, p. 69.
- v? 1918 *W.[aldheimia] furlana* Zitt. — VADÁSZ, P. alpina-Schichten, p. 217 (pars).
- 1959a *Aulacothyris* cf. *A. resupinata* (J. Sowerby) — AGER, Turkey, p. 1025, pl. 129, fig. 5.
- 1974 *Aulacothyris resupinata* (Sowerby 1816) — DELANCE, Zeilleridés, p. 317, pl. 6, figs. 14–26.
- 1975 *Aulacothyris resupinata* (Sowerby 1818) — COMAS-RENGIFO & GOY, Ribarredonda, p. 320, pl. 2, figs. 5, 6.
- 1990 *Aulacothyris resupinata* (J. Sowerby, 1816) — TCHOUMATCHENCO, Brach. jur. Kotel II., p. 35, text-figs. 21, 22, pl. XI, figs. 6–10.
- ? 2007 *Aulacothyris resupinata* (Sowerby, 1816) morphé *agnata* (Rollier, 1919) — ALMÉRAS et al., Algérie, p. 128, text-figs. 27–29, pl. 11, fig. 5.
- 2010 *Aulacothyris resupinata* (Sowerby, 1818) — ALMÉRAS et al., Massif Armoricaïn, p. 62, text-fig. 21.

*Material:* Six specimens.

Measurements			
L	W	T	Ch
13.8	10.0	5.9	3.1

*Remarks:* This is a well-known European zeilleriid species with an elongated oval outline, well-developed beak ridges and, most characteristically, a shallow but long dorsal sulcus which begins very posteriorly. There is a variation in the outline (DELANCE, 1974, ALMÉRAS et al. 2010): some more elongate forms have the maximum width near mid-

length; in other, subpentagonal forms this maximum is shifted somewhat anteriorly. The Yakacik specimens seem transitional: they are moderately elongate but the maximum width lies rather anteriorly.

*A. resupinata* occurs frequently in the NW European province, but was also recorded in North Africa, the Balkans and Turkey; therefore, it can be regarded cosmopolitan in its distribution.

VADÁSZ (1913a, b, 1918) did not mention this species in his publications. On the other hand, the museum label testifies that VADÁSZ identified two specimens as “*Waldheimia resupinata* Sow.”. Further two specimens have been labelled as *Waldheimia* cfr. *fuggeri* Böse, but this identification was revised because *fuggeri* stands rather close to *Bakonyithyris* Vörös, 1983 (VÖRÖS 2009). Another two specimens of the collection have been labelled by VADÁSZ as “*Waldheimia furlana* Zitt. var. *elongata* Can.”; one of these specimens is figured here (Plate II: 10). However, as VÖRÖS (2009) pointed out, ZITTEL’s *furlana* is definitely not a zeilleriid, but a short-looped terebratulid, and the cardinalia and loop of the variant *elongata* can be best compared to those of the Nucleatidae. Therefore the identification by VADÁSZ is here revised and also these two specimens are included with *Aulacothyris resupinata* (J. Sowerby, 1816).

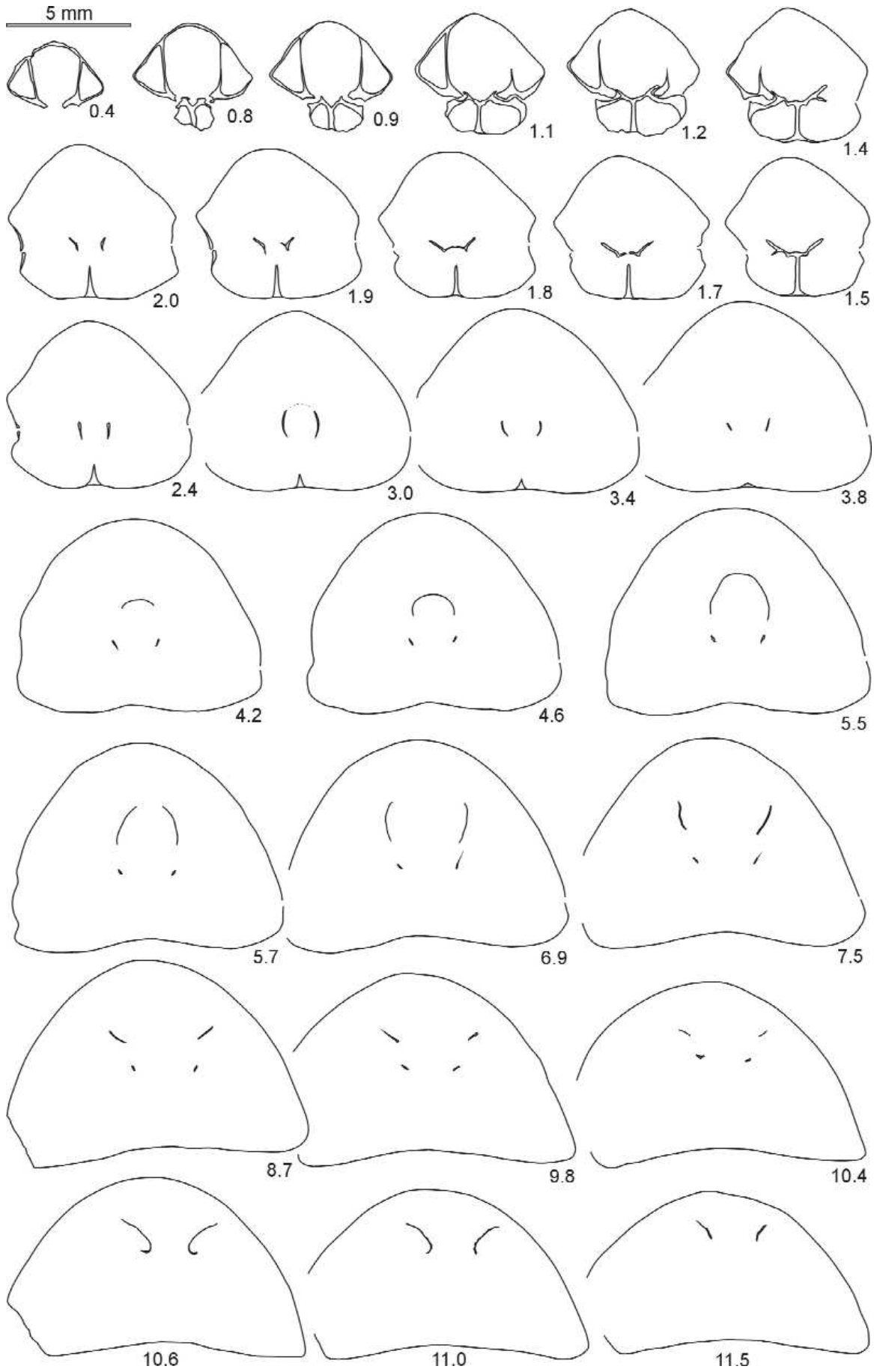
*Aulacothyris anatolica* (Vadász, 1913)  
Plate II: 11, Figure 3.

- v\* 1913a *Waldheimia anatolica* nov. f. — VADÁSZ, Kisázsia, p. 61, text-fig. 5.
- v 1913b *Waldheimia anatolica* nov. f. — VADÁSZ, Kleinasien, p. 69, text-fig. 6.
- ? 1926 *Waldheimia (Aulacothyris) salgirensis* n. sp. — MOISSEIEV, Crimea, p. 983, 993, pl. XXVIII, figs. 40–42.
- ? 1934 *Aulacothyris salgirensis* Mois. — MOISSEIEV, Crimea and Caucasus, p. 153, 202, pl. XIX, figs. 22–25.
- 1959a *Aulacothyris anatolica* (Vadász) — AGER, Turkey, p. 1025, pl. 129, fig. 1.

*Material:* 15 specimens.

Measurements			
L	W	T	Ch
17.2	13.0	10.2	6.3

*Description: External characters:* This is a medium-sized *Aulacothyris* with an anteriorly expanded subtriangular outline. The lateral margins are sinuous; the anterior margin is deeply unisulcate. The apical angle varies between 70–80°. The maximum width is attained near the anterior margin. The ventral valve is strongly and equally convex. The dorsal valve is more inflated posteriorly. The maximum convexity lies near mid-length. The beak is moderately high and is erect to slightly incurved. The foramen is mesothyrid. The delthyrium is covered by a matrix. The ventral beak ridges are rather sharp and well-marked near the termination of the beak, but gradually disappear at the middle of the



←**Figure 3.** *Aulacothyris anatolica* (Vadász, 1913). Twenty-seven transverse serial sections through a specimen from Yakacik (Turkey), Pliensbachian. (Paratype: J 2014.27.15.2). Distances from posterior end of shell are given in mm. The original length of the specimen is 15.5 mm

←**3. ábra.** *Aulacothyris anatolica* (Vadász, 1913). Huszonhét sorozatsziszolati kép egy yakaciki (törökországi) pliensbachi példányról. (Paratypus: J 2014.27.15.2). Feltüntetjük a héj hátulsó végétől mm-ben mért távolságokat. A példány eredeti hossza 15,5 mm

length. The dorsal beak ridges also remain sharp to half-length. Consequently, rather narrow, and oblique planareas have developed. Within the planareas, the lateral commissures run on a sharp crest near the dorsal beak ridges. In a lateral view, the lateral commissures run obliquely and are dorsally arched. They join with a continuous curve to the unisulcate anterior commissure. The sinus is very deep and wide; usually it occupies almost the whole width of the anterior margin of the shell; it forms a U-shaped arch. There is a definite, narrow, incipient sulcus posteriorly which strongly widens anteriorly. A shallow and wide dorsal sulcus and ventral fold appear near the anterior margin. The surface of the shells is smooth.

**Internal characters** (Figure 3): **Ventral valve:** The delthyrial cavity is a rounded subpentagonal in cross-section. The umbonal cavities are rather subtriangular. No pedicle collar was recorded. The deltidial plates are well-developed and disjunct. The thin dental plates are subparallel. The hinge teeth are rather massive and inwardly oriented; denticula are poorly-preserved. **Dorsal valve:** The septalium is V-shaped but then it becomes rather shallow and U-shaped. The outer socket ridges are moderately wide. The inner socket ridges are narrow and sharp, and they lean well over the sockets. The hinge plates rise from the medial part of the inner socket ridges and are inclined dorsally, forming septalial plates. After separating from the inner socket ridges, the septalial plates remain connected to the dorsal median septum. The median septum is rather massive and long, surpassing the distance of the crural processes. The crura are very thin. The crural processes are crescentic in cross section. They seem to have been fused before releasing the descending branches of the loop. The loop is diploform and distally spinose; it attains 75% of the length of the dorsal valve. The descending branches are very narrow and only slightly divergent. The ascending branches are high and divergent; their anterior part is strongly convex laterally; their posterior part forms a hood-like transverse band.

**Remarks:** This species was described as “new form” by VADÁSZ (1913a) in Hungarian and in German (VADÁSZ 1913b). In agreement with AGER (1959a), *Aulacothyris anatolica* is regarded here as a distinct species of VADÁSZ. Its holotype (inventory number: J 2014.27.15.1) is housed in the collections of the Geological and Geophysical Institute of Hungary. Therefore an emended description of *Aulacothyris anatolica* (Vadász, 1913), complemented with an illustration of the internal features, was regarded as being relevant here.

It is necessary to note the little inconsistency in the referencing of this species by VADÁSZ. In the Hungarian text (VADÁSZ 1913a), on p. 61, the text-figure is labelled as “Fig. 5.”; in fact it should be Fig. 6. In the German text (VADÁSZ 1913b), on p. 70, the text-figure is correctly labelled as “Fig. 6.”

DELANCE (1974 p. 317), albeit with a question mark, put the items of *anatolica* by VADÁSZ (1913b) and by AGER (1959a) in the synonym list of *A. resupinata* (J. Sowerby) but without explanation. However, *A. anatolica* differs from *A. resupinata* due to its broad, shallow sulcus and the fact that its greatest width is near the anterior end of the shell.

The species *A. ? ballinensis* (Haas, 1912) stands near to *A. anatolica* but it is less elongated and its sulcus is shallower and trapezoidal.

*Aulacothyris salgirensis* — introduced by MOISSEIEV (1926) and written as *salghirensis* in the English text of MOISSEIEV (1934, p. 202) — is very similar externally and probably conspecific with *A. anatolica*. This view is strongly supported by the serial sections of *A. salgirensis* published by ANTOSHTCHENKO (1970). These sections especially in the case of the adult specimen (ANTOSHTCHENKO 1970, fig. 4), are particularly similar to those shown in the present paper.

VADÁSZ (1913a, b) described this species as “*Waldheimia anatolica* nov. f.” and expressed some doubts about its status as a “good species”. In his later publication VADÁSZ (1918) did not list this species from Yakacik. According to the museum labels, VADÁSZ probably changed his mind and identified most of his material as “*Waldheimia subdigona* Opp.” Only a single specimen remained labelled as “*Waldheimia anatolica* Vad.” with the remark: “original specimen” written on a red-framed label.

**Distribution:** *A. anatolica* seems to occur only in the Pliensbachian of Turkey or, considering its probable synonymy with *A. salgirensis*, perhaps also in the Crimea.

## Conclusions

For the purpose of this paper, the Early Jurassic brachiopods from Yakacik (Turkey), housed at the Geological and Geophysical Institute of Hungary, were examined in detail. The taxonomic and nomenclatural revision of the 197 specimens, collected by R. MILLEKER in 1911-1912, and shortly described by VADÁSZ (1913a, b, 1918) resulted in 27 brachiopod taxa. They represent 16 genera and 23 nominal species; these have been documented by photographs and partly by serial sections.

The new brachiopod taxa introduced and illustrated by VADÁSZ (1913a, b) — *Rhynchonellina anatolica* and *Waldheimia anatolica* — were re-examined and their taxonomic positions updated as *Suessia ? anatolica* (Vadász, 1913) and *Aulacothyris anatolica* (Vadász, 1913), respectively.

The Early Jurassic brachiopod fauna of Yakacik has a transitional character between two major faunal provinces. Besides 4 endemic and 4 cosmopolitan species, 6 species have a NW European, and 9 species have a Mediterranean faunal affinity.

## Acknowledgements

The author is indebted to Bálint PÉTERDI and the other persons in the staff of the Collection of the Geological and

Geophysical Institute of Hungary, for tracking the Yakacik material and loaning it to the author for study. The helpful advice on the taxonomy and the SEM photos of *Suessia*(?) by Alfréd DULAI are greatly acknowledged. All other brachiopod photographs were taken by Mariann BOSNAKOFF. Thanks are

due to Edit LENDVAI TÍMÁR (Hungarian Geographical Museum, Érd) who provided the historical data acquired during MILLEKER's expeditions. The useful comments and corrections from the reviewers Miloš SIBLÍK and Alfréd DULAI were invaluable for the final version of this paper.

## References

- AGER, D. V. 1956: *A Monograph of the British Liassic Rhynchonellidae. Part I.* — Palaeontographical Society, London, **110**, 1–50.
- AGER, D. V. 1959a: Lower Jurassic brachiopods from Turkey. — *Journal of Paleontology* **33/6**, 1018–1028.
- AGER, D. V. 1959b: *A monograph of the British Liassic Rhynchonellidae. Part II.* — Palaeontographical Society, London **112**, 51–84.
- AGER, D. V. 1962: *A monograph of the British Liassic Rhynchonellidae. Part III.* — Palaeontographical Society, London **116**, 85–136.
- AGER, D. V. 1967: *A monograph of the British Liassic Rhynchonellidae. Part IV.* — Palaeontographical Society, London **121**, 137–172.
- AGER, D. V. 1983: Allopatric speciation — an example from the Mesozoic Brachiopoda. — *Palaeontology* **26/3**, 555–565.
- AGER, D. V. 1990: *British Liassic Terebratulida (Brachiopoda). Part I.* — Monograph of the Palaeontographical Society, London **143**, 1–39.
- ALKAYA, F. & MEISTER, CH. 1995: Liassic ammonites from the Central and Eastern Pontides (Ankara and Kelkit areas, Turkey). — *Revue de Paléobiologie* **14/1**, 125–193.
- ALMÉRAS, Y. 1964: Brachiopodes du Lias et du Dogger. — *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* **5**, 1–161.
- ALMÉRAS, Y. & COUGNON, M. 2013: Les Brachiopodes jurassiques (Spiriferida et Rhynchonellida). Principaux genres et leur évolution. Les espèces, extensions verticales et répartitions géographiques. — *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon* **170**, 1–227.
- ALMÉRAS, Y. & FAURÉ, P. 2000: Les Brachiopodes Liassiques des Pyrénées. Paléontologie, biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoenvironnements. — *Strata Sér. 2*, **36**, 1–395.
- ALMÉRAS, Y., ELMI, S. & FAURÉ, P. 2007: Les brachiopodes liassiques d'Algérie occidentale. — *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon* **163**, 1–241.
- ALMÉRAS, Y., BÉCAUD, M. & COUGNON, M. 2010: Brachiopodes liassiques de la bordure sud du Massif Armoricain. — *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France, Nantes* h. s. **2010/1**, 1–131.
- ALMÉRAS, Y. & FAURÉ, P. 2013: Brachiopodes du Lias et de l'Aalénien du Quercy. — *Strata Sér. 2*, **47**, 1–104.
- ANTOSHCHENKO, Z. A. 1970: On the phylogenetic connections of the genera Aulacothyris and Keratothyris (Brachiopoda). — *Paleontologicheskii Zhurnal* **1970/1**, 73–81. (In Russian)
- ARHELL, W. J. 1956: *Jurassic Geology of the World.* — Oliver and Boyd, Edinburgh, London, 806 p.
- BAEZA-CARRATALÁ, J. F. 2013: Diversity patterns of Early Jurassic brachiopod assemblages from the westernmost Tethys (Eastern Subbetic). — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **381–382**, 76–91.
- BAILEY, E. B. & MCCALLIEN, W. J. 1950: The Ankara Mélange and the Anatolian Thrust. — *Bulletin of Mineral Research and Exploration, Turkey* **40**, 17–22.
- BAILEY, E. B. & MCCALLIEN, W. J. 1953: Serpentine lavas, the Ankara mélange and the Anatolian thrust. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **62/2/11**, 403–442.
- BÖCKH, J. 1874: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles des Bakony, II. — *Mittheilungen aus dem Jahrbuche der königlichen ungarischen geologischen Anstalt* **3/1**, 1–180.
- BÖHM, F., EBLI, O., KRYSZTIN, L., LOBITZER, H., RAKÚS, M. & SIBLÍK, M. 1999: Fauna, Stratigraphy and Depositional Environment of the Hettangian–Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria). — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **56**, 143–217.
- BÖSE, E. 1898: Die mittelliassischen Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. Nebst einem Anhang über die Fauna des unteren Dogger im bayerischen Innthale. — *Palaeontographica* **44**, 145–236.
- BÖSE, E. & SCHLOSSER, M. 1900: Über die mittelliassische Brachiopodenfauna von Südtirol. — *Palaeontographica* **46**, 175–212.
- BREMER, H. 1965: Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des unteren Lias (Sinemurium bis Carixium) in der Umgebung von Ankara (Türkei). — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **122/2**, 127–221.
- BUCKMAN, S. S. 1904: Jurassic Brachiopoda. — *Annals and Magazine of Natural History* **14/7**, 389–397.
- CANAVARI, M. 1881: Alcuni nuovi Brachiopodi degli strati a Terebratula Aspasia Mgh. nell'Appennino centrale. — *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie* **5**, 177–188.
- CARTER, J. L. & JOHNSON, J. G. 2006: Spiriferinida. — In: KAESLER, R. L. (ed): *Treatise on Invertebrate Palaeontology. Part H, Brachiopoda (Revised), Volume 5, Rhynchonelliformea (part).* — Geological Society of America and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas 1877–1890.
- COMAS-RENGIFO, M. J. & GOY, A. 1975: Estratigrafía y paleontología del Jurásico de Ribarredonda (Guadalajara). — *Estudios Geológicos* **31**, 297–339.
- DARESTE DE LA CHAVANNE, J. 1920: Fossiles liassiques de la région de Guelma. — *Matériaux pour la Carte géologique de l'Algérie, (1) Paléontologie* **5**, 1–72.

- DAVIDSON, T. 1851–52: *A Monograph of the British Fossil Brachiopoda, Vol. I: Part III: The Oolitic and Liasic Brachiopoda*. — Palaeontographical Society, pp. 1–64, pls. 1–13 (1851); pp. 65–100, pls. 14–18 (1852), London.
- DAVIDSON, T. 1876–78: *A Monograph of the British Fossil Brachiopoda, Vol. IV: Part II: Supplement to the Jurassic and Triassic species*. — Palaeontographical Society, pp. 73–144, pls. 9–16 (1876); pp. 145–242, pls. 17–21 (1878), London.
- DELANCE, J.-H. 1974: Zeilleridés du Lias d'Europe Occidentale. — *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon* **2**, 1–406.
- DI STEFANO, G. 1891: Il Lias medio del M. San Giuliano (Erice) presso Trapani. — *Atti della Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania* **3**, 121–270.
- DULAI A. 1992: The Early Sinemurian (Jurassic) brachiopod fauna of the Lókút Hill (Bakony Mts., Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **15**, 41–94.
- DULAI A. 2003: *A Dunántúli-középhegység hettangi és kora-szinemuri (kora-jura) brachiopoda faunája II. Rendszertani leírások (Hettangian and Early Sinemurian (Early Jurassic) brachiopods of the Transdanubian Central Range (Hungary) II. Systematic descriptions)*. — A Bakony Természettudományi kutatásának eredményei **27**, 1–144. (In Hungarian).
- DUMORTIER, E. 1869: *Études paléontologiques sur les dépôts jurassiques du Bassin du Rhône. Lias moyen*. — F. Savy, Paris, 348 p.
- DUNKER, W. 1847: Ueber einige neue Versteinerungen aus verschiedenen Gebirgsformationen. — *Palaeontographica* **3**, 128–133.
- FRANCESCHI, R. 1921: Descrizione di alcuni Brachiopodi del Lias medio nell'Appennino centrale. — *Atti della Società Toscana di Scienze e Naturali, Memorie* **33**, 214–232.
- FUCINI, A. 1893: Alcuni fossili del Lias inferiore delle Alpi Apuane e dell'Appennino di Lunigiana. — *Atti della Società Toscana di Scienze e Naturali, Memorie* **12**, 293–309.
- FUCINI, A. 1895: Fauna dei calcari bianchi ceroidi con *Phylloceras cylindricum* Sow. sp. del Monte Pisano. — *Atti della Società Toscana di Scienze e Naturali, Memorie* **14**, 125–351.
- GEYER, G. 1889: Über die liassischen Brachiopoden des Hierlatz bei Halstatt. — *Abhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* **15**, 1–88.
- GÜMBEL, C. W. 1861: *Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. — Gotha, 950 p.
- HÖFLINGER, J. 2012: *Die Brachiopoden des deutschen Lias*. — Röthenbach, 206 p.
- KETIN, İ. 1969: Über die nordanatolische Horizontalverschiebung. — *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey* **72**, 1–28.
- LEE, D. E., MACKINNON, D. I., SMIRNOVA, T. N., BAKER, P. G., JIN YU-GAN & SUN DONG-LI. 2006: Terebratulida. — In: KAESLER, R. L. (ed): *Treatise on Invertebrate Palaeontology. Part H, Brachiopoda (Revised), Volume 5, Rhynchonelliformea (part)*. — Geological Society of America and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, pp. 1965–2251.
- MENEGHINI, G. 1853: Nuovi fossili toscani (In appendice alle considerazioni sulla geologia stratigrafica Toscana dei Professori Cavaliere P. Savi e G. Meneghini.). — *Annali dell'Università di Toscana* **3**, 1–40.
- MOISSEIEV, A. S. 1926: Sur la faune des calcaires jurassiques inférieurs de la Crimée. — *Izvestiya Geologicheskogo Komiteta (Bulletins du Comité Géologique), Leningrad* **44/10** (1925), 961–993. (In Russian with French summary)
- MOISSEIEV, A. S. 1934: The Jurassic Brachiopoda of the Crimea and the Caucasus. — *Trudy Vsesoiuznyi Geologo-Razvedochnyi Obedineniya SSSR* **203**, 1–213. (In Russian with English summary)
- OKAY, A. I. & TÜYSÜZ, O. 1999: Tethyan sutures of northern Turkey. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SERANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: tertiary extension within the Alpine orogen*. — Geological Society Special Publications **156**, 475–515.
- OKAY, A. I., SATIR, M. & SIEBEL, W. 2006: Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. — In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): *European Lithosphere Dynamics*. — Geological Society, London, *Memoirs* **32**, 389–405.
- OPPEL, A. 1861: Über die Brachiopoden des unteren Lias. — *Zeitschrift des deutschen geologischen Gesellschaft* **13/4**, 529–550.
- PARONA, C. F. 1893: Revisione della fauna liassica di Gozzano in Piemonte. — *Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino Ser. 2*, **43**, 1–62.
- PICTET, F. J. 1867: Étude monographique des Térébratulés du groupe de la T. diphya. — In: *Mélanges Paléontologiques*, 3: 135–202, Ramboz & Schuchardt, Genève.
- PROSSER, C. D. 1993: Aalenian and Bajocian (Middle Jurassic) rhynchonellid biogeography in southern England. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **100**, 147–158.
- QUENSTEDT, F. A. 1851: *Handbuch der Petrefactenkunde (I)*. — Laupp, Tübingen, 528 p.
- SAVAGE, N. M., MANCENIDO, M. O., OWEN, E. F., CARLSON, S. J., GRANT, R. E., DAGYS, A. S. & SUN DONG-LI. 2002: Rhynchonellida. — In: KAESLER, R. L. (ed): *Treatise on Invertebrate Palaeontology. Part H, Brachiopoda (Revised), Volume 4, Rhynchonelliformea (part)*. — Geological Society of America and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, 1027–1376.
- SIBLÍK, M. 1964: K nálezu liasových brachiopodu v horní části Belanské doliny (Liassic brachiopods from the upper part of the Bela Valley [Belanska dolina] in the Velká Fatra Mts.). — *Geologické Práce, Zprávy* **31**, 157–181.
- SOWERBY, J. 1812–1815: *The Mineral Conchology of Great Britain. I*. — London, 234 p.
- SOWERBY, J. 1815–1818: *The Mineral Conchology of Great Britain. II*. — London, 251 p.
- SUČIĆ-PROTIĆ, Z. 1969: Middle Liassic Brachiopoda of the Yugoslav Carpatho-Balkanids (Part 1) — In: *Mesozoic Brachiopoda of Yugoslavia*. University of Belgrade, Monographs, **1**, 1–214.
- SUËSS, E. 1855: Über die Brachiopoden der Hallstätter Schichten. — *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Classe* **9/22**, 23–32.
- TCHOUMATCHENCO, P. V. 1990: Brachiopodes jurassiques inférieurs et moyens des olistolithes inclus dans la Formation de Kotel (Jurassique moyen) (Stara planina orientale, Bulgarie). II. Spiriferida, Terebratulida. — *Palaeontology, Stratigraphy and Lithology* **28**, 3–40.
- TCHOUMATCHENCO, P. V. 1994: Brachiopodes du Jurassique inférieur et moyen du Kef Sidi Amar — Massif culminant de l'Ouarsenis (Algérie du Nord). — *Geologica Balcanica* **24/1**, 25–61.

- TOMAŠOVÝCH, A. 2006: A new Early Jurassic rhynchonellid brachiopod from the western Tethys and implications for systematics of rhynchonellids from the Triassic–Jurassic boundary. — *Journal of Paleontology* **80/2**, 212–228.
- TULUWEIT, K. 1965: Die Terebratulidae und Zeilleriidae (Brachiopoda) des mittleren Lias Nordwestdeutschlands. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **122/1**, 50–126.
- TÜRKÜNAL, M. 1959: Note on the ammonite-bearing beds in various localities of Turkey — part one: Ankara region. — *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, Foreign edition* **52**, 67–74.
- VADÁSZ, M. E. 1913a: Liáskövületek Kisászsiából. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **21/3**, 51–72. (In Hungarian)
- VADÁSZ, M. E. 1913b: Liasfossilien aus Kleinasien. — *Mitteilungen aus dem Jahrbuche der königlichen ungarischen geologischen Reichsanstalt* **21/3**, 59–82.
- VADÁSZ, E. 1918: Über das Vorkommen von Posidonomya alpina-Schichten in Anatolien. — *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* (1918) **13–14**, 215–219.
- VIGH G. 1943: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai (Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse im nordwestlichen Teil des Gerecse-Gebirges). — *Földtani Közlöny* **73**, 301–359, 537–550 (In Hungarian, with German summary).
- VÖRÖS, A. 1994: Umbrian Liassic brachiopods in Hungary: review and comparison. — *Paleopelagos Special Publication* **1**, 357–366.
- VÖRÖS, A. 2009: The Pliensbachian brachiopods of the Bakony Mountains (Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **58**, 1–300.
- VÖRÖS, A. & KANDEMİR, R. 2011: A new Early Jurassic brachiopod fauna from the Eastern Pontides (Turkey). — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **260**, 343–363.
- VÖRÖS, A., SZABÓ, J., DULAI, A., SZENTE, I., EBLI, O. & LOBITZER, H. 2003: Early Jurassic fauna and facies of the Schafberg area (Salzkammergut, Austria). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **21**, 51–82.
- ZITTEL, K. A., 1869: Geologische Beobachtungen aus den Central-Appenninen. — *Benecke's Geognostisch-Paläontologische Beiträge* **2/2**, 91–177.
- Kézirat beérkezett: 2014. 04. 16.

## Plate I — I. tábla

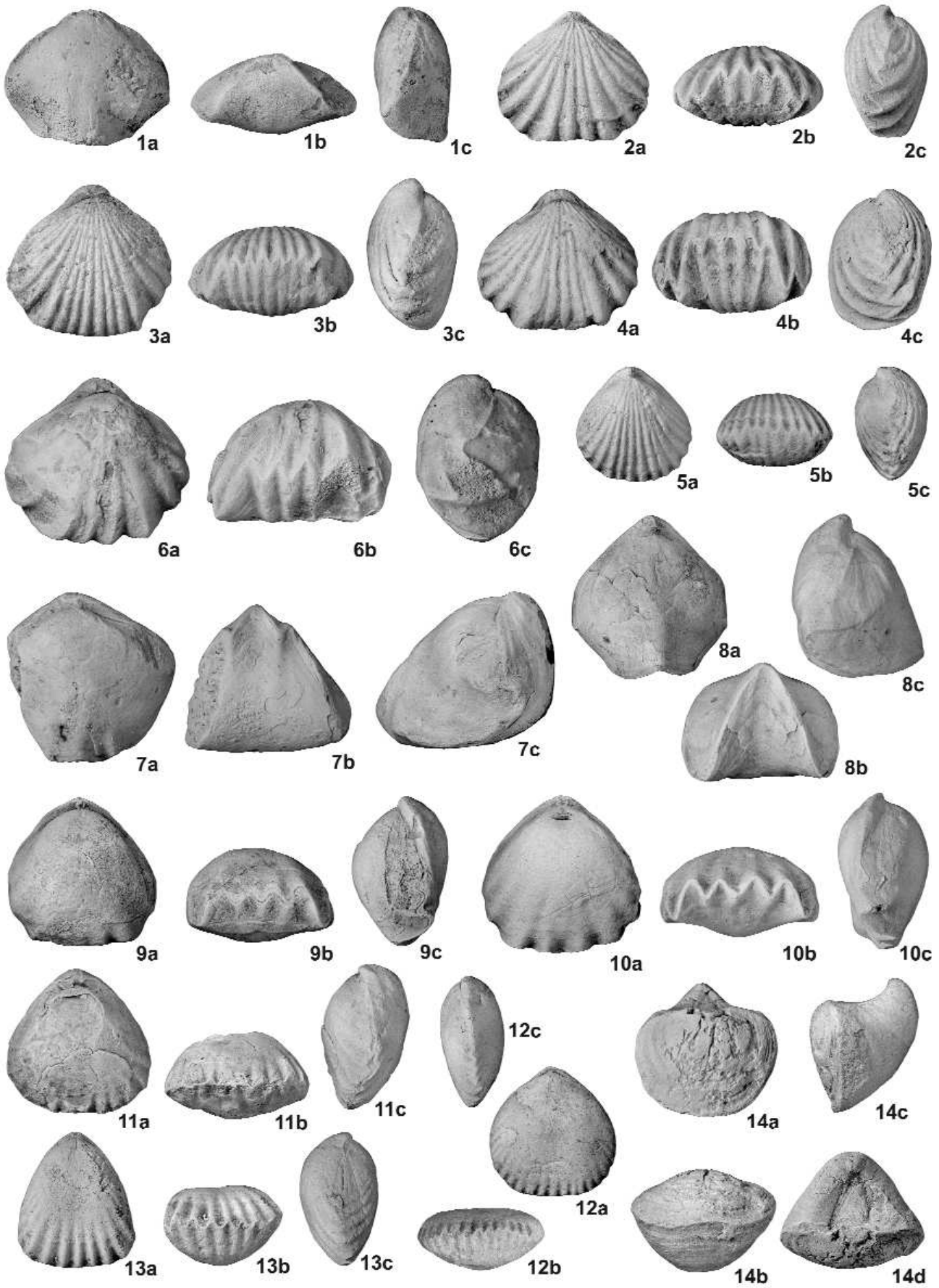
Early Jurassic (Pliensbachian) brachiopods from Yakacik (Turkey), collected by R. MILLEKER in 1911–1912.

*Kora-jura (pliensbachi) brachiopodák a törökországi Yakacik lelőhelyről; MILLEKER R. 1911–1912-es gyűjtése.*

All figures are magnified twice unless otherwise indicated; a: dorsal view, b: anterior view, c: lateral view, d: posterior view. Specimens have been coated with ammonium chloride before photography. The specimens are deposited in the collection of the Geological and Geophysical Institute of Hungary, Budapest under the inventory numbers prefixed by “J”.

*Az ábrák kétszeres nagyításúak, a jelzett kivételekkel; a: háti nézet, b: mellső nézet, c: oldalnézet, d: hátsó nézet. A példányokat a fotózáshoz ammónium-kloriddal vontuk be. A példányokat a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet gyűjteménye őrzi „J” előjelzetű leltári számok alatt.*

1. *Apringia piccininii* (Zittel, 1869) — J 2014.1.3.1.
2. *Jakubirhynchia latifrons* (Geyer, 1889) — J 2014.2.2.1.
3. *Jakubirhynchia ? laevicosta* (Geyer, 1889) — J 2014.3.3.1.
4. *Calcirhynchia hungarica* (Böckh, 1874) — J 2014.7.73.1.
5. *Calcirhynchia ? sanctihilarii* (Böse, 1898) — J 2014.8.1.
6. *Cirpa* cf. *kiragliae* Ager, 1959 — J 2014.5.4.1.
7. *Homoeorhynchia acuta* (J. Sowerby, 1816) — J 2014.9.5.1.
8. *Homoeorhynchia acuta* (J. Sowerby, 1816) — J 2014.9.5.2.
9. *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier, 1869) — J 2014.10.37.1.
10. *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier, 1869) — J 2014.10.37.2.
11. *Scalpellirhynchia* cf. *scalpellum* (Quenstedt, 1851) — J 2014.11.1.
12. *Holcorhynchia meneghinii* (Zittel, 1869) — J 2014.12.4.1.
13. *Holcorhynchia yakacikensis* Ager, 1959 — J 2014.13.1.
14. *Liospiriferina alpina* (Oppel, 1861) — J 2014.15.3.1.



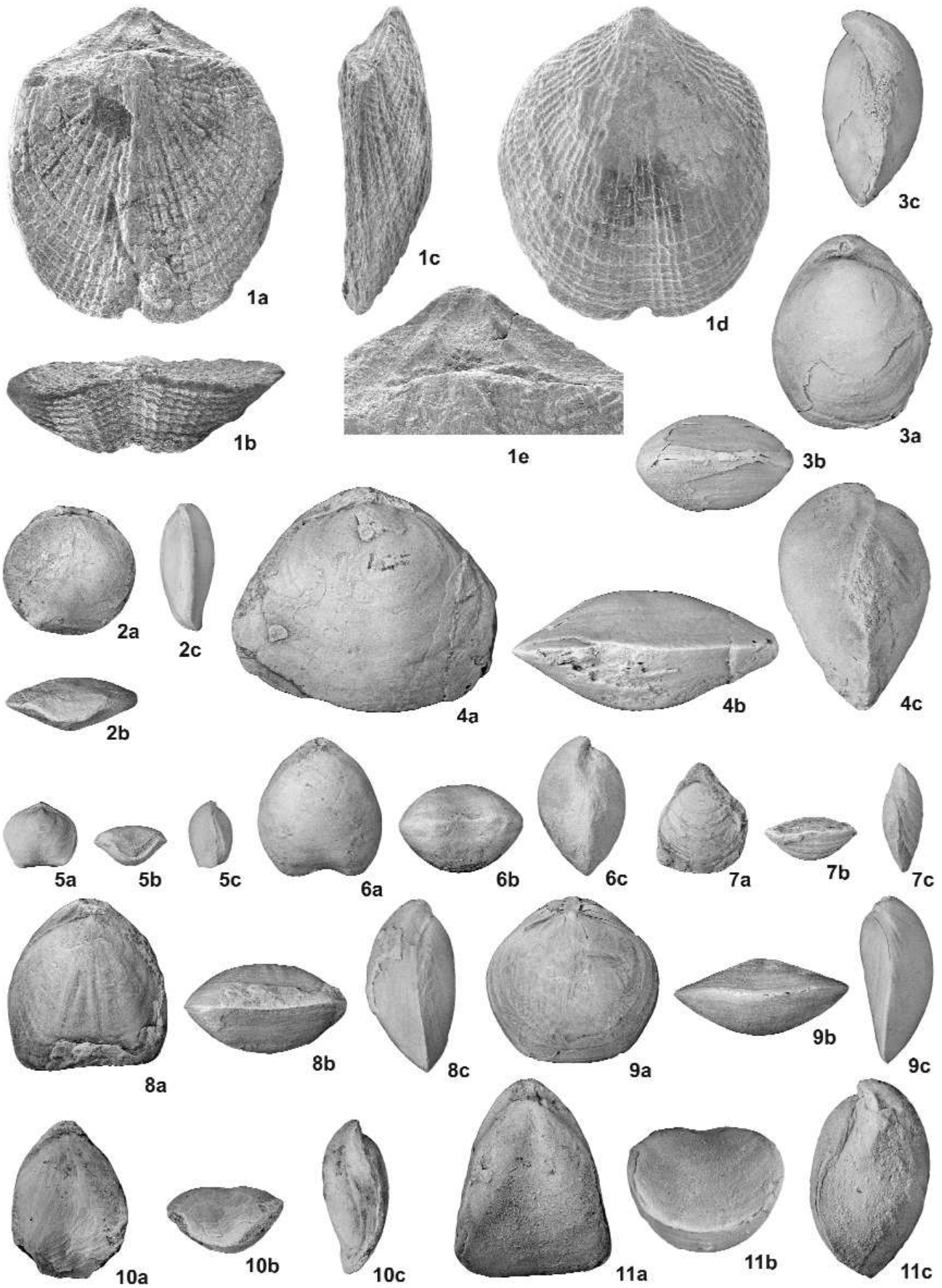
## Plate II — II. tábla

Early Jurassic brachiopods from Yakacik (Turkey), collected by R. MILLEKER in 1911–1912.  
*Kora-jura brachiopodák a törökországi Yakacik lelőhelyről; MILLEKER R. 1911–1912-es gyűjtése.*

All figures are magnified twice unless otherwise indicated; a: dorsal view, b: anterior view, c: lateral view, d: ventral view, unless otherwise stated. Specimens have been coated with ammonium chloride before photography. The specimens are deposited in the collection of the Geological and Geophysical Institute of Hungary, Budapest under the inventory numbers prefixed by “J”.

*Az ábrák kétszeres nagyításúak, a jelzett kivételekkel; a: háti nézet, b: mellső nézet, c: oldalnézet, d: hasi nézet, a jelzett kivétellel. A példányokat a fotózáshoz ammónium-kloriddal vontuk be. A példányokat a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet gyűjteménye őrzi „J” előjelzetű leltári számok alatt.*

1. *Suessia ? anatolica* (Vadász, 1913) — Holotype (holotípus); J 2014.16.1; a, b, c, d (×7.5), e: delthyrium and interarea (nyélkilépési hely és interarea) (×15, SEM photos).
2. *Orthotoma quenstedti* Buckman, 1904 — J 2014.17.1.
3. *Lobothyris cf. punctata* (J. Sowerby, 1813) — J 2014.18.16.1.
4. *Securithyris cf. adnethensis* (Suess, 1855) — J 2014.20.1.
5. *Linguithyris aspasia* (Zittel, 1869) — J 2014.21.1.
6. *Zeilleria cf. waterhousi* (Davidson, 1851) — J 2014.22.4.1.
7. *Zeilleria cf. lycetti* (Davidson, 1851) — J 2014.23.1.
8. *Zeilleria cf. mutabilis* (Oppel, 1861) — J 2014.24.7.1.
9. *Zeilleria alpina* (Geyer, 1889) — J 2014.25.2.1.
10. *Aulacothyris resupinata* (J. Sowerby, 1816) — J 2014.26.6.1.
11. *Aulacothyris anatolica* (Vadász, 1913) — Holotype (holotípus), J 2014.27.15.1.



## Deformációs szalagok porózus, szemcsés kőzetekben

BEKE BARBARA<sup>1,2</sup>, FODOR LÁSZLÓ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/C lasz.fodor@yahoo.com

<sup>2</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz-, Földtudományi Intézet, Regionális Földtani Tanszék. 1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/C  
barbara.beke@gmail.com

### *Deformation bands in porous, granular media*

#### Abstract

Deformation bands are widespread strain localization structures in porous media. The main aim of this paper is to introduce these deformation elements giving an overview of their basic macroscopic characteristics, classification, formation mechanisms and rheological evolution using published data and Hungarian field examples. Formation of deformation bands is influenced by numerous factors, such as porosity, rock fabric parameters (grain size, grain shape, sorting), pore water content, lithification, degree of burial diagenesis, and loading path. Following the characterisation of deformation bands a description is given of the way which faults with a slip surface can be localized along clusters of deformation bands during the mature phase of their evolution.

In the literature two main types of deformation band classification are widely accepted. One of them distinguishes five types, based on their kinematic aspects from dilational through shear variants to pure compactional ones. The other classification separates four types on the basis of dominant deformation mechanism. These two types of classification reflect the stress and petrophysical conditions operating during deformation band formation.

Here, particular interest focuses on a special type of deformation band, namely solution band in carbonates, where dissolution is the main deformation mechanism. This type of bands has partly different features than those ones developed in siliciclastics, this being due to the petrophysical properties of carbonates. Pressure solution is the prevailing deformation mechanism in carbonates which results in grain size and porosity reduction.

Some interesting Hungarian examples will be presented. Deformation bands were investigated on macro- and microscopic scales respectively, in porous sandstones and conglomerates from the Bükkalja area. Combined analysis of fault slip data and deformation bands reveals the progressive evolution of the latter, thus reflecting a changing deformation mechanism with burial depth and also with cumulative displacement. It was concluded that the identified 'less-destructive' type of deformation band represents the earliest phase in their evolution. Upon burial diagenesis, the deformation became more destructive and formed more intense cataclasis with increasing displacements up to the point of occurrence of the discrete slip surface (fault). This trend clearly corresponds to published data and its application should be tested in other sub-basins within the Pannonian basin system. On the applied geological side, deformation bands have considerable effect on path of fluid flow; this is due to their reduced permeability and should be considered during future studies in the Pannonian Basin.

*Keywords: deformation band, fault, porous media, porosity, Cam cap model, burial history*

#### Összefoglalás

A jelen cikk célja egy hazánkban eddig részleteiben nem vizsgált szerkezeti elem, a deformációs szalagok ismertetése, a külföldi szakirodalom összefoglalása, illetve néhány, általunk vizsgált hazai példa rövid bemutatása alapján. A deformációs szalagok definíciójából kiindulva röviden ismertetjük a szalagok megjelenését, majd a kialakulásukat befolyásoló tényezőket. Ezek közé tartozik a kiindulási üledék kőzetminősége, porusvíztartalma, továbbá konszolidáltsága, mely utóbbi összefügg a kőzet betemetődéstörténetével. Ezután fejlődéstörténeti vázlatot mutatunk be, amelynek során a töréss stílusú, rideg tartománybeli szerkezeti elemekhez — a vetőkhöz — való kapcsolatukat is érintjük. A deformációs szalagok kialakulása ugyanis a porózus szemcsés kőzetek esetében fontos fejlődési lépcsőt képvisel a diszkrét vetők képződésének folyamatában.

A deformációs szalagokat alapvetően a kinematikai jelleg és a bennük megfigyelhető, szemcseszintű deformációs mechanizmusok alapján lehet tovább csoportosítani, amelyek részben tükrözik a szalagok képződési feltételeit is. A deformációs szalagok kinematikai típusainak leírására kőzetmechanikai modellt ismertetünk, amely egyben megadja a porózus szemcsés kőzetekben kialakult vetők kialakulásának fizikai hátterét is.

Ezt követően egy még kevésbé kutatott területről, a porózus karbonátokban megjelenő deformációs szalagokról adunk rövid áttekintést. A sósókúti szarmata mészkővekben található szalagok részben eltérnek a nem karbonátos kőzetekben kialakuló társaiktól a karbonátok eltérő közzefizikai tulajdonságainak köszönhetően, amelynek következtében hasonló körülmények között más deformációs mechanizmusok az uralkodóak. A karbonátszemcséknek ugyanis jóval kisebb a mechanikai ellenállóképessége a kvarcselemcsékhez képest, és a szemcsehatárokon már kisebb nyomás hatására is megindul a nyomásoldódás (sztilolitosodás).

Végül bükkaljai, és sósókúti példákat mutatunk be, ahol a szalagok megjelenésének és szemcseszintű deformációs mechanizmusainak részletes vizsgálata számos tekintetben hozzájárult a szerkezetföldtani és fejlődéstörténeti interpretációhoz. Érintőlegesen megemlítnünk még olyan deformációs szalagokat, melyek jövőbeni részletes vizsgálata pontosabb szerkezeti eredményre vezethet. Mindezek tükrében arra a következtetésre jutottunk, hogy a deformációs szalag kialakulási mechanizmusa jól tükrözi a befoglaló üledék konszolidáltságát a szalag kialakulásakor, ezáltal az eltérő szalagtípusok jelzik a betemettség változását. A jövőben vizsgálandó, hogy ez az összefüggés a Pannon-medence más részmedencéire is alkalmazható-e. A deformációs szalagok nagy jelentőségűek alkalmazott földtani kérdéseket illetően, főleg a folyadékáramlás és porozitásváltozás tekintetében, de ennek hazai vizsgálata a jövő feladata.

Tárgyszavak: deformációs szalag, vető, porózus kőzet, porozitás, Cam cap modell, betemetődés

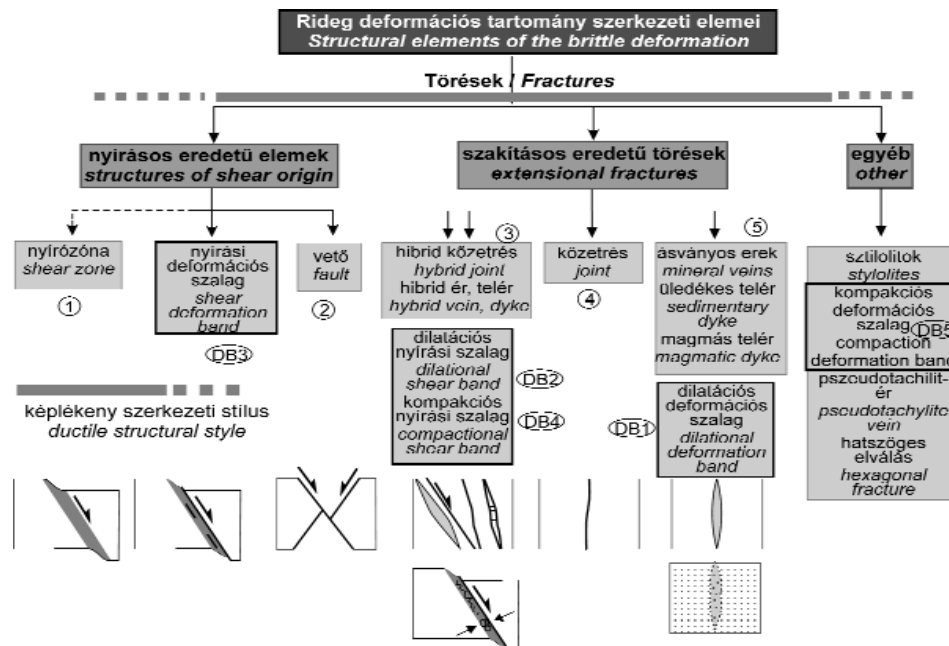
## Bevezetés

A töréses szerkezeti elemeket (1. ábra) hagyományosan vetőkre és kőzetrésekre osztották fel (lásd pl. BALLA 1985, HANCOCK 1985, RAMSAY & HUBERT 1987, CSONTOS 1998, FOSSEN 2010). A vetők (faults) olyan diszkrét sík szerkezeti elemek, amelyek mentén mezométerben (>1 mm) elmozdulás érzékelhető a vetősíkkal párhuzamosan ható nyírás hatására. A kőzetrések (joints) ezzel szemben olyan töréses szerkezeti elemek (1. ábra), amelyek mentén nincs érzékelhető elmozdulás a kőzetben. Létrejöttüket tekintve alapvetően szakításos eredetűek, azaz a kőzetrésre merőlegesen ható legkisebb húzófeszültség hozta létre. Más megítélés szerint lehetnek nyírásos vagy a kettő közötti hibrid eredetűek (HANCOCK 1985).

Az utóbbi évtized kutatásai azonban rámutattak arra, hogy van olyan szerkezeti elem — az ún. deformációs szalag

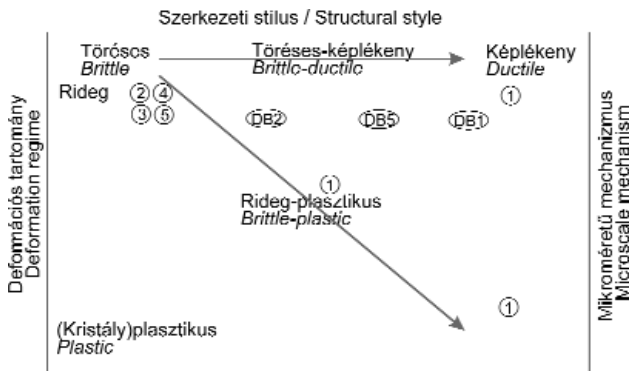
(*deformation band*) —, amely nem sorolható egyértelműen sem a vetőkhöz, sem a kőzetrésekhez, mivel nem kapcsolódik hozzá diszkrét elmozdulási felület (vetőlap), noha mérhető elmozdulás történik az elem mentén. Másrészt ezen elem feltárás vagy kézipéldány léptékben folytonosnak tűnő („képlékeny”) deformációs elemként is megjelenhet.

Itt jegyezzük meg, hogy néhány kifejezést az általános és sajnos pontatlan gyakorlattól eltérően használunk, remélhetőleg a legmodernebb munkák pontosított értelmezésének megfelelően (BLENKINSOP 2000, FOSSEN 2010). Így a képlékeny (duktilis) kifejezést leíró értelemben használjuk, azaz olyan *deformációs stílusra*, amely makroszkópos-mezoszkópos értelemben folytonos, azaz a deformált anyag folytonossága megmarad (2. ábra). Ezzel szemben áll a makroszkóposan nem folytonos vagy töréses (brittle) deformáció, ahol a deformált kőzet folytonossága megszakad, egy vető-



1. ábra. Töréses és töréses-képlékeny szerkezeti elemek lehetséges csoportosítása (FODOR 2010 után, módosítva). A vastag keretek a közlemény tárgyát képező, különböző típusú deformációs szalagokat jelzik. A nyíl nyírásos deformációt mutat

Figure 1. Possible classification of brittle and brittle-ductile structural elements (after FODOR 2010, modified). Thick frames indicate different types of deformation bands. Arrows show shearing



2. ábra. A deformációs stílus és tartomány összefüggése és a szerkezeti elemek hozzávetőleges helyzete, részben FOSSEN (2010) nyomán.

Figure 2. Deformation style, and regime and the location of structural elements, partly after FOSSEN (2010), modified

lap, kőzetrés vagy más töréses szerkezeti elem mentén. Más megközelítésre utalnak a (kristály)plasztikus (crystal plastic) és rideg (brittle) deformáció kifejezések. Ebben az esetben két eltérő *deformációs tartományról* (*rezsimről*) van szó, amelyben a deformációs mechanizmusok alapvetően eltérnek. A „töréses” kifejezés mind a stílus, mind a tartomány esetében használható, ami félreértésekre adhat okot. Ezért javasoljuk, hogy CSONTOS (1988) jegyzete alapján a „rideg deformációs tartomány” vagy „rideg deformáció” kifejezést használjuk akkor, ha nem a stílusra, de ténylegesen a *deformációs mechanizmusokra* utalunk: ebben benne foglaltatik az adott deformációs mechanizmus végbemeneteléhez szükséges hőmérséklet–nyomás tartomány is. A „rideg deformációs tartomány” bővebben értelmezhető, mint a szűk értelemben vett „törés”. Átmenet mindkét megközelítésben lehetséges, vagyis beszélhetünk töréses-képlékeny stílusról és rideg-plasztikus tartományról (2. ábra). A deformációs szalagok azonban csak az első átmeneti stílusba tartozhatnak.

E szerkezeti elemtípus felismerése külföldön már nagyjából két évtizeddel ezelőtt megtörtént, és azóta is intenzív kutatás tárgya. Magyarországon mindeztáig részletesen nem foglalkoztak vele, pedig deformációs szalagok a hazai feltárásokban is gyakoriak. Az alkalmazott földtani kutatásban betöltött szerepük jelentős, mert viselkedésük számos ponton eltérő a vetőkétől. Épp ezért fontos, hogy e szerkezeti elemet helyesen ismerjük fel akár felszínen, akár fúrásban. Jelen tanulmányban összefoglaljuk a deformációs szalagokról rendelkezésre álló ismereteket, majd néhány hazai példán keresztül szemléltetjük azokat. A hazai példák beható elemzése néhány esetben már folyik, de e munkánkkal további vizsgálatokra is ösztönözni szeretnénk.

## A deformációs szalagok jellemzése, osztályozása

### A deformációs szalagok meghatározása

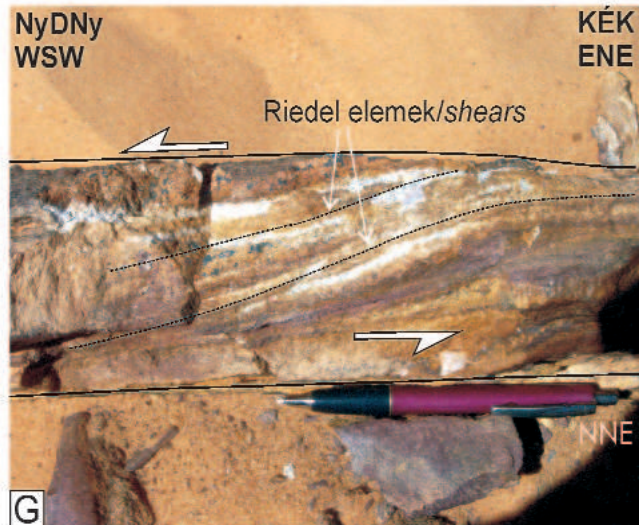
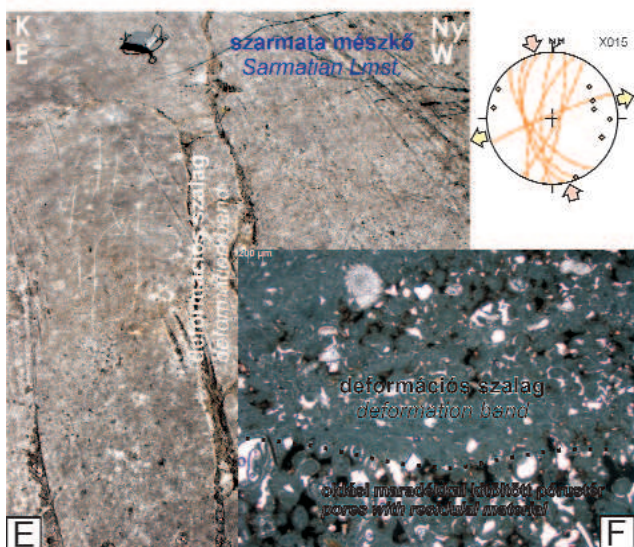
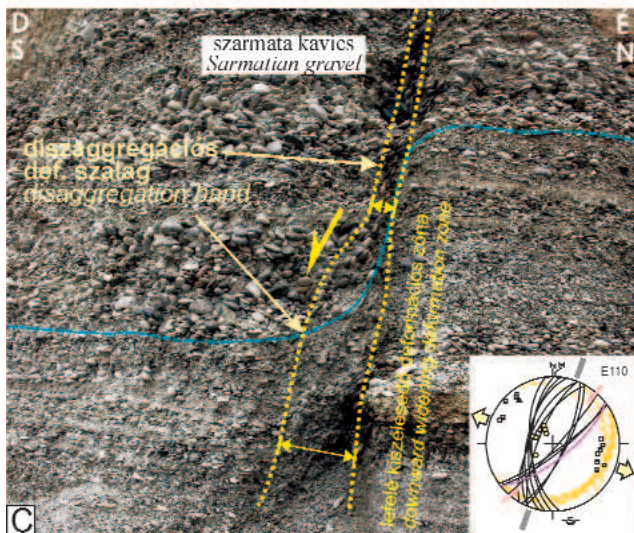
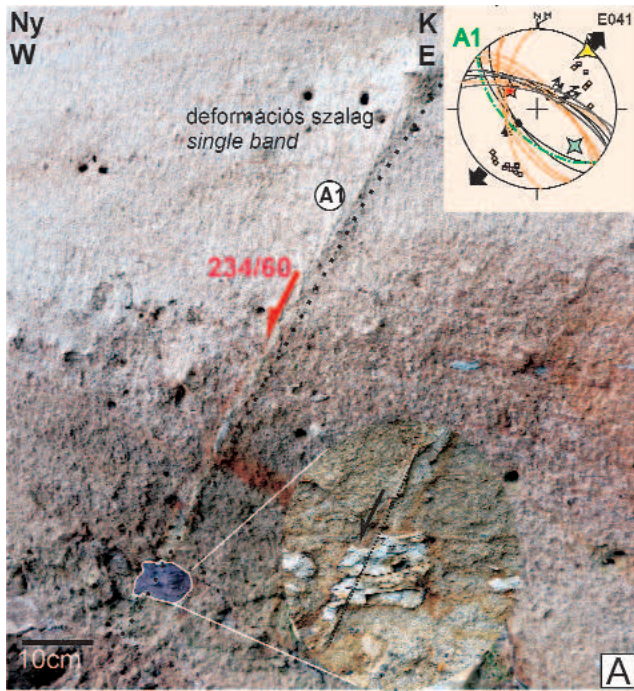
A deformációs szalagok olyan deformációs szerkezetek, melyek nagy porozitású kőzetekben és üledékekben jönnek

létre (ENGELDER 1974, AYDIN 1978, AYDIN & JOHNSON 1978, PITTMAN 1981, JAMISON & STEARNS 1982, UNDERHILL & WOODCOCK 1987, ANTONELLINI et al. 1994, FOSSEN et al. 2007). Elsősorban homokkővekben (3. ábra, a), aleuritokban, porózus mészkővekben (kalkarenitekben, 3. ábra, e), de gyengén összesült vulkáni tufában, breccsában, konglomerátumban (3. ábra, c) is találkozhatunk ezekkel a szerkezetekkel (SCHULZ & SIDDHARTHAN 2005). A szalagok létrejöttének alapvető feltétele a nagy porozitás, ami főként a cementáció teljes hiánya vagy viszonylag gyenge voltának eredménye, és ami szükséges az alábbiakban tárgyalt deformációs mechanizmusok működéséhez. A deformált kőzetek konszolidáltsága a teljesen lágy (puha) állapottól a gyengén-közepesen konszolidált állapotig terjedhet. Ugyanakkor a konszolidáltság (cementáció) mértékét számszerűsíteni igen problematikus, amely több tényezőtől (pl. a kőzetminőségtől) is erősen függ.

Bár FRIEDMAN & LOGAN (1973) már leírt ilyen szerkezeteket 'Lüder-band' névvel, elsőként AYDIN (1978) definiálta a deformációs szalagokat, aki a porózus homokkővekben kialakuló vetők vizsgálata során megfigyelt, kompakt hatására kialakult lokalizált nyírási zónákat sorolta az új szerkezeti elemek közé. Ezeket azóta világszerte sokan tanulmányozták, mivel alapvető fontosságúak a porózus kőzetekben kialakuló deformációk megértésében (UNDERHILL & WOODCOCK 1987, ANTONELLINI & AYDIN 1994, 1995, FOSSEN & HESTHAMMER 2000, RAWLING & GOODWIN 2003, SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005, AYDIN et al. 2006, FOSSEN et al. 2007). Ezen tanulmányok egyrészt a szalagok kialakulásának megértésére irányultak, illetve gyakorlati jelentőségüket vizsgálták, másrészt tovább bővítették a deformációs szalagok fogalmát.

A mai definíció szerint deformációs szalagnak tekintünk minden olyan porózus kőzetben kialakuló rideg tartományban létrejövő szerkezeti elemet, ahol a deformáció lokalizált sávokban, de diszkrét vetősíknál szélesebb tartományban halmozódik fel (ENGELDER 1974, AYDIN 1978, AYDIN & JOHNSON 1978, JAMISON & STEARNS 1982, ANTONELLINI et al. 1994). Az effajta deformáció-lokalizáció mikromechanizmusa összetett lehet, magában foglalhatja a porózus összeomlást, a szemcsetörést, szemcsék forgásából és a határaikon való csúszásból összeadódo szemcefolyást (particulate flow; RAWLING & GOODWIN 2003), és a szemcsehatárok oldódását (AYDIN et al. 2004). Ugyanakkor egyetlen szalagtípusnál sem tapasztalunk kristályplasztikus deformációs tartományba tartozó mechanizmust, mert ehhez lényegesen nagyobb hőmérséklet szükséges annál, mint ami a deformációs szalagok előfordulási tartományában (azaz a kéreg legfelső zónájában) uralkodik.

Az előbb említett mikromechanikai folyamatok mm-es vagy akár több cm-es nagyságrendű elmozdulások létrejöttét teszik lehetővé anélkül, hogy diszkrét vetősík alakulna ki. Ilyen értelemben tehát feltárás léptékben a deformációs szalagok képlékeny stílusú szerkezeti elemeknek is tekinthetők. Más esetben a képlékeny stílus mellett megjelenik diszkrét sík menti elvetés is: ekkor a szalag a töréses és képlékeny stílus közöttinek tűnik (1. ábra, b). Ugyanakkor



### 3. ábra. Deformációs szalagok fajtái terepen

A) Egyedi deformációs szalag az andornaktályai homokbányában (47°52'11.39"É, 20°24'25.98"K). Az elvetés 2 cm-es mértékét a feltépett (rip-up) klaszt mutatja. B) Deformációs szalagköteg mezozoos homokkőben. A szalag eltolódásos nyírásos jellegű. (Libia, Kufrah-medence, 21°03'08.96"É, 24°51'06.73"K). C) Diszagregációs szalag szarmata kavicsban, Sopronkőhida mellett (47°43'55.17"É, 16°37'44.64"K). D) Konjugált deformációs szalagok Hárshégyi Homokkőben (Pilisborosjenő, 47°36'29.18"É, 18°58'47.04"K). E) Deformációs szalagok porózus szarmata mészkőben a sóskúti bánya területén, F) Sóskút: kompaktációs-nyírásos deformációs szalag, pórusokban megjelenő oldási maradékkal (E-F: 47°24'55.24"É, 18°50'14.58"K). G) Riedel elemek deformációs szalagokhoz kapcsolódóan (Libia, Kufrah-medence, 20°59'08.84"É, 24°30'04.84"K)

**Figure 3.** Type of deformation bands in the field. Note coordinates in Hungarian legend

A) Single deformation band with few cm offset marked by a faulted clay clast. B) Deformation bands in Mesozoic sandstone, Libya, Kufrah Basin. C) Disaggregation band in Sarmatian gravel, near Sopronkőhida D) Conjugated deformation bands in Hárshégyi Sandstone. E) Deformation bands porous Sarmatian limestone, Sóskút quarry, F) thin section of shear related compaction band in porous (ooidic) limestone, Sóskút. Along band porous space was filled by dark residual material. G) Riedel-like elements in deformation bands in Libya, Kufrah Basin

megjegyzendő, hogy a szalagok hossza lényegesen nagyobb lehet, mint a hasonló kumulatív elmozdulással jellemezett vetőké. Vagyis, a deformációs szalagoknál sokkal kisebb az elvetés/hosszúság arány, mint a vetőknél, mely utóbbiaknál a kialakult csúsztörési sáv sokkal nagyobb elmozdulást tesz lehetővé.

A szalagok fejlődése során fokozatosan kialakulhat nagyobb elmozdulás is, amikor a szalagok sokasága egy több dm vastag zónát (szalagköteget) alkot (3. ábra, b, d). Ez a tendencia általában a betemetettség fokával erősödik (MAIR et al. 2000). A sűrűsödő szalagok zónájában (gyakran annak pereménél vagy elvégződésénél) a szerkezetfejlődés későbbi szakaszában csúsztörési felületek képződhetnek, amelyekből végül kialakul a diszkrét vetők. Ez utóbbi mentén pontosan az összes későbbi elmozdulás. (AYDIN & JOHNSON 1978, ANTONELLINI et al. 1994, MAIR et al. 2000).

#### A deformációs szalagok megjelenése

A deformációs szalag általában csupán néhány tized mm, maximum néhány cm vastag szerkezeti elem, de a hossza több mint 100 méter is lehet. Megjelenhet egyedi szalagként (3. ábra, a), ilyenkor általában egyenes lefutású szerkezeti elem. Máskor a szalagok hálózatos kötegeket alkotnak, ilyenkor a hajladozó kis szalagok fonatosan összekapcsolódnak (3. ábra, b). Megjelenhetnek kezdődő vetőknél (csúsztörési felületek) mellett (AYDIN & JOHNSON 1978), illetve növekedhetnek egy létező vető törési zónájában, például a vető menti csúsztörés során fellépő geometriai komplikációknál (RYKKELID & FOSSEN 2002). Ilyen esetekben gyakran közel párhuzamos szalagokból álló kötegeket alkotnak, amelyek kiegészítő (konjugált) vagy ortogonális elrendezésben lépnek fel. Egy ilyen esetet mutat hazai oligocén homokkőben megfigyelt kiegészítő (konjugált) deformációs szalagpár (3. ábra, d). A fonatos kötegek akár több száz szalagot is magukba foglalhatnak (3. ábra, b), néhol akár több méter széles zónában (FOSSEN et al. 2007). Ha a rétegsorban eltérő konszolidáltságú vagy porozitású kőzetek vannak, előfordul, hogy a konszolidált, vagy kis

porozitású kőzetben diszkrét vetőt látunk, míg a kevésbé konszolidált, vagy porózusabb rétegben kifelé seprűződő deformációs szalagok jelennek meg, melyekben a vető menti elmozdulás szalagokra oszlik szét, és akár el is végződhet.

A deformációs szalagok sokszor egyszerű belső felépítéssel rendelkeznek, két zónára tagolhatók: egy középső magzónára, és ezt két oldalról körülvevő határzónára (ANTONELLINI & AYDIN 1994, magyar nevezéktan lásd MAROS 2006). Ezt a zonációt torziós nyírókészülékkel végzett mérések (ring-shear) alapján is bizonyították. A legnagyobb porozitás (~25%) az alapkőzetet jellemezte. A peremi zóna kissé jobban deformált, (a porozitás 17%) és mintegy átmenetet képez az alapkőzet felé (TORABI et al. 2007). A deformáció a magzónában a legintenzívebb, itt a legnagyobb a porozitáscsökkenés az alapkőzethez képest (kísérletileg mért érték 12%, TORABI et al. 2007), illetve ebben a zónában jelenik meg a diszkrét elmozdulási sík a vető kialakulásakor.

#### A deformációs szalagok vastagsága

A deformációs szalagok maximális vastagsága függ a kiindulási szemcsemérettől, azok szögletességétől, a kezdeti szemcse-sűrűségtől (vagyis a porozitástól), és a litosztatikus nyomástól (BÉSUELLE 2001). A nagyobb szemcseméretű anyagokban vastagabb szalagok alakulnak ki ugyanolyan körülmények esetén. A szalagok fejlődése során azonban vastagságuk csökkenő tendenciát mutat a növekvő litosztatikus nyomás miatt. A betemetődés és a közettévalás előrehaladása tehát a szalagok vékonyodásának kedvez. Növekvő átlagos feszültség során a deformációs szalagok határai egyre inkább diffúzióval élesre változnak, párhuzamosan a vastagságuk csökkenésével (TORABI et al. 2007). A kőzet filloszilikát-tartalma is befolyásolja a kialakuló szalag vastagságát: nagyobb filloszilikát-tartalom vastagabb szalagokat eredményez. Nincs ugyanakkor egyértelmű kapcsolat a szalagok vastagsága és a szemcsetörési intenzitása közt a kataklázis deformációs szalagok esetében. Általánosságban igaz, hogy a szalagok a középső részükön a legvastagabbak, és végeik felé vékonyodnak (ANTONELLINI & POLLARD 1995).

#### A deformációs szalagok kialakulását befolyásoló tényezők

A deformáció mechanizmusa a porózus kőzetekben elsősorban a kőzet eredeti porozitásától, az ásványi összetételétől, a szemcseméretétől, valamint a szemcsék alakjától, osztályozottságától és cementációjától függ (FOSSEN et al. 2007). Ezen felül fontos tényező még a szemcseilleszkedés geometriája (ANTONELLI & POLLARD 1995), a pórusvíz-tartalom, az eltemetődés mélysége, a deformáció sebessége, illetve a litosztatikus nyomás, a hőmérséklet és a kőzet alakváltozási útja a deformáció során (WONG et al. 1997, SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005). Ezek a tényezők külön-külön és kombinálva is befolyásolják, milyen típusú és milyen geometriájú (szélességű) deformációs zóna alakul ki. A legfontosabb tényezők hatását az alábbiakban tekintjük át.

### Szemcseméret–porozitás

Ez a két paraméter befolyásolja leginkább a deformáció mechanizmusát. A szemcseméret-növekedéssel a szemcsetöréshez szükséges feszültség csökken, tehát a nagyobb szemcseméret a szemcsék törésének kedvez. Porozitás szempontjából azonban pont fordított a helyzet: nagyobb porozitás esetén a szemcsék könnyebben tudnak sérülés nélkül elmozdulni, forogni, átrendeződni, tehát a nagy porozitás a töréses deformáció ellen hat, a szemcsefolyásos deformációt támogatja. A deformációs szalagok fejlődése során általában csökken a porozitás, így egyre inkább destruktív (töréses jellegű) lesz a deformáció, végül kialakul a diszkrét elmozdulás, a vető.

### Osztályozottság

A deformációs szalag típusát nagyban befolyásolja a kőzet osztályozottsága, a szemcsék illeszkedési geometriája, és alakja. Gyengén osztályozott, mátrixvázú kőzetben ugyanakkora feszültség kataklázismentes kompaktiót okoz, míg jól osztályozott, szemcsevázú szövet esetén kataklázissal együtt járó kompaktió jön létre. A rosszul osztályozott kőzetben ugyanis a nyomás hatására először a szemcsék átrendeződése történik meg, amely során szorosabb illeszkedés jön létre, miközben csökken a porozitás. Eközben szemcsetörés nem megy végbe, hanem a szemcsék kizárólag átrendeződéssel, forgással és szemcsehatár menti csúszással (grain boundary sliding) veszik fel a deformációt. Ez makroszkópos léptékben gyakorlatilag folytonos („képlékeny”) deformációt eredményez (RAWLING & GOODWIN 2003, FOSSEN et al. 2007).

A jól osztályozott kőzetekben viszont a fokozatosan növekvő nyomás a szemcse-szemcse kontaktusokra terhelődik, ami már a szemcsék töréséhez vezet. Ennek több következménye is van: (1) a deformációs szalag egyre szélesedő sávjában szemcseméret-csökkenés megy végbe, amit a kompaktió okozta szorosabb szemcseilleszkedés kísér. (2) Emellett a törés során a szemcsék az eredetinel szögletesebbek lesznek ezért kevésbé képesek „szemcsegördüléssel” felvenni a deformációt. Mindez gátolja a szemcsék elmozdulását, így további szemcsetörésnek kedvez.

### Ásványos összetétel

Az ásványos összetétel is hatással lehet a deformációs mechanizmusra. Erre jó példa a filloszilikátok jelenléte, melyek még mikroszkopikus méretben is törés nélkül deformálódnak és meggátolják más szemcsék törését is. Ezt igazolja, hogy a filloszilikátos szalagokban nem tapasztalható fejlett kataklázis és ezek jellemzően nagyobb mérvű porozitás és permeabilitás csökkenést szenvednek, mint a nem filloszilikátos társaik.

### Pórusvíztartalom

A pórusvíztartalom növekedése a szemcsefolyással történő deformációnak kedvez, mivel a pórusvíz csökkenti a hatékony feszültséget. A folyadék részben átveszi a terhelést a szemcsékről, és törés helyett elősegíti a szemcsék elcsúszását. Mivel az eltemetettséggel a pórusvíztartalom

csökken, ezért a növekvő betemetődéssel a szemcsékre nézve egyre inkább destruktívvá válik a deformáció.

### Betemetettség-cementáció

Az eltemetődés mértéke — a kőzetre ható növekvő litosztatikus nyomás és csökkenő porozitás mellett — az üledék közötté válási folyamata miatt is fontos a deformáció során. A kísérletek és a terepi tapasztalatok azt mutatják, hogy kis nyomás esetén a nyírózóna inkább diffúz határokkal, míg nagyobb feszültségek esetén egyre élesebb határokkal jelentkeznek. Tehát a nagy kiindulási porozitás és homok méretű szemcsenagyság sekély eltemetődéssel kombinálódva (kis litosztatikus nyomás) a deformáció során a nyírózóna vastagságnövekedésének kedvez (ANTONELLINI & AYDIN 1995).

A cementáció szerepe is meghatározó, ami ugyan nem egyenes arányban, de közvetve összefügg a betemetettséggel. A cementanyag amellest, hogy csökkenti a porozitást, konszolidálttá és egyben ellenállóbbá teszi a kőzetet a szemcsék egymáshoz kapcsolásával. A cementált szemcsés anyagban a szemcsék kevésbé képesek törés nélkül forogni ugyanolyan litosztatikus nyomásnál, ami a destruktív deformációnak kedvez.

### A deformációs szalagok elvi fejlődéstörténete

Kataklázos deformációs szalagok megjelenési sajátosságai alapján AYDIN & JOHNSON (1983) írta le a (normál) vető kialakulásának lépéseit a porózus homokkövekben: 1. fázis: egyedi kis deformációs szalagok kialakulása, 2. fázis: újabb és újabb deformációs szalagok kialakulása a maradandó alakváltozás keményedési fázisának (strain hardening) eredményeképp, amelyek fonatos-hálózatos rendszerre állnak össze. Ha egy már kialakult szalag elér egy bizonyos porozitás-csökkenést, akkor a további nyírás annyira sok energiát igényelne a már meglévő szalagban, hogy egy újabb szalag kialakulása energetikailag már kedvezőbb az előzőhöz képest. A deformációs fejlődés ezen szakasza — az alakváltozási keményedési fázis (strain hardening) — során a deformáció könnyebben végbe megy egy új szalag kialakulásával, mint a már meglévőben további szemcsetöréssel. Így több tíz, akár százas nagyságrendben is kialakulhatnak szalagok egy cm–dm–m széles zónában. A 3. fázis az „áttörés” (breaking through), akkor következik be, amikor már olyan intenzív a deformáció, akkora a porozitáscsökkenés, hogy a deformációs szalagokból kialakul a folyamatos, diszkrét csúszósík a fonatos szalagrendszeren belül, vagy annak valamelyik pereménél. Összegezve tehát a *deformációs szalag tulajdonképpen egy vetőt megelőző deformációs szerkezet a porózus, szemcsés kőzetekben*. Mivel a vető csak a deformációs szalag egy részét deformálja tovább, így utóbbi megőrzi a korai kőzetreológiai utaló deformációs mechanizmusok jegyeit. Ugyanakkor a folyadékáramlással és ásványkiválással való kapcsolata eltér a diszkrét vetőkétől, mivel a szalagok kialakulása legtöbbször porozitáscsökkenéssel jár.

A deformációs szalagok, a porózus kőzetekben a vető-kialakulás kezdeti fázisának indikátoraként, alkalmasak lehetnek a nagyobb vető(k) közelségének jelzésére. Több tanulmány kimutatta ugyanis, hogy a deformációs szalagok sűrűsége nő a nagy vető felé (AYDIN 1978), továbbá nagy eltemetettségnél sokkal több szalag alakulhat ki, mint sekély mélységben (HESTHAMMER & FOSSEN 2001, MAIR et al. 2000).

### Csoportosítás

A szakirodalomban alapvetően a kinematika és a szemcseszinten megfigyelhető deformációs mechanizmus alapján osztják fel a deformációs szalagokat. ANTONELLINI et al. (1994) két csoportot különített el legkorábbi munkájában: deformációs szalagokat (deformation band) és deformációs szalag vetőt (deformation band fault). A deformációs szalagok az általa vizsgált homokkőben a legnagyobb főfeszültségre merőlegesek, nincsenek nyírási jegyeik, emellett térfogatsökkenés, mikrotörések, és nagyon kismértékű szemcseméret-csökkenés jellemző. A második csoportban, amelyet deformációs szalag vetőnek nevezett, a deformáció jellemzően térfogatváltozással, gyakran kataklázissal és nyírással elvetéssel (1–10 mm) jár. Elmélete szerint a két különféle típus kialakulásának hátterében a kőzet eltérő porozitása áll: a deformációs szalagok jellemzően nagy szemcseméretű (0,3–0,8 mm) és nagy (20–25%) porozitású, míg a deformációs szalag vető kisebb szemcseméretű (0,05–0,25 mm) és porozitású kőzetben (< 20%) fordul elő.

Az újabb vizsgálatok kiterjesztették a szalagok fogalmát, és tovább csoportosították azokat. BORJA & AYDIN (2004), illetve AYDIN et al. (2006) munkája már ötféle kinematikai típust különített el: (1) dilatációs/húzásos szalag,

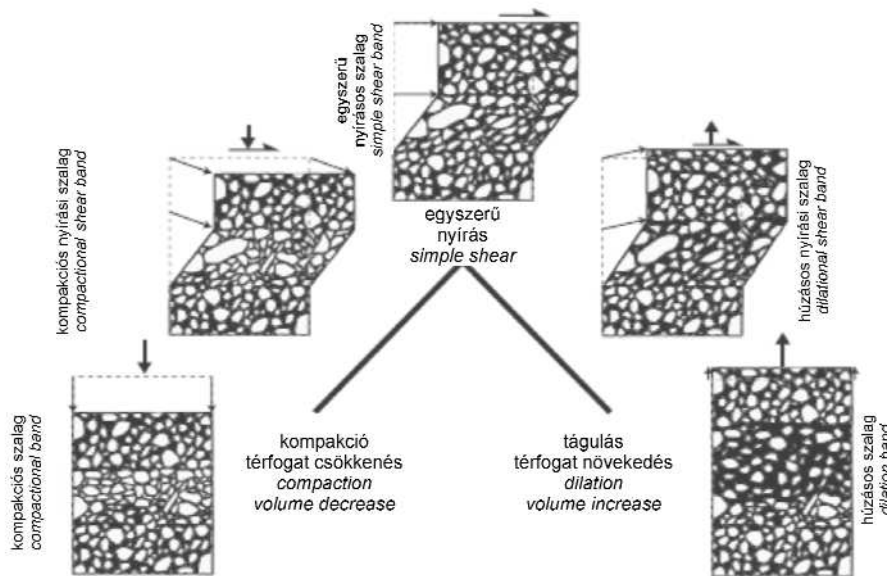
(2) dilatációs/húzásos nyírási szalag, (3) nyírási szalag térfogatváltozás nélkül, (4) kompaktációs nyírási szalag, (5) kompaktációs szalag (1. 4. ábra).

1) A dilatációs/húzásos szalagok (*dilation band*) nyírási nélküli tágulások szerkezeteként jelennek meg (4. ábra), melyekben az anyakőzet anyaga megjelenik, de annál kisebb szemcsesűrűségben (5. ábra, a). Erre a típusra jellemző, hogy eredetileg nagyobb a porozitás a szalagban, mint az azt körülvevő kőzetben. E szalagokhoz nem kapcsolódik szemcsetörés, de az anyakőzethez képest megnövekedett porozitás miatt a felszín alatti fluidumáramlásnak mégis hatékony vezetői lehetnek. Ez a típus azonban csak ritkán őrződik meg, gyakran cementtel töltődik ki (DU BERNARD et al. 2002).

2) Húzásos nyírási szalag (*dilatational shear band*). Az előző típushoz képest annyiban tér el, hogy benne nyírási utaló szemcseorientáció-változás is megfigyelhető, de ez ritkán leírt típus. Az előzőekhez hasonlóan ezeket is a szemcsetörés hiánya és jó fluidumvezető-képesség jellemzi.

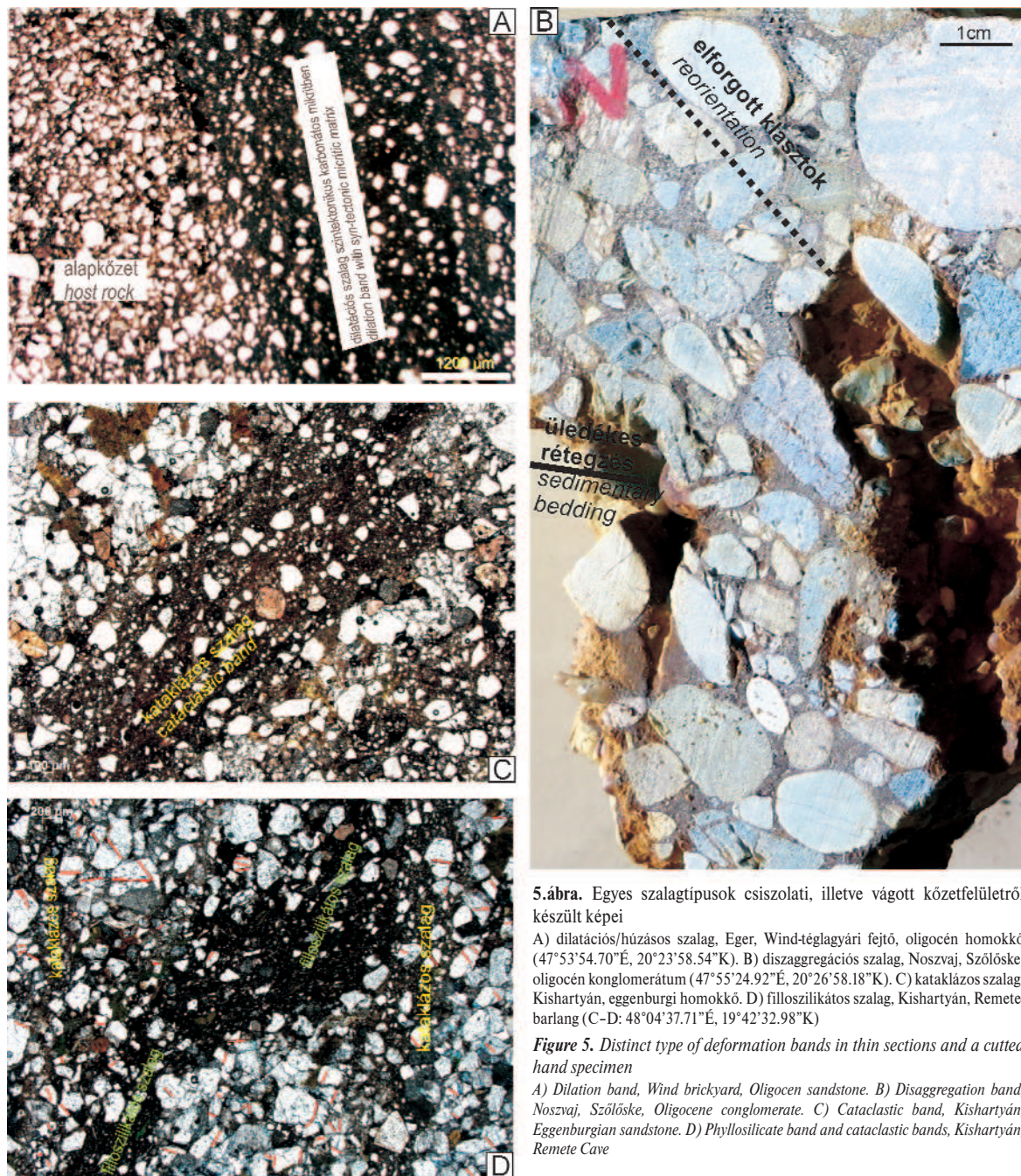
3) Nyírási szalagok (*shear band*) olyan elemek, melyek térfogatváltozás nélküli nyíráshoz kapcsolódnak (4. ábra). A deformáció mechanizmusa alapján történt felosztás (amelyet ezt követően tárgyalunk) ezeket diszaggregációs szalagoknak is hívja (FOSSEN et al. 2007). E szalagokban megjelenhetnek a Riedel-jellegű nyírási felület-rendszer elemei a kapcsolódó alakváltozás nagyságának függvényében. Ezek a szalagok igen gyakoriak és fontosak a puha, még nem konszolidált üledékekben (3. ábra, c).

4) A kompaktációs nyírási deformációs szalagok (*compactional shear band*) a legáltalánosabban elterjedt szalagtípus. Elsők között ilyeneket írt le a Colorado-fennsíkról AYDIN (1978), és AYDIN & JOHNSON (1978, 1983). Ennél a típusnál a kompaktáció, a szemcsetörés és porozitáscsökkenés



4. ábra. A deformációs szalagok kinematikai alapú csoportosítása (AYDIN et al. 2006)

Figure 4. Classification of deformation bands based on their kinematics (AYDIN et al. 2006)



5. ábra. Egyes szalagtípusok csiszolati, illetve vágott kőzetfelületről készült képei

A) dilatációs/húzásos szalag, Eger, Wind-téglagyári fejtő, oligocén homokkő (47°53'54.70"É, 20°23'58.54"K). B) diszagregációs szalag, Noszvaj, Szőlőske, oligocén konglomerátum (47°55'24.92"É, 20°26'58.18"K). C) kataklázos szalag, Kishartyán, eggenburgi homokkő. D) filloszilikátos szalag, Kishartyán, Remete-barlang (C–D: 48°04'37.71"É, 19°42'32.98"K)

Figure 5. Distinct type of deformation bands in thin sections and a cutted hand specimen

A) Dilation band, Wind brickyard, Oligocene sandstone. B) Disaggregation band, Noszvaj, Szőlőske, Oligocene conglomerate. C) Cataclastic band, Kishartyán, Eggenburgian sandstone. D) Phyllosilicate band and cataclastic bands, Kishartyán, Remete Cave

egyenként vagy kombinálva jelenik meg (4. ábra) a feszültség növekedése során. Ez vezet el a szalagok térbeli hálózatának kialakulásához, amelyek már összetett törésszóna kialakulását jelzik a diszkrét vetősíkot megelőző fázisban. Ezen típusú szalagok lecsökkent permeabilitása gátat képez a talajvíz és a szénhidrogén-áramlásnak. Általában a kompációs szalagok kiemelkedésként jelennek meg a feltárásban, a porozitás-csökkenés, a szorosabb szemcseilleszkedés miatti nagyobb ellenállásuk következményeképp (3. ábra, a, d).

5) A kompációs szalagok másik típusánál (*compactional band*) a nyírásos elemek hiányoznak. Ilyeneket írt le elsőként MOLLEMA & ANTONELLINI (1996), bár ezeket

számos szerző nem is tekinti deformációs szalagnak. Ide tartozik például a sztilolitok egy része is.

A fenti 5 csoportból a tisztán húzásos és kompációs szalagokat egyes szerzők nem tekintik deformációs szalagoknak, csak a 3 nyírásos variációt fogadják el. Az öt csoportra való felosztás hívei azzal érvelnek, hogy a porózus kőzetekre alkalmazott módosított Cam cap modellel érthető és modellezhető mind az öt kinematikus variáció, (lásd „A deformációs szalagok kialakulásának kőzetmechanikai magyarázata” fejezet).

A szemcseszintű deformációs mechanizmuson alapuló, ma széles körben elfogadott osztályozást FOSSEN et al.

(2007) alkották meg, akik négy csoportot hoztak létre (6. ábra): (1) diszaggregációs deformációs szalag (*disaggregation band*), (2) kataklázos deformációs szalag (*cataclastic band*), (3) filloszilikátos deformációs szalag (*phyllsilicate band*), és (4) (nyomás)oldódásos-cementációs (*solution and cementation band*) szalag.

Az első csoportot alkotó diszaggregációs szalagokban a szemcsék forgása (2. ábra a; 5. ábra, b), a szemcsefolyás (granular flow, TWISS & MOORES 1992; más irodalmakban: „részcsekefolyás”, particulate flow, RAWLING & GOODWIN 2003), vagy szemcsehatármenti csúszás (grain boundary sliding) a fő szemcseszintű deformációs mechanizmusok, amelyek egyaránt végbemehetnek kompaktáció, tágulás és térfogatváltozással nem járó folyamatok során. Ez a szalagtípus a deformációban résztvevő szemcsékre nézve nem destruktív, és a kőzet cementációjának hiányát feltételezi. Ezekkel a szalagokkal leggyakrabban sekélyen eltemetett (max. 1 km) üledékeknél találkozhatunk (FOSSEN et al. 2007).

A második típus a kataklázos deformációs szalagok csoportja, lényegében megfelel az AYDIN (1978) által eredetileg definiált deformációs szalagnak. Ez a típus fordul elő leggyakrabban. A kataklázos szalagokban a deformáció főként szemcsetöréssel (kataklázis) megy végbe (5. ábra, c; 6. ábra, c), amelynek során a szemcsék a kontaktusoknál kezdenek összetöredezni. A növekvő mértékű alakváltozás során a szemcseméret-csökkenés több nagyságrendnyi is lehet a szalag „fejlettségétől” és a kőzet betemetettségétől függően. Ez a típus gyakorlatilag bármilyen mélységben előfordulhat, azonban a kataklázis mértéke eltérő. Sekély mélységben általában gyenge kataklázis jellemző a szemcsék érintkezésénél, amely a mélység növekedésével egyre intenzívebbé válik, amely nagyobb porozitás-csökkenéssel jár. Ha többféle kataklázos szalagunk van ugyanabban a kőzetben,

akkor azokból a betemetettség/diagenizáltság változására következtethetünk.

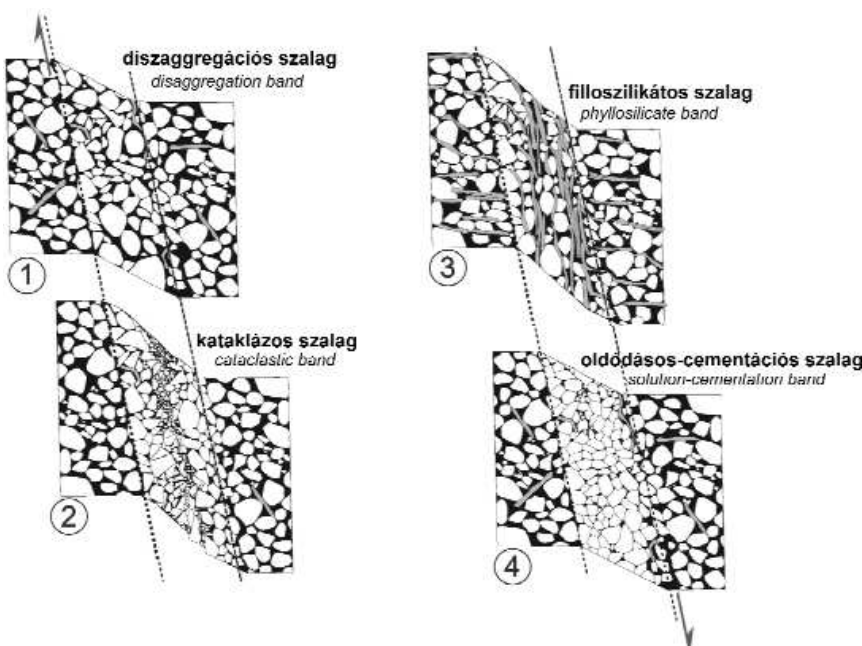
A harmadik, filloszilikátos típus akkor alakul ki, ha a kőzet filloszilikát-tartalma meghaladja a 10–15%-ot. Ez a szalag a deformációs mechanizmus tekintetében a gyengén kataklázos típushoz, illetve a szemcsefolyáshoz áll közelebb. A filloszilikát-ásványok ugyanis egymáshoz tapadva (5. ábra, d; 6. ábra, b), mintegy szemcsék közti csúszósíkokat alkotva segítik elő az elmozdulást.

A negyedik típus az oldódásos és cementációs szalagok csoportja. Az oldódásos szalagok jellemzően sűrű, tömött szemcsés szövettűek, ahol a szemcsék kontaktusán nyomási oldódás lép fel (2. ábra, f; 6. ábra, a). Az oldódáshoz gyenge kataklázosodás is társulhat. Kialakulásukat elősegíti a szemcsehatárokon jelenlévő agyagásványok. A cementációs szalagoknál a cementáció a friss, nagyon reaktív felületeken történik szemcsetörés vagy szemcsehatárok menti csúszás során. Kvarcdús kőzeteknél ez a szalagtípus magasabb kialakulási hőmérsékletet feltételez, mint a karbonátos kőzetekben, de még nem haladja meg a 200 °C-t.

#### *Deformációs szalagok porózus karbonátos kőzetekben*

Mint az oldódásos-cementációs szalagok egyik altípusa, a karbonátokban kialakuló deformációs szalagok alig kutattak. Ennek egyik oka, hogy a porózus, szemcsés karbonátos kőzetek sokkal ritkábbak, másrészt a deformációs mechanizmusa is eltérő a kőzetanyag eltérő fizikai tulajdonságai miatt. Régóta ismert, hogy a karbonátos kőzetek nem töréses deformációjában a nyomásoldódás játssza a döntő szerepet (RUTTER 1983, GROSHONG 1988). Az újabb kutatások azonban a porózus karbonátos kőzetekben is kimutattak deformációs szalagokat (pl. TONDI et al. 2006, RATH et al. 2011). A karbonátokban megjelenő szalagok esetében a nyomásoldódás a fő deformációs mechanizmus, ami szemcseméret- és a porozitás-csökkenéséhez vezet. A sziliciklasztos kőzetekben leírt elvi szalagfejlődési modellhez hasonlóan, a szemcsés karbonátokban is kialakulhat diszkrét vető. Különbség azonban, hogy a vető a már kialakult sztilolitot felület, mint leendő csúszósík elnyíródása során alakul ki (ALVAREZ et al. 1978, WILLEMSE et al. 1997, SALVINI et al. 1999, BILLI et al. 2003, TONDI et al. 2006).

TONDI et al. (2006) esettanulmánya jó példa a ma meglévő ismeretekről. A tanulmány a karbonátokhoz kötődő deformációs szalagokat olyan mészkövekben vizsgálta, ahol számos sztilolit található, melyek menti elnyíródás során fokozatosan kifejlődő normálvető keletkezett. A szalagokat



6. ábra. A deformációs szalagok csoportosítása a deformációs mechanizmus alapján (FOSSEN et al. 2007)  
Figure 6. Classification of deformation bands based on deformation mechanism (FOSSEN et al. 2007)

vizsgálva azt találták, hogy — hasonlóan a sziliciklasztos kőzetekben megjelenő szalagokhoz — a deformációs szalagok a mészkövekben is mind szövületileg, mind kőzetzfizikailag élesen elkülönülnek az eredeti kőzettől. A szalagok belső része jellemzően kis porozitású (1–4%). A deformációs szalagok központi részét mindkét oldalról körülveszi egy, a magzónához képest felevastagságú peremzóna, ahol a pórusterfogát-csökkenés kisebb, mint a belső sávban magában. Megállapították továbbá, hogy a pórusterfogát-változás (csökkenés) általános szalagfejlődési utat követ a (1) deformációs szalag határvonalától a (2) kataklázis nélküli deformációs szalagon át, egészen a végső (3) kataklázisos deformációs szalagokig, amelyek tehát előfordulnak karbonátok esetében is.

Annyi azonban bizonyos, hogy a deformáció kezdeti szakaszában először csökkent porozitású, kompaktív nyírású szalagok jönnek létre sztililitok nélkül (7. ábra, a). A deformáció előre haladtával a nyomásra merőlegesen sík lefutású kis oldódási filmek, majd cikkcakkos sztililitok alakulnak ki a szalaggal párhuzamosan, az oldott anyag pedig kicsapódik a pórusokban (7. ábra, b). Az ezt követő fázisban a leghatékonyabb nyírás helyén, a sztililitok mentén kezdenek kialakulni a kis elmozdulási síkok, valamint új, ferde oldódási filmek és sztililitok is képződhetnek (7. ábra, c). Végül a sztililitok összeolvadásával kialakul a diszkrét elmozdulási sík, párhuzamosan a kompaktív szalagokkal (7. ábra, d). A diszkrét vetősík kialakulásában az oldási maradékként felhalmozott agyagos frakciónak nagy szerepe van. E végső fázisban már megfigyeltek kataklázist is, és bár kialakulásának feltételei még nem teljesen tisztázottak, de bizonyosan párhuzamos lehet a sziliciklasztos

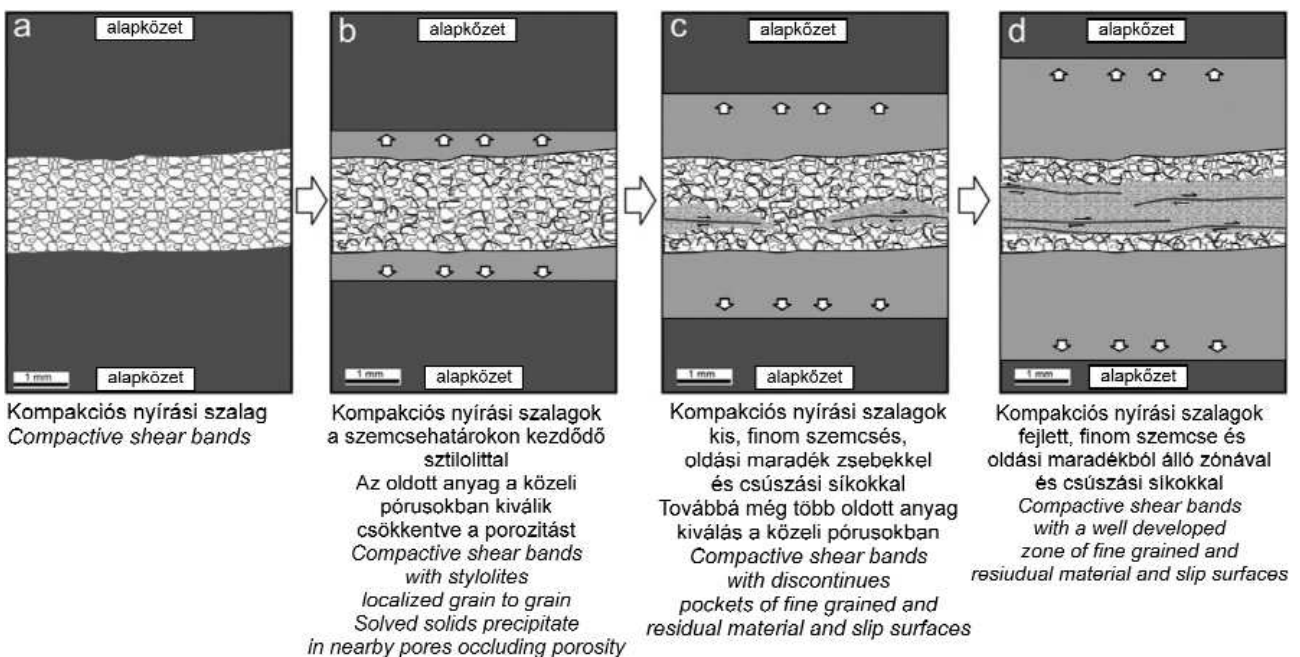
elemekkel, ahol a kőzettévalás előrehaladtával alakulnak ki kataklázisos szalagok.

TONDI et al. (2006) fejlődési modellje (7. ábra) gyakorlatilag a FOSSEN et al. (2007) által definiált oldódásos deformációs szalag kialakulását írja le, míg a modell AYDIN et al. (2006) kinematikai alapú felosztásában a kompaktív nyírású szalagnak felel meg. A homokkövekhez képest lényeges különbség, hogy míg azokban hasonló körülmények közt kataklázisosodás az uralkodó deformációs mechanizmus, melynek során szemcseméret-csökkenés történik a nyírásos kompaktív deformációs szalagok esetén (ENGELDER 1974, AYDIN 1978, WONG et al. 1997), addig itt, a deformált kőzetanyag eltérése miatt a nyomásoldódás lényeges szerepet kap.

### A deformációs szalagok kialakulásának kőzetmechanikai magyarázata

Számos munka foglalkozik a deformációs szalagok kialakulásának kőzetmechanikai leírásával (RUDNICKI & RICE 1975, AYDIN & JOHNSON 1983, BORJA 2004, AYDIN et al. 2006). A töréses deformáción belül a vetők kialakulását számos irodalom a Coulomb-féle törési görbén való átlépéshez köti. A deformáció következő lépését a létrejövő vetősíkon, mint gyengeségi zónán történő súrlódásos csúszás modelljével írják le (8. ábra, b). Míg ez a megközelítés alkalmas a kis porozitású kristályos kőzetekben a vető kialakulásának leírására, ez csak korlátozásokkal alkalmazható a nagyobb porozitású (~>5%), nem, vagy gyengén konszolidált üledékes kőzetek esetében.

A kulcsfontosságú különbség az, hogy a szemcsék törése a kis porozitású kristályos kőzetekben kevesebb



7. ábra. A karbonátos kőzetekre felállított deformációsszalag-fejlődési modell kompaktív nyírás esetén TONDI et al. (2006) alapján

Figure 7. Model for evolution of compaction related shear band in porous carbonate media based on TONDI et al. (2006)

energiát igényel, mint szemcsék egymáshoz képest történő átrendeződése. A kristályos kőzetben a vető kialakulása előtt hajszálrepedésrajok, kőzetrések keletkeznek, melyek a kőzet gyengeségi zónáit alkotják és a szerkezetfejlődés során vetők-ké (csúszással jellemzett elmozdulásos felületekké) kapcsolódhatnak össze (SEGALL & POLLARD 1983).

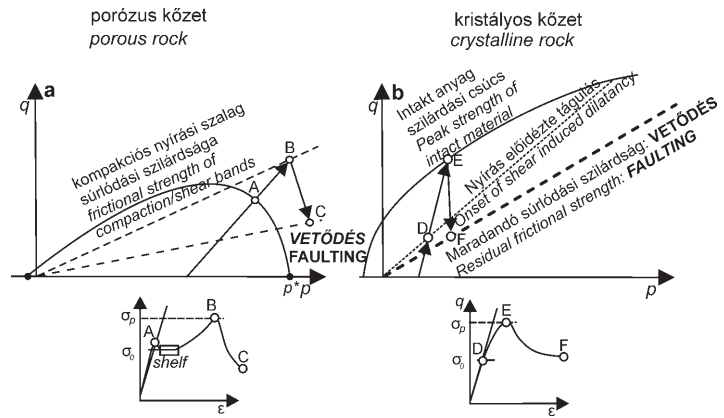
A porózus kőzetekben azonban a szemcsék a deformáció (nyírás, kompaktálódás, tágulás) során egymáshoz képest minden irányban elmozdulhatnak. Az újraprendező szemcsék illeszkedése a porozitás megváltozásával, bizonyos esetekben az egyedi szemcsék szétöregedése révén a szemcseméret csökkenésével járhat. A deformáció során először átrendeződött szövétű kis göcök képződnek, majd ezek növekedéséből kialakulnak a deformációs szalagok. Így a porózus kőzet kezdeti megfolyása megelőzi a vetős elcsúszási fázist.

Ez a deformáció matematikailag jól leírható az úgynevezett módosított Cam cap modellel, amelyet széleskörben alkalmaznak a szerkezetföldtani és a talajmechanikai gyakorlatban (ANTONELLINI et al. 1994, BORJA & AYDIN 2004, BORJA 2004). Az alábbi ismertetést és a vonatkozó 8–10. ábrát SCHULTZ & SIDDHARTHAN (2005) alapján adjuk meg.

A Cam cap modellel a jól ismert Mohr-diagramot helyettesítő q–p diagramon ábrázolják, mivel ez utóbbin jobban követhető a porózus kőzetek deformációjának fejlődése és a feszültség-deformációs stílus időbeni változása. A diagram tengelyein ábrázolt mennyiségek a feszültségtenzor invariánsainak függvényei:  $p = I_1$ ,  $q = (I_1^2 - 3I_2)^{1/2}$ , ahol  $I_1 = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3$ ,  $I_2 = \sigma_1\sigma_2 + \sigma_2\sigma_3 + \sigma_1\sigma_3$ . A p lényegében az átlagos feszültséget jelenti egy konstans szorzóval ( $\sigma_{\text{átlagos}} = I_1/3$ ), a q pedig triaxiális esetben ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ) a redukált feszültség / különbségi feszültség ( $\sigma_r = \sigma_1 - \sigma_3$ ) értékére egyszerűsödik (8–10. ábra).

A diagramokon látható folyási határgörbe (yielding surface) alatt rugalmas, a görbén kívül maradandó az alakváltozás (9. ábra, a). A görbe alakja és kiterjedése a kőzet fizikai tulajdonságaitól függ (9. ábra, b). A 9. ábra a) részén az ötféle kinematikájú deformációs szalag kialakulásának feszültségi tartományait mutatja be. Látható, hogy mind az 5 kinematikai csoport értelmezhető ezzel a modellel. A szalagok akkor jelennek meg, amikor a kőzet felterhelődését leíró „terhelési út” (loading path), keresztezi a kőzetre jellemző folyási határgörbét (yielding surface). A metszéspont helye szabja meg, hogy milyen szalag képződik.

A módosított Cam cap modell (8. ábra) alapján a leggyakoribb kompaktációs nyírás szalagot és az ebből kialakuló vető elvi modelljét mutatja be a 10. ábra (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005): (1) Feszültségnövekedés hatására először rugalmas deformáció jön létre (ED), majd (2) már nem elasztikus, de makroszkóposan folytonos („képlékeny”) deformáció (macroscopic ductile flow, CUSS et al. 2003), ekkor kezdenek el kialakulni a deformációs szala-

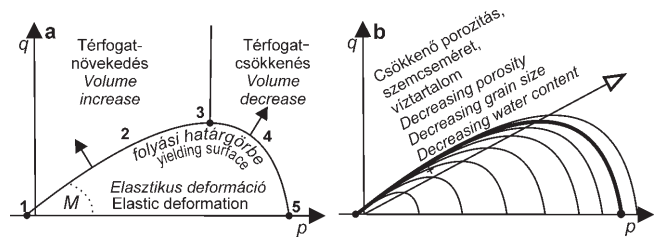


8. ábra. Vető kialakulásának kissé eltérő modellje porózus és kristályos kőzetekben, ahol mindkét esetben a vízszintes tengelyen fő (litosztatikus) feszültség, függőleges tengelyen különbségi feszültség szerepel (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005)

A betűkkel jelzett feszültségű a) esetben a kataklázis-kompaktációs nyírás szalag kialakulását mutatja, B) kristályos kőzetekben a vető kialakulásának útját szalagok megjelenése nélkül. A szaggatott vonal a sűrűségi szilárdságot jelzi. Az alsó ábrák a feszültség-deformáció útvonaltát mutatják

Figure 8. Comparison of fault growth in porous rock (A) and crystalline rock (B) in case of compressive remote stress state

Stages of stress path are marked by capital letters, which means compactional shear band in porous rocks but no deformation band in crystalline rocks. Dashed line indicates frictional strength line



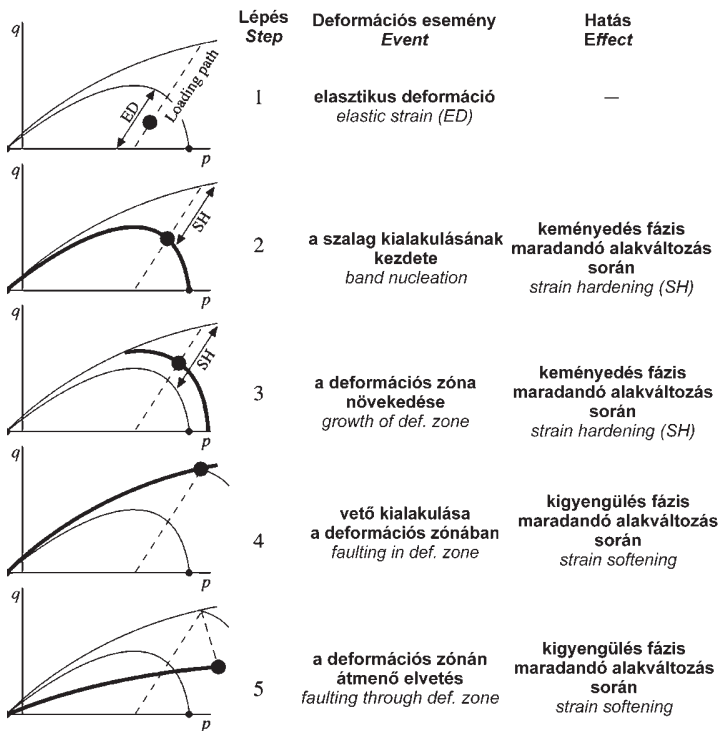
9. ábra. A deformációs szalagok kialakulásának kőzetmechanikai magyarázata a módosított Cam cap modellel (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005)

a) a kinematikai alapú csoportosítás 5 szalagtípusának hozzávetőleges kialakulási tartományai: (1) tiszta dilatációs szalag, (2) dilatációs nyírásos szalag, (3) tiszta nyírásos szalag (4) kompaktációs nyírásos szalag, (5) kompaktációs szalag. M jelzi a szalagok kialakulásának kezdetét a sapka részen. b) A folyási határgörbe kiterjedése a szalagok fejlődésével, csökkenő porozitás, szemcseméret és víztartalom mellett

Figure 9. Formation of deformation bands on the modified Cam cap model (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005)

a) Approximate regimes of the 5 kinematic classes: Dilation band (1), dilational shear band (2), shear band (3), compactional shear band (4), compactional band (5), M indicates nucleation of bands. Normal vectors to yield surface point to lower p for shear-induced dilation and to higher p for shear-enhanced compaction. b) Yield surface expands for decreasing host-rock porosity, decreasing average grain size, and/or decreasing water content

gok. A szalagokban a deformáció történhet a szemcsék forgásával, szemcsehatár menti csúszással, vagy a szemcsék törésével. Erre a fázisra alakváltozási keményedés jellemző (strain hardening, BLENKINSOP 2000), amikor növekvő feszültség szükséges ugyanazon deformációs sebesség fenntartásához. A (3) lépésben további szalagok kialakulásával folyamatosan terjed ki a deformációs zóna, egészen addig (4), amíg kis „foltokban” csúszási felületek, kis vetők jönnek létre, amelyek eleinte nem alkotnak összefüggő rendszert. Ekkor a deformációs szalagok fejlődése eljut arra a pontra (4), hogy a Cam cap diagramon a folyási határgörbe (yield surface) eléri a kőzetre jellemző törési burkológörbét. Ettől a ponttól kezdve az alak-



10. ábra. Nyírásos kompaktációs deformációs szalagok, mint leggyakoribb típus 5 lépcsős fejlődési útja a lehetséges vetőig a módosított Cam cap modell alapján (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005). ED = az elasztikus deformáció, SH = alakváltozási keményedés

Figure 10. Evolution model for development of compactional shear band and subsequent fault in 5 stages based on modified Cam cap model. ED, elastic deformation of host rock; SH, region of macroscopic strain hardening (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005)

változási lágyulás jellemző (strain softening, vagy kigyengülés, CSONTOS 1998). Ekkor csökkenő feszültség mellett is végbemegy a vető menti csúszás (8. ábra B–C szakasz, 10. ábra, 4, 5). Ettől a ponttól tehát kialakulnak a diszkrét csúszási síkok, majd az ezeken keresztülfutó nagy vetősík (5). A porózus kőzetek deformációja ezt a szakaszt nem mindig éri el, ezért találunk a természetben számos diszkrét vetőfelülettől mentes deformációs szalagot.

#### Betemetődéstörténet és a deformáció mechanizmusának kapcsolata

A deformációs szalagok menti fluidumáramlás és a deformáció kapcsolata a szalagok kutatásának gyakorlatban is fontos iránya (CHAN et al. 2000, FOSSEN & BALE 2007). Ez a kapcsolat részben bizonyosan eltér más törések (pl. kristályos kőzetekben) és a fluidumáramlás viszonyától, melyek több hazai példáját a közelmúltban elemezték (DABI et al. 2011, FINTOR et al. 2011). A legfőbb eltérés, hogy a szalagok leggyakrabban porozitáscsökkenéssel járnak, míg pl. a vetőbreccsák mentén többnyire a porozitás növekedése a jellemző. Hasonlóság inkább a vetőagyagokkal mutatkozik, amelyek szintén gátként szolgálnak a folyadékáramlásnak, így az áramlási pálya gyakorlatilag párhuzamos lesz a szalag irányával. A szalagok folyadékáramlást gátló hatása függ attól, hogy mennyire intenzív a szemcseméret-csökkenés, milyen vastag és hosszú a szalag.

A deformációs szalagok víz- és szénhidrogénföldtani

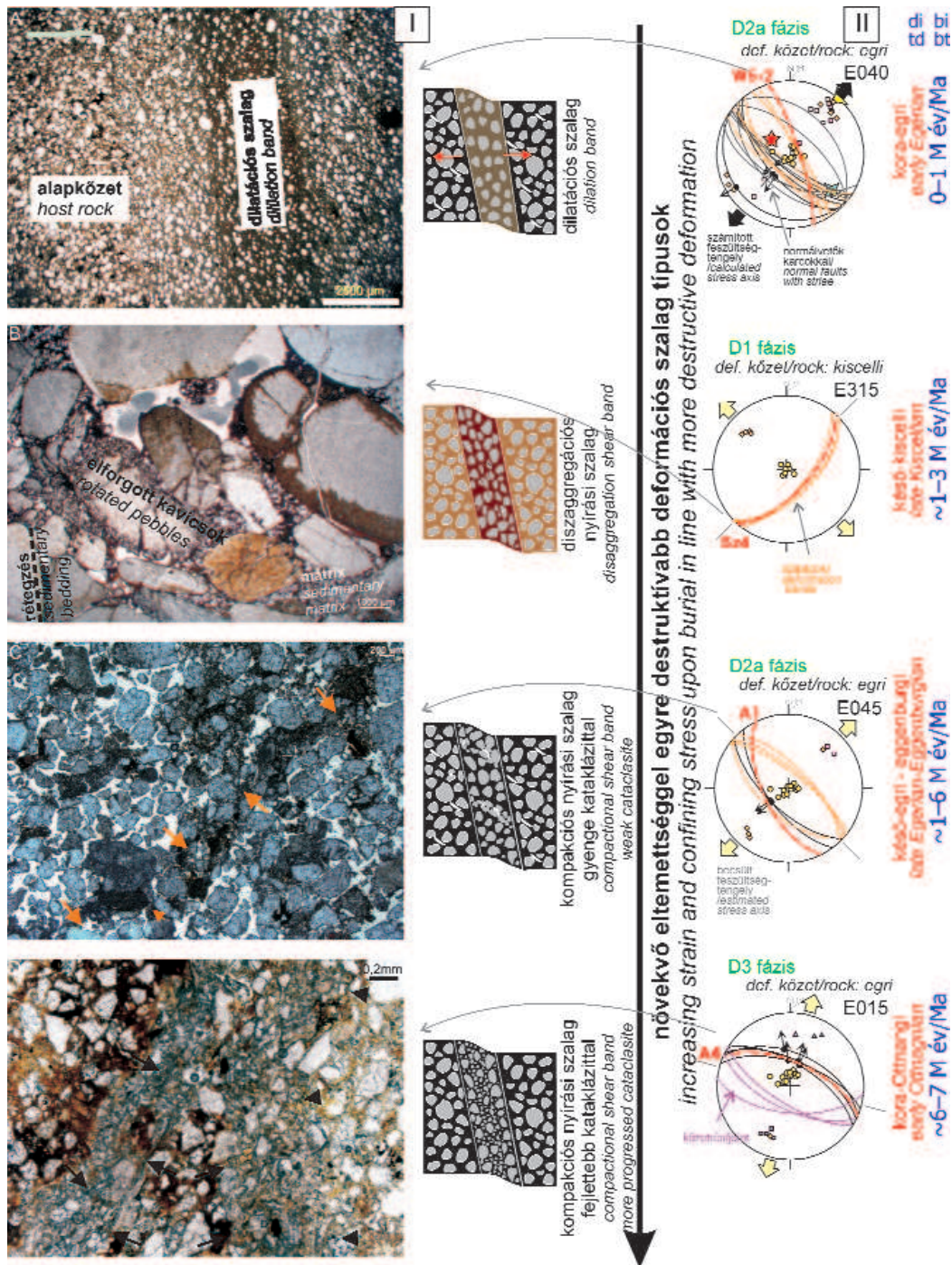
migrációs vonatkozásaik mellett az eltemetődés szempontjából is fontos információt hordozhatnak. A betemetettség és a deformációs szalagok kialakulási mechanizmusa ugyanis szorosan összefügg. Az összefüggés alapja a kőzetmechanikai tulajdonságok növekvő betemetettséggel együtt járó porozitáscsökkenése, illetve a cementáció kialakulása. Az eltemetődés során a kőzetek porozitása csökken, illetve a hőáram függvényében a hőmérséklet is nő, ezért a növekvő eltemetettséggel más-más szemcseintéti deformációs mechanizmusok válnak uralkodóvá. Általánosságban elmondható, hogy a szemcselyás deformációs mechanizmusa — és az ennek során képződő diszaggregációs szalagtípus — kb. 1 km mélységig fordul elő. Ennél mélyebben a szemcsétöréses, kataklázis deformációs mechanizmus válik meghatározóvá. Ugyanakkor kataklázis szalagok nem, vagy alig konszolidált üledékekben, kvázi felszíni körülmények közt is előfordulhatnak (CASHMAN & CASHMAN 2000) bár a kataklázis mértéke felszíni körülmények között lényegesen gyengébb, mint mély eltemetettségnél. Az intenzívebb kataklázisosodás tehát ugyanolyan kőzetek esetén növekvő eltemetettségre utalhat. Ez fontos alapfeltevésként szolgált magyarországi vizsgálataink során.

#### Magyarországi vizsgálatok

Deformációs szalagokat Magyarországon is számos helyütt találunk, főként sziliciklasztos üledékekben, de porózus (badeni, szarmata) mészkövekben is előfordulnak. Ezeket a deformációs elemeket eddig itthon részleteiben senki nem vizsgálta, jóllehet fontos információkkal szolgálhatnak a kialakulásuk idején fennálló különféle paramétereikről (betemetettség, cementáció, porozitás), amelyek — függően az adott terület fejlődéstörténetétől — időben is változtak. Vizsgálataink a deformációs szalagok makro-, és mikroszkópos léptékű megfigyelésén alapulnak. Elsőként a Bükkalján alkalmaztuk, más szerkezetföldtani megfigyelésekkel integrálva, egyes szerkezeti fázisok elkülönítésére és időbeni rekonstrukciójára (PETRIK et al. 2014). Bár a deformációs szalagokból a vetőkarcokkal ellentétben pontos kinematikát általában nem lehet megállapítani, de a deformációs mechanizmusok és az egyes szalagok közötti különbségek fontos támpontokat adtak a fázisbesoroláshoz.

#### Eger, Wind-téglagyári agyagfejtő

Ebben a feltárásban irodalmi adatok szerint csak ritkán előforduló dilatációs szalagot találtunk (11. ábra, a) oligocén (egri) korú homokkőben, amely 20–25°-kal keletre dől. Ez a húzásos deformációs szalag megjelenésében 4–5 cm vastagságot is elérő, közel függőleges, láthatóan kiemel-



11. ábra. Deformációs szalagok és fejlődésük a betemettség függvényében, északkelet-magyarországi példák

I. A) Wind téglagyár, dilatációs szalag, infiltrálódott üledékes mátrix a szalagban. B) Szőlőske, konglomerátum, diszgregációs szalag, ahol a kavicsok a nyírás során elforgtak, a forgott kavicsok cm-es vastag zónája képezi a deformációs szalagot. C) Andornaktálya, szemcsék aggregátum-szerű sávokba rendeződése adja a szalagokat, ahol csak gyenge kataklázis látható a szemcsék határain: mindezek felszinközeli képződésre utalnak. A narancssárga háromszögek a szalagok határait jelzik. D) fejlettebb kataklázisos deformációs szalag, ahol a szalagon belül néhány épen maradt szemcse „úszik” az összetört szemcsék mátrixában. Ez mélyebb betemetődésre utal az előző (C) esethez képest, pedig C) és D) szalag ugyanabból a homokkőből származik

II) A feltárás töréseit mutató sztereogramok, a számított vagy becsült feszültségtengelyekkel és a fázisbeosztással (PETRIK et al. 2014 alapján). A deformáció ideje (di) és a betemettségi idő (bi) mutatja a fázis földtani korát, illetve azt, hogy a szalag kialakulása milyen időtartamra volt a leülepedéséhez képest

**Figure 11. Deformation bands and their evolution with burial in NE Hungary**

Note that with increasing burial, the deformation mechanisms of the bands changed from non-destructive to destructive (cataclastic) type. A) Wind brickyard, dilation deformation band with infiltrated calcite matrix. B) Szőlőske, conglomerate, disaggregation band, in which pebbles were rotated, and form few cm thick band zone. C) Andornaktálya, where band is composed of banded grain aggregates with very weak cataclasis; this refers to deformation at shallow levels. D) More developed cataclastic band, in which only few intact grains are "floating" in fractured matrix. This points to deeper burial than case C, although it is from the same sandstone

II) Stereograms show structures of the outcrops, calculated or estimated stress axes (after PETRIK et al. 2014). Time of deformation (td) and burial time (bt) show the time span when the phase could occur and how much time elapsed after sediment deposition, during burial

kedő, jobban cementált sáv, mely gyengén cementált befogadó homokkőben jelenik meg. A szalag mentén a vertikális elmozdulás ~10 cm. Csiszolatban vizsgálva a szalag ásványos összetételében eltér a befogadó homokkőtől, amennyiben az eredeti kőzet szemcséi mellett a porusokat kitöltve finomszemcsés karbonátos üledék is megjelenik. A szalag nagyon hasonlít az üledékes telérekhez azzal a különbséggel, hogy a szalagnak nincs diszkrét határa, vagyis nem konszolidált üledékben keletkezett. Bár az alapkőzet homokkőszemcséi egyenletes eloszlásban jelennek meg az „alaphomokkő” szövetéhez képest, de a szalagban sokkal nagyobb a szemcsék közti távolság, amely folyamatos tágulással magyarázható. A szemcsék közötti, a deformáció folyamán megnövekedett porusteret finomszemű karbonátos anyag tölti ki, amely megegyezik a homokkő egyes cementáltabb szintjeinek kötőanyagával. Ez a finomszemcsés karbonátos anyag származhat a homokkő karbonátgazdagabb rétegeiből, vagy olyan nagyon finom szemcsés üledékből, melynek mikroporusait helyben kivált karbonát cementálja. A homokkőrétegsort alsó-miocén tufa fedi, amelynek anyaga nem jelenik meg a szalagban, és fiatalabb karbonátos üledék sem ismert a fedő rétegsorban. Mindezek alapján a szalag képződése egyidejű a magába foglaló homokkő képződésével, tehát szinszediment szerkezet. A terület szerkezetfejlődésében ez a D2a fázis (PETRIK et al. 2014), de ezen belül is a legkorábbi szerkezet, és a lerakódás után legfeljebb 1 millió év telhetett el a szalag keletkezéséig (11. ábra, a). Ez fontos eredmény a deformáció korára nézve. Hasonló szalagot az irodalomban DU BERNARD et al. (2002) írt le. Ezek a szalagok viszonylag ritkák, mert csak akkor őrződnek meg, ha kitöltődtek.

#### *Noszvaj, Szőlőske*

Noszvajon a szőlőskei kavicsfejtőben feltárt kiscelli korú konglomerátumban vizsgáltunk diszaggregációs és változó mértékű kataklázissal jellemezhető deformációs szalagokat. Ezekről általánosan elmondható, hogy egységesen jól cementáltak vöröseslila vas-oxidos anyaggal, amelyek könnyen felismerhetők, kipreparálódott sávokat alkotnak. A diszaggregációs szalagokban a deformáció szemceforgással történt (11. ábra, b), a kavicsok hossztengeyének eredeti orientációja néhány cm vastag sávban a levett blokk mozgásának irányába fordult el. A kataklázos szalagoknál is láthatóak elforgott kavicsok, azonban már mm-es, cm-es kataklázos zóna is megjelenik a szalagok központi részén. Kétféle kataklázos deformációs szalagot különítettünk el a szemcsetörés mértéke alapján. Az egyikben csupán vékony mm-es sávra koncentrálódik az összetört szemcsék zónája. A másikban vastagabb, cm-es vastagságot elérő sávban már fejlettebb kataklázis jelenik meg. A szalagok eltérő típusaiból relatív sorrendjükre lehet következtetni. A diszaggregációs szalag, melynek kialakulásában a szemcefolyás és rotáció a döntő deformációs mechanizmusok, nem konszolidált kőzetet feltételez. A gyengén kataklázos szalag már kissé konszolidáltabb kőzetet jelez, ahol a deformáció már destruktív, vagyis kavicsok törésével, aprózódásával jár

együtt. A legfiatalabb deformációt, ami a leginkább konszolidált üledéket feltételezi, a legintenzívebb kataklázosodással jellemezhető szalagok csoportja képviseli. A megállapított relatív sorrend jó egyezést mutat a párhuzamosan vizsgált törésrendszerek kinematikai és feszültségmező-fejlődéséből levont következtetésekkel: az erősödő kataklázos jelleg egyre fiatalabb deformációs fázist és egyben egyre mélyebben eltemetett üledék deformációját jelzi (PETRIK et al. 2014). A bemutatott diszaggregációs szalag a legelső D1 fázisban, időben a Wind-téglagyári szalag előtt, de ahhoz képest kissé nagyobb betemetődéskor, de még sekély mélységben keletkezett (11. ábra, b). A szőlőskei deformációs szalagok a deformációs mechanizmusok és a kinematikai változatosság mellett fontos példái a törések menti fluidumáramlásnak is, mivel a szalagok vas-oxiddal jól cementáltak.

#### *Andornaktálya, homokkő*

A feltárásban egri korú, általában gyengén cementált homokkőben legalább kétféle irányú szalaggeneráció van jelen, amelyek megjelenésükben is kissé eltérnek. Az egyik esetben a szalaghoz diszkrét elmozdulási sík még nem (3. ábra, a), a másik típusnál a diszkrét vető sík már kifejlődött. Csiszolatban vizsgálva is két fő típus különül el. Az egyik esetben a szalagokat szemcseaggregátumok alkotják, amelyek a nyírás irányának megfelelő párhuzamos sávokba rendeződnek. A szemcsék a kontaktusukon picit összetörtek, de igazi kataklázis nem alakult ki. Ezek kompaktációs deformációs szalagok, nagyon gyenge kataklázissal. A szalagok másik típusát fejlettebb kataklázis jellemzi, ahol a szalagokban a szemcsék majdnem teljesen, illetve van olyan eset, ahol teljesen összetörtek. Ez a kétféle deformációs szalagtípus egyezik az ANTONELLINI et al. (1994) által leírt deformációs szalagfejlődési modellel, amely szerint a gyengén kataklázos szalagok korábbi fejlődési fázist képviselnek, mint azok, amelyekhez már vető sík is kapcsolódik. Esetünkben a deformációs szalagok eltérő fejlődési fokát a kőzet konszolidáltságának eltérő mértékével magyarázzuk, azaz a kisebb porozitású, konszolidáltabb kőzetben, nagyobb eltemetettségnél jelenik meg a vető, ami fiatalabb deformációt jelez. Az első típus a D2a, a második típus a D3 fázisba tartozik, ami a lerakódás után 1–6, illetve 6–7 millió évvel keletkezhetett. Az andornaktályai esetben ezt a törések billentés-tesztje is alátámasztja, amennyiben a nagyon gyengén kataklázos szalagok még kibillenés előtt, az erősebben kataklázosak a billentés során jöttek létre: ez látható a rétegpólusok függőlegesre visszaállított és kissé billentett helyzetében (11. ábra, c, d) (PETRIK et al. 2014).

A három bemutatott bukkaleti eset jó példaként szolgált arra, hogy a deformációs szalagok a deformáció mechanizmusa alapján azok relatív kronológiájára következtethetünk. Megállapítottuk, hogy ugyanazon kőzetben megjelenő deformációs szalagokban minél inkább destruktívabb a deformáció mechanizmusa, tehát minél inkább a szemceforgástól a kataklázis felé tart a deformáció, annál inkább konszolidált volt a kőzet a deformáció pillanatában. Ez a konszolidáltságbeli különbség esetünkben az eltemetett-

séggel függ össze, vagyis a kőzet nagyobb litosztatikus terhelésnek volt kitéve.

### *Sóskút, szarmata mészkő*

A sóskúti szarmata mészkőben vizsgálataink még kezdeti fázisban vannak. Korábban BERGERAT et al. (1983) itt olyan szerkezeti elemeket vizsgáltak, amelyekben a kitöltés finomabb szemcséjű volt, mint a környezetükben. Ezeket tázuláshoz köthető szinszediment tektonika eredményeként értelmezték. Hasonló véleményre jutott PALOTÁS (1991, 1994) is, aki több feltárásban rögzített hasonló elemeket, és belőlük a létrehozó feszültségmezőre is következtetett.

Vizsgálataink során azonban olyan kompaktációs nyírással szalagokat is azonosítottunk (3. ábra, f), amelyeket korábban szintektonikus kitöltésnek minősítettek. A csökkent porozitással jellemezhető szalagokban a szemcsehatárok nyomásoldódást jelző gyenge sztililitosodás észlelhető, míg a szalagokhoz közeli pórusok nyomásoldódási maradékkal töltődtek ki. Ezek a megfigyelések együttesen a kompaktáció során kialakult nyomásoldódásos deformációs szalagot jeleznek. Előzetes megfigyeléseink tehát jelentősen módosítják BERGERAT et al. (1983) modelljét, hiszen az ilyen típusú szalagok nem egyeztethetők össze a tázulásos szinszediment tektonikához köthető, egyidejű üledékes kitöltéses eredettel. Ugyanakkor észleléseink az üledékképződést viszonylag gyorsan követő deformációra utalnak a porózus kőzetben. A kor tekintetében értelmezésünk tehát közel áll, de eredetét és kinematikáját tekintve nem egyezik BERGERAT et al. (1983) és PALOTÁS (1991) modelljével.

### *Budai-hegység, Pesti-síkság*

A Budai-hegységben BÁLDI & NAGYMAROSY (1976) óta ismert, és GÁL et al. (2008) által újvizsgált kovás telérek figyelhetünk meg az oligocén Hárshegyi Homokkőben. FODOR (2010) újraértelmezte e szerkezeteket: véleménye szerint deformációs szalagokról van szó, bár azok pontos besorolása nem történt meg (12. ábra, a). Az elemi törések fonatos megjelenésűek, melyek 60–70°-os dőlésszögű, kiegészítő (Mohr) párokat alkotnak. E kiegészítő párok találkozásánál figyelhető meg a számos elemi mozgás és elcsúszás következtében előállt széles deformált zóna (3. ábra, d). A kovásodás a deformációs szalagok kialakulása során vagy közvetlen az után történhetett. A deformációs szalagok fejlődésének logikus, bár nem mindig bekövetkező végállomása, hogy a cementált törészónában diszkrét sík és így vetőkarc is létrejön. Ez a stádium a Hárshegyi Homokkő szerkezetei esetében is végbement. A karcok azonban még mutatnak olyan jegyeket, melyek nem teljesen konszolidálódott anyagú kőzetblokkok elmozdulására utalnak. Ilyenek a lesimított lapos karcbordák és a széles tompa vályúk, amelyek tulajdonképpen „puha karcokként” értelmezhetők. Ezért FODOR (2010) úgy vélte, a deformációs szalagok és a vetőkarcok nagy része a kőzettéválás alatt jött létre. Mivel a kovásodás ideje jól ismert (oligocén közepe, BÁLDI & NAGYMAROSY 1976) ezért a deformációs szalagok és a puha

karcok is pontos deformációs kort adnak, ami késő-kiscelli, esetleg kora-egri lehet. Ezen NyÉNy–KDK-i csapású szerkezetek merőlegesek az ÉÉK–DDNy-i irányú János-hegyi boltozatra, annak nyugati oldalán jelennek meg. A szalagok irányából becsülhető feszültségmező arra utal, hogy a kompresszió iránya a boltozatra merőleges volt (FODOR et al. 1994). A lokális extenzióhoz köthető, normál kinematikájú kataklázis szalagok pedig a boltozattengellyel párhuzamos megnyúlást jelezhetnek.

A Pesti-síkságon, a Cinkota–Csobaj kárpáti korú homok–kavics feltárásában KÓKAY József és SELMECZI Ildikó (szóbeli közlés) észlelt cm–dm széles, rideg deformációt jelző szerkezeti elemeket, amelyek szintén deformációs szalagoknak minősíthetők (12. ábra, c). ÉÉNy–DDK-i irányuk alapján a Pannon-medence szinrift fázisához köthetők.

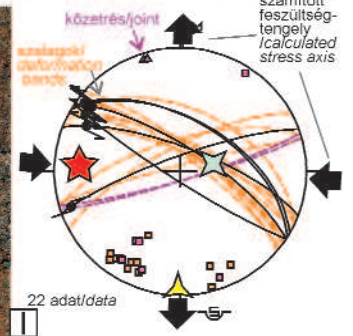
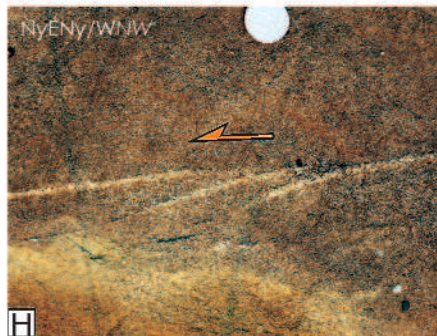
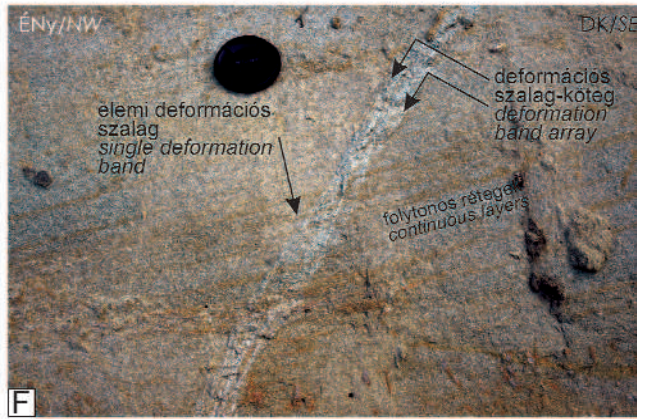
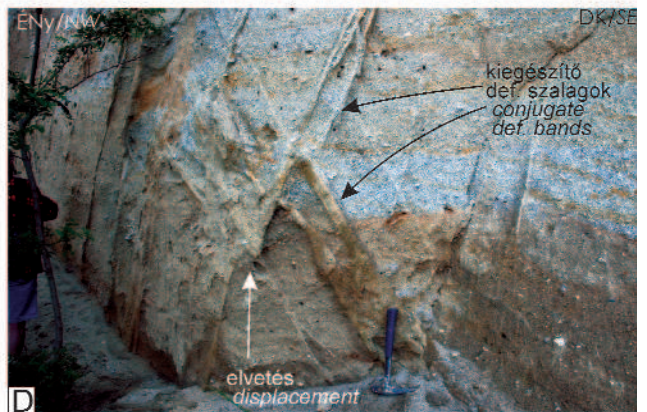
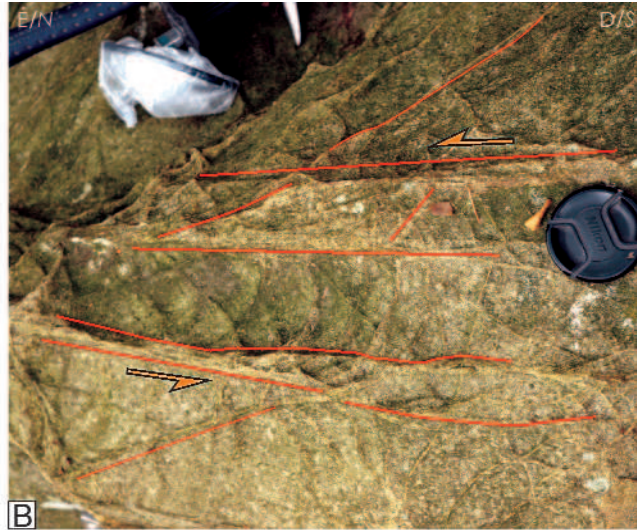
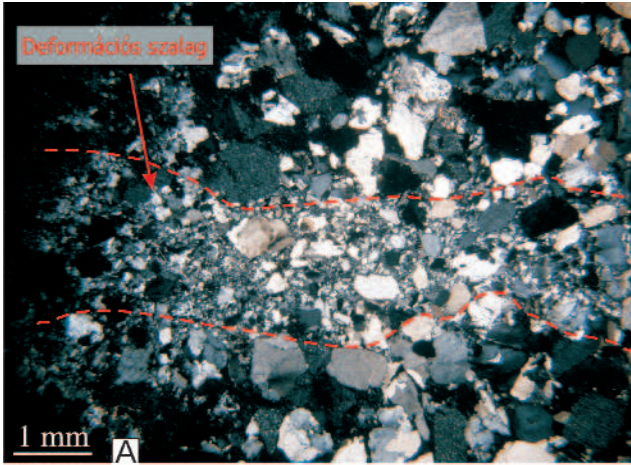
### *Vértes*

A fentebb tárgyalt budai példához hasonló deformációs szalagokat ismert föl FODOR et al. (2008) a vértesi „Kábkőnél”, a Menyasszony-hegy D-i gerincén, egy 2–3 m széles és kb. 20–30 m hosszú, K–Ny-i csapású sávban megjelenő homokkőben. A „kiválóan érdekes” homokkőről már TAEGER (1909, p. 33) is említést tett. A nagyon jól osztályozott, szinte tökéletesen kerekített homokkőszemcsék feltehetően eolikus eredetűek, és BUDAI et al. (2008) szerint eocén korúak. A sziklák felszínén párhuzamos vagy fonatos (apácarácsszerű), helyenként egyértelműen rombusz alakú, kovásan cementált deformációs szalagok, esetenként tiszta kovaerek preparálódtak ki (12. ábra, b). Ezek az elemek több irányú deformációs szalagokként értelmezhetők. A budai példához hasonlóan az alapkőzet kovásan cementált, de a törések mentén a cementáció erősebb. A szalagok geometriája helyenként pull-apart-szerkezetre emlékeztet, illetve a fővetősíkhöz kapcsolódó Riedel-törésrendszerre, így ezen esetekben eltolódásos jellegű töréses elemekről van szó.

### *Darnó-zóna, Pétervásárai Homokkő*

A SZTANÓ (1994) által részletesen tanulmányozott Pétervásárai Homokkőben szinte minden feltárásban található az alapkőzetből kipreparálódott rideg deformációs elemek (12. ábra, e). Ezek makroszkópos megfigyelés alapján minden bizonnyal deformációs szalagok (FODOR et al. 2005), bár ezt a folyamatban levő csiszolatos vizsgálatok még nem erősítették meg. A szalagok gyakran 1–15 cm széles kötegeket alkotnak, melyek a környezetüknél erősebben cementáltak. Az ózd–farkaslyuki feltárásban a szalagkötegek makroszkóposan nem mindig vetik el a marker rétegeket (12. ábra, f), azaz az első látásra feltűnő deformáció ellenére az elvetés mégis mm alatti, normál jellegű.

Az ózd–somsályi feltárásban a szalagkötegek konjugált eltolódásos Mohr-párokat alkotnak (12. ábra, g). Az eltolódás mértéke itt a 15 cm-t is elérheti, de ennek jelentős része a szalagkötegen belüli, 1–3 mm széles, nagyobb



← 12. ábra. Deformációs szalagok egyéb magyarországi példái

A) Deformációs szalag a Budai-hegységből, Hárshegyi Homokkőből (megegyezik 3. ábra d) képének helyével). Jól látszik a kataklázis során történt szemcseméret-csökkenés. POROS Zs. felvétele. B) Deformációs szalagok fonatos rendszere, eltolódásos kinematikával a Vértesben, a tatabányai Menyasszony-hegy mellett. FODOR (2008) alapján (47°31'6.10"É, 18°24'38.36"K). C) Deformációs szalagok Cinkotán, a csobajai fejtőben, ottangai-kárpáti törmelékes kőzetben. KÓKAY József és SELMECZI Ildikó felvétele (47°31'40.68"É, 19°12'48.67"K). D) Normál kinematikájú deformációs szalagok badeni kavicsos homokban. Kismarton (Eisenstadt), szeméttelep, FODOR (1991) után (47°51'32.05"É, 16°32'24.00"K). A szalagok egyedi szalagjai több elemi deformációs lépést jeleznek, amelyek kis elvetéseket is okoztak a korábban kialakult szalagban. A kölcsönösen elvetett szalagok bonyolult geometriát alkotnak a töréspár találkozásánál. E-F) Deformációs szalag megjelenése eggenburgi homokkőben (Pétervásárai F.), Ózd-Farkaslyuk mellett (48°11'58.77"É, 20°17'47.83"K). F) A deformációs szalagok nem mindig okoznak látható elvetést, amint ezt az üledékes lemezek is jelzik. G-I) Eltolódásos kinematikájú kiegészítő deformációs szalagok Ózd-Somsály feltárásban, eggenburgi homokkőben (48°11'46.53"É, 20°16'07.38"K). H) Riedel-törésre emlékeztető geometriájú balos deformációs szalagok. I) A töréses elemek sztereogramja, illetve feszültségengelyei, melyek kora-miocén K-Ny-i összenyomást és merőleges szétűzés mutatókat mutatnak

← Figure 12. Examples of deformation bands in Hungary

A) deformation bands in the Buda Hills (same as the d photo of Figure 3, note coordinates in Hungarian legend). Grain size reduction due to cataclasis is clearly visible. Photo of Zsófia Poros. B) Braided deformation bands with strike-slip kinematics in the Vértes Hills, on the Menyasszony Hill, near Tatabánya, after FODOR (2008). C) Deformation bands in Cinkota Csobaj sandpit in Ottnangian-Karpatian sediments. Photo of József KÓKAY and Ildikó SELMECZI. D) Deformation bands with normal kinematics in Badenian sandstone-gravel near Eisenstadt, waste dump site, Austria, after FODOR (1990). Elementary bands indicate the incremental deformation steps and accommodate small displacement of the conjugate band. The mutually displaced bands form complex geometry at intersection. E) Deformation band in Eggenburgian sandstone (Pétervásárai Fm. Ózd-Farkaslyuk). F) Deformation bands do not always cause noticeable separation, as seen by continuous sediment laminae. G-I) Conjugate deformation bands with strike-slip kinematics in Ózd-Somsály outcrop, Eggenburgian sandstone. H) Sinistral deformation bands resembling to Riedel shears. I) Stereogram of brittle structures and stress axes showing Early Miocene E-W compression and N-S extension. This indicates reverse slip on the Darnó fault (FODOR et al. 2005)

agyagtartalmú zónára („magzónára”) összpontosul. Az elvetés eltolódásos jellegét gyengén megőrződött balos vetőkarok és balosan rendezett Riedel-geometriájú szalagok is alátámasztják (12. ábra, h; FODOR et al. 2005). A somsályi feltárás jelentősége, hogy ez egyike a legfiatalabb kőzeteknek, ahol a Ny-K-i kompresszió (és merőleges extenzió) figyelhető meg a Darnó-zóna mentén (12. ábra, i). Ez a deformáció a kora-miocén (kb. 23–19 millió éves) úgynevezett kiszökési fázisnak feleltethető meg (D8 fázis, FODOR 2010). A feszültségmező alapján FODOR et al. (2005) a Darnó-zóna rátolódásos jellegére következtetett.

### Sopron–Kismartoni-medence

A Soproni-hegység környezetében feltárt neogén üledékekben több helyen is előfordulnak deformációs szalagok. Az első leírásokban (FODOR et al. 1989) nem ismertük fel ezen elemek tényleges jellegét (bár akkor még ezen elemeket nemzetközileg is alig tanulmányozták). Az egyik legszebb példa a kismartoni szemét- és fatelep, amelyben FODOR (1991) számos, konjugált normál kinematikájú töréses elem párt ismert fel (12. ábra, d). Az elmozdulás pár cm-től néhány méterig terjed, és a szalagok egy nagyobb, térképi méretű vető talpi blokkjában lépnek fel. A konjugált párok bonyolult, kölcsönösen metsző geometriát mutatnak, ami a pár elemeinek időben váltakozó aktivitására utal. A szalagok ÉK-DNy-i csapásiránya párhuzamos a Sopron–Kismartoni-medence peremvetőjével, és a Pannon-medence riftesedéséhez köthető (FODOR 1991). A medence meszes képződményeiben is vannak deformációs szalagok, ezek eredetét osztrák szerzők ismerték fel a fertőrákosi (az úttól északra levő) fejtő példáján (RATH et al. 2011).

### Következtetések

A porózus kőzetekben kialakuló deformációs szalagok megértése tehát azért fontos, mert jelenlétük és főbb jellegeik alapvető információt hordoznak a kialakulásukkor fennálló kőzetfizikai viszonyokról. Három fontos gyakorlati

szempontú célja van a szalagok vizsgálatának. Az eltérő deformációs mechanizmussal létrejött szalagok elsősorban a kialakuláskor fennálló kőzetfizikai paraméterekre, és a betemetettség mértékére utalnak. Másodsorban a szalagok orientációjából és kinematikai jellegeiből — a vetőkhöz hasonlóan — a feszültségmező is meghatározható. Továbbá bizonyos esetekben csökkent porozitásuknak köszönhetően, az áramlási rendszerek geometriáját is módosíthatják.

Az általunk vizsgált szalagok esetében az első két szempont vizsgálata volt a fontos. Az eddigi eredmények azt mutatják, hogy a szalagok mikroszkópos vizsgálata segítségével feltárt egyedi jellegzetességek, és a köztük megfigyelhető különbségek jól alkalmazhatóak a más módszerekkel nehezen elkülöníthető deformációs fázisok relatív kronológiájának megadására a betemetettség mértékének függvényében.

### Köszönetnyilvánítás

A deformációs szalagok rendszeres kutatása — az elszigetelt korábbi megfigyelések mellett — a 81530. számú OTKA kutatás keretében indult meg. Az összefoglaló az elemzések irodalmi megalapozását szolgálja. A munka az MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi támogatott Kutatócsoportjában készült. A korai megfigyelések számos kolléga segítségével történtek. Közülük kiemeljük PALOTÁS Klárát, akivel a szarmata mészkő vizsgálatát részben együtt végeztük.

A csiszolatok elkészítésében CSÖMÖRI Margit, konzultációban Anna ŚWIERCZEWSKA, terepen PETRIK Attila, VÁRKONYI Attila, KÖVÉR Szilvia volt segítségünkre. A Hárshegyi Homokkőben levő szalagok csiszolatos képét POROS Zsófia, a cinkotai szalagokét SELMECZI Ildikó bocsátotta rendelkezésünkre. A deformációs elem felismerésében néhai KÓKAY Józsefnek is szerepe volt. Köszönjük a két lektornak, KOROKNAI Baláznak és NÉMETH Norbertnek az igen részletes és konstruktív javaslatait.

## Irodalom — References

- ALVAREZ, W., ENGELDER, T. & GEISER, P. A. 1978: Classification of solution cleavage in pelagic limestones. — *Geology* **6**, 263–266.
- ANTONELLINI, M. & AYDIN, A. 1994: Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**, 355–377.
- ANTONELLINI, M. A. & AYDIN, A. 1995: Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **79**, 642–671.
- ANTONELLINI, M. & POLLARD, D. 1995: Distinct element modelling of deformation bands in sandstone. — *Journal of Structural Geology* **17**, 1165–1182.
- ANTONELLINI, M. A., AYDIN, A. & POLLARD, D. D. 1994: Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. — *Journal of Structural Geology* **16**, 941–959.
- AYDIN, A. 1978: Small faults formed as deformation bands in sandstone. — *Pure and Applied Geophysics* **116**, 913–930.
- AYDIN, A. & JOHNSON, A. M. 1978: Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. — *Pure and Applied Geophysics* **116**, 931–942.
- AYDIN, A. & JOHNSON, A. M. 1983: Analysis of faulting in porous sandstones. — *Journal of Structural Geology* **5**, 19–31.
- AYDIN, A., BORJA, R. I. & EICHHUBL, P. 2006: Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. — *Journal of Structural Geology* **28**, 83–98.
- BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közöny* **106**/3, 257–275.
- BALLA Z. 1985: Szerkezeti formaelemek. — In: KLEB B. (szerk.): *Gyakorlati szerkezetföldtani továbbképző*. Magyarhoni Földtani Társulat Kiadványa, 3–29.
- BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & KÁZMÉR, M. 1983: Une tectonique synsedimentaire originale du Miocene moyen des environs de Budapest, marqueur de l'extension du Bassin Pannonien. — *C. R. Acad. Sci. Paris* **296**, 1275–1278.
- BÉSUELLE, P. 2001: Compacting and dilating shear bands in porous rock: theoretical and experimental conditions. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **106**/B7, 13435–13442.
- BILLI, A., SALVINI, F. & STORTI, F. 2003: The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. — *Journal of Structural Geology* **25**, 1779–1794.
- BLENKINSOP, T. G. 2000: *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. — Kluwer Academic Press, Dordrecht, 150 p.
- BORJA, R. I. 2004: Computational modeling of deformation bands in granular media. II. Numerical simulations. — *Computer Methods in Applied Mechanical Engineering* **193**, 2699–2718.
- BORJA, R. I. & AYDIN, A. 2004: Computational modeling of deformation bands in granular media. I. Geological and mathematical framework. — *Computer Methods in Applied Mechanical Engineering* **193**, 2667–2698.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., FODOR L., GÁL N., KERCSMÁR ZS., KORDOS L., PÁLFALVI S. & SELMECZI I. 2008: *A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez, 1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 368 p.
- CASHMAN, S. & CASHMAN, K. 2000: Cataclasis and deformation-band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California. — *Geology* **28**, 111–114.
- CHAN, M. A., PARRY, W. T., BOWMAN, J. R. 2000: Diagenetic hematite and manganese oxides and fault-related fluid flow in Jurassic sandstones, southeastern Utah. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **84**, 1281–1310.
- CUSS, R. J., RUTTER, E. H. & HOLLOWAY, R. F. 2003: The application of critical state soil mechanics to the mechanical behaviour of porous sandstones. — *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **40**, 847–862.
- CSONTOS L. 1998: *Szerkezeti földtan*. — *Kézirat*, Egyetemi Jegyzet, ELTE, 208 p.
- DABI, G., SIKLÓSY, Z., SCHUBERT, F., BAJNÓCZI, B. & TÓTH, T. M. 2011: The relevance of vein texture in understanding the past hydraulic behaviour of a crystalline rock mass: reconstruction of the palaeohydrology of the Mecsek-alja Zone, south Hungary. — *Geofluids* **11**, 309–327.
- DU BERNARD, X. D., EICHHUBL, P. & AYDIN, A. 2002: Dilation bands: A new form of localized failure in granular media. — *Geophysical Research Letters* **29**/24, 2176.
- ENGELDER, T. 1974: Cataclasis and the generation of fault gouge. — *Geological Society of America Bulletin* **85**, 1515–1522.
- FINTOR, T., SCHUBERT, F. & M. TÓTH, T. 2011: Hydrothermal palaeofluid circulation in the fracture network of the Baksa Gneiss Complex of SW Pannonian Basin, Hungary. — *Geofluids* **11**, 144–165.
- FODOR, L. 1991: Evolution tectonique et paléo-champs de contrainte oligocène à quaternaire dans la zone de transition des Alpes Orientales – Carpathes Occidentales: Formation et développement des bassins de Vienne et Nord-Pannoniens. — *Thèse de Doctorat (Ph.D. thesis)*, Université P. et M. Curie, Paris, 215 p.
- FODOR L. 2008: Szerkezetföldtan (Structural geology). — In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez, 1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, 145–202, 282–300.
- FODOR L. 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén — módszertan és szerkezeti elemzés — *MTA doktori értekezés*, 129 p.
- FODOR L., BENKOVICS L., GERNER P., MAGYARI A., PALOTÁS K. & ROSTA É. 1989: A Sopron-Kismartoni medence neogén szerkezetföldtana. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése*, Sopron, Absztraktkötet, p. 43.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közöny* **124**, 129–305.
- FODOR, L., RADÓCZ, GY., SZTANÓ, O., KOROKNAI, B., CSONTOS, L. & HARANGI, SZ. 2005: Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. — *Geolines* **19**, 142–162.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., BUDAI T., KERCSMÁR ZS. & SELMECZI I. 2008: *A Vértes hegység földtani térképe, 1:50 000*. Magyar Állami Földtani Intézet.

- FOSSEN, H. 2010: *Structural Geology*. — Cambridge Univ. Press, New York, 463 p.
- FOSSEN, H. & BALE, A. 2007: Deformation bands and their influence on fluid flow. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **91**, 1685–1700.
- FOSSEN, H. & HESTHAMMER, J. 2000: Possible absence of small faults in the Gullfaks field, northern North Sea: implications for downscaling of faults in some porous sandstones. — *Journal of Structural Geology* **22**, 851–863.
- FOSSEN, H., SCHULTZ, R., SHIPTON, Z. & MAIR, K. 2007: Deformation bands in sandstone — a review. — *Journal of the Geological Society London* **164**, 755–769.
- FRIEDMAN, M. & LOGAN, J. M. 1973: Lüders' bands in experimentally deformed sandstone and limestone. — *Geological Society of America Bulletin* **84**, 1465–1476.
- GÁL B., POROS Zs. & MOLNÁR F. 2008: A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolatai regionális földtani eseményekhez. — *Földtani Közlemény* **138/1**, 49–60.
- GROSHONG, R. H. 1988: Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. — *Geological Society of America Bulletin* **100**, 1329–1360.
- HANCOCK, P. L. 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. — *Journal of Structural Geology* **7**, 437–457.
- HESTHAMMER, J. & FOSSEN, H. 2001: Structural core analysis from the Gullfaks area, northern North Sea. — *Marine and Petroleum Geology* **18**, 411–439.
- JAMISON, W. R. & STEARNS, D. W. 1982: Tectonic deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **66**, 2584–2608.
- MAROS Gy. 2006: A Mórággyi Gránit szerkezeti fejlődése az ImaGeo magszkennerrel történt fúrásértékelések alapján — *PhD doktori értekezés, Miskolci Egyetem*, 143 p.
- MAIR, K., MAIN, I. & ELPHICK, S. 2000: Sequential growth of deformation bands in the laboratory. — *Journal of Structural Geology* **22**, 25–42.
- MOLLEMA, P. N. & ANTONELLINI, M. A. 1996: Compaction bands: a structural analogue for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. — *Tectonophysics* **267**, 209–228.
- PALOTÁS K. 1991: A Tétényi-fennsík szedimentológiája és tektonikája a szarmatában — *Szakkolgozat ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék*, 103 p.
- PALOTÁS, K. 1994: Szarmata szinszediment töréses szerkezetek a Tétényi-fennsíkon. — *Földtani Közlemény* **124**, 207–210.
- PETRIK A., BEKE B. & FODOR L. 2014: Combined fault-slip and deformation band analysis reveal the Cenozoic structural evolution of the southern Bükk foreland (Hungary). — *Tectonophysics* (in press).
- PITTMAN, E. D. 1981: Effect of fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson Group (Ordovician) Oklahoma. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **65**, 2381–2387.
- RAMSAY, J. G. & HUBERT, M. I. 1987: *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 2. Folds and Fractures. Academic Press, London, 309–700.
- RATH, A., EXNER, U., TSCHEGG, C., GRASEMANN, B., LANER, R. & DRAGANITS, E. 2011: Diagenetic control of deformation mechanisms in deformation bands in a carbonate grainstone. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **95**, 1369–1381.
- RAWLING, G. C. & GOODWIN, L. B. 2003: Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. — *Journal of Structural Geology* **25**, 317–331.
- RUDNICKI, J. W. & RICE, J. R. 1975: Conditions for the localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials. — *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* **23**, 371–394.
- RUTTER, E. H. 1983: Pressure solution in nature, theory and experiment. — *Geological Society of London Journal* **140**, 725–740.
- RYKKELID, E. & FOSSEN, H. 2002: Layer rotation around vertical fault overlap zones: observations from seismic data, field examples and physical experiments. — *Marine and Petroleum Geology* **19**, 181–192.
- SALVINI, F., BILLI, A. & WISE, D. U. 1999: Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata Fault zone, Southern Apennines, Italy. — *Journal of Structural Geology* **21**, 1731–1749.
- SEGALL, P. & POLLARD, D. D. 1983: Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada. — *Geological Society of America Bulletin* **94**, 563–575.
- SCHULTZ, R. A. & SIDDHARTHAN, R. 2005: A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. — *Tectonophysics* **411**, 1–18.
- SZTANÓ O. 1994: The tide-influenced Pétervására Sandstone, early Miocene, northern Hungary: Sedimentology, paleogeography and basin development. — *Geologica Ultraiectina* **120**, 1–155.
- TAEGER H. 1909: A Vértesshegyesség földtani viszonyai. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **17**, 256 p.
- TONDI, E., ANTONELLINI, M., AYDIN, A., MARCHEGIANI, L. & CELLO, G. 2006: The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy. — *Journal of Structural Geology* **28**, 376–391.
- TORABI, A., BRAATHEN, A., CUISIAT, F. & FOSSEN, H. 2007: Shear zones in porous sand: Insights from ring-shear experiments and naturally deformed sandstones. — *Tectonophysics* **437**, 37–50.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 1992: *Structural Geology*. — W. H. Freeman, San Francisco. 534 p.
- UNDERHILL, J. R. & WOODCOCK, N. H. 1987: Faulting mechanisms in high-porosity sandstones: New Red Sandstone, Arran, Scotland. — In: JONES, M. E. & PRESTON, R. M. F. (eds): *Deformation of Sediments and Sedimentary*. Geological Society, Special Publications **29**, 91–105., London.
- WILLEMSE, E. J. M., PEACOCK, D. C. P. & AYDIN, A. 1997: Nucleation and growth of strike-slip faults in limestones from Somerset, U.K. — *Journal of Structural Geology* **19**, 1461–1477.
- WONG, T., DAVID, C. & ZHU, W. 1997: The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. — *Journal of Geophysical Research* **102**, 3009–3025.

Kézirat beérkezett: 2013. 12. 16.

## A Tisza és a talajvízjárás hosszú távú kapcsolatrendszerének Szegeden

FEJES ILDIKÓ<sup>1\*</sup>, M. TÓTH TIVADAR<sup>2</sup>, FARSANG ANDREA<sup>1</sup>, MULADI BEÁTA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.,

\*e-mail: fejesildi@geo.u-szeged.hu

<sup>2</sup>SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.

### *The long range relationship system between the fluctuation of groundwater and the Tisza River in Szeged*

#### Abstract

In this research the fractal properties of the groundwater regime and the Tisza River in Szeged was analyzed using R/S (Rescaled Range) analysis. During the analysis the Hurst exponent (H) was defined in order to reveal whether the changes of the levels of groundwater and Tisza River were persistent ( $H < 0.5$ ), antipersistent ( $H > 0.5$ ) or random ( $H = 0.5$ ). Regarding the water level time series of the Tisza, the R/S analysis resulted in a value of  $H = 0.65$ , while the time series of the 30 groundwater-level monitoring wells varied between 0.62–0.93. The results clearly verify the character of persistence and, thus the processes can be considered as ones amplifying the trend and having long memory elements. Persistence in water fluctuations means that the within-period changes in the water levels (increasing or decreasing) are expected to continue in the next period as well. By analyzing the spatial distribution of the Hurst exponents for the time series of certain shallow groundwater-level monitoring wells, it was possible to determine which areas are most likely to behave similarly to the Tisza River. The behaviour of the groundwater regime in the respective cases of four wells proved to be similar to the Tisza. In fact, three of these wells had a direct relationship with the river. The analysis of the geological conditions of the environment of different wells highlighted, the point that the groundwater regime of areas characterized by clay several metres thick has greater persistence than in those areas with a relatively thick sand layer. Consequently, the long memory of a groundwater regime is significantly influenced by the geological structure. Based on the Hurst exponents, it was found that the R/S analysis is suitable for the comparison of time series with different long time (14.5 and 1.5-year-data) and measure (3-day-data, half and 4-hour-data) intervals. This is due to the scale invariant feature of the analysis, since the results of the time series of different wells are similar.

*Keywords: hydrological time series, water level, R/S analysis, Hurst exponent, fractal properties*

#### Összefoglalás

Kutatásunk során a szegedi talajvízrendszer és a Tisza vízjárásának fraktál tulajdonságait vizsgáltuk R/S (Rescaled Range) analízis segítségével. Az analízissel meghatározható a Hurst-együttható (H), mely megmutatja, hogy egy folyamat — esetünkben a talajvízszint és a Tisza vízszintjének változásai — antiperzisztens ( $H < 0,5$ ), perzisztens ( $H > 0,5$ ) vagy véletlen ( $H = 0,5$ ) viselkedésű-e. Az R/S statisztika a Tisza vízszint idősoraira vonatkozóan  $H = 0,65$  értéket eredményezett, míg a 30 monitoringkút talajvízszint-idősoraira 0,62–0,93 közötti Hurst-féle kitevőket. A kapott értékek alapján egyértelműen igazolható a perzisztens jelleg, tehát trendet erősítő folyamatról van szó, amely tartalmaz hosszú memóriájú elemeket. A perzisztencia a vízjárás esetén azt jelenti, hogy amennyiben a vízszint emelkedik (vagy csökken) egy periódusban, akkor várhatóan az emelkedés (vagy csökkenés) folytatódni fog a következő periódusban is. Az egyes talajvízkutak vízszint-idősoraira vonatkozó Hurst-együtthatók térbeli eloszlását vizsgálva megállapítottuk, hogy mely területek talajvízjárása hasonlít leginkább a Tiszáéra. A talajvíz fluktuációja 4 kútnál a Tiszához hasonló viselkedésű, melyek közül háromnál egyértelműen bizonyítható a folyóval való hidrológiai kapcsolat. Az egyes kutak környezetének földtani viszonyait elemezve megállapítottuk, hogy a több méteres agyagszinttel jellemezhető területeken a talajvízjárás perzisztenciája jóval nagyobb fokú, mint a relatíve vastag, homokrétteggekkel rendelkezők esetén, tehát a földtani felépítés erősen befolyásolja a talajvízjárás hosszú távú memóriáját. A kapott Hurst-féle kitevők alapján kijelenthető, hogy az R/S analízis skálainvariáns jellege miatt alkalmas az eltérő hosszúságú (14,5 éves és 1,5 éves) és mérési intervallumú (3 napos, fél-, illetve négyórás) idősorok összevetésére, ugyanis a vizsgált területen a különböző kutakhoz tartozó idősoroknál hasonló értékeket eredményezett.

*Tárgyszavak: hidrológiai idősorok, talajvízszint, R/S analízis, Hurst exponens, fraktál tulajdonság*

## Bevezetés, előzmények

A talajvíz egy komplex dinamikus rendszer, melynek járását számos input (csapadékból történő beszívargás, folyókból történő áramlás stb.) és output (párolgás, folyókba történő áramlás stb.) paraméter jellemezi. A talajvízszint sosem állandó, időben és térben is folyamatosan változik, ezért a talajvízviszonyok reális megítélése csak hosszú időtartamú monitoring eredményeinek értékelésével lehetséges (SZALAI Z. et al. 2004, SZABÓ & BESSENYEI 2013). Az így létrejött hidrológiai adatok vizsgálatának számos módja ismert, melyek közül több figyelembe veszi, hogy az idősorok gyakran önazonosok, és fraktál viselkedést mutatnak.

HURST (1951) a Nílus vízjárását tanulmányozva felismerte, hogy a vízszintingadozások hosszú távú memóriával rendelkeznek, vagyis nagy áradásokat nagyobb valószínűséggel követnek nagy áradások és kisebbeket pedig nagyobb valószínűséggel kisebbek. A lecsengés gyorsaságát jelző Hurst-féle kitevő ( $H$ ) egy olyan változó, amely az időskála hosszú távú függőségét méri. HURST et. al 1965-ben bevezettek egy új statisztikai eljárást Rescaled Range ( $R/S$ ) analízis néven (magyarul újraszkalázott terjedelemként említik), mellyel meghatározható a Hurst-eggyűthető. Ez a szám megmutatja, hogy egy folyamat véletlen, perzisztens vagy antiperzisztens viselkedésű-e. A  $H$  értékei 0 és 1 közöttiek lehetnek, ha  $H=0,5$ , akkor véletlen mozgásról beszélünk. Ha  $0 \leq H < 0,5$ , akkor az idősor viselkedése antiperzisztens, ha  $0,5 < H \leq 1$ , akkor a folyamatot frakcionális Brown-típusú mozgás jellemzi,  $H=1$ -hez közelítve növekvő perzisztenciával. Perzisztens jelleg esetén trendet erősítő folyamatról van szó, ahol a vizsgált folyamat tartalmaz hosszú távú memóriájú elemeket, tehát a folyamat múltbéli viselkedése meghatározza a jövőbeni viselkedését. A Hurst-exponens és a fraktáldimenzió között elsőként MANDELBROT & WALLIS (1969) bizonyították az összefüggést.

Hazánkban a folyók hosszú távú memóriájának vizsgálatával behatóan ELEK & MÁRKUS (2004, 2005) foglalkozott. Többféle módszer felhasználásával ( $R/S$  analízis, aggregált variancia módszer, spektrum alapú becslés) megállapították, hogy a Tisza hidrológiai idősorai hosszú memóriájú viselkedést mutatnak, továbbá megbecsülték a Hurst-eggyűthetőt a Tisza hat különböző mérőhelyére vonatkozóan. Tanulmányukban az  $R/S$  statisztika eredményeként kapott Hurst-eggyűthető a szegedi állomásnál 0,70.

A folyókon kívül megannyi természetes rendszer mutat skálafüggetlen ingadozást a változóiban, melyek statisztikailag önazonosok bármely hosszúságú skálán, és melyek fraktálokkal definiálhatók. Számos tanulmányban bizonyították az ilyen idősorok és objektumok fraktál viselkedését, többek között az esőzésre (TESSIER et al. 1996), az evapotranspirációra (FAMIGLIETTI et al. 2008), a kőzetek repedeztségére (BENKÓ et al. 2008, M. TÓTH 2010), a hidrodinamikai diszperzióra (BAKUCZ 1996), a folyók vízminőségére (KIRCHNER et al. 2001) és a karsztforrások vízhozamára (MÁRKUS & KOVÁCS 2002) vonatkozóan. További kutatásokban a talajvízszintek vizsgálatát célozták meg (ZHANG & SCHILLING 2004; ZHANG & LI 2005, 2006; LI & ZHANG

2007; LITTLE & BLOOMFIELD 2010), melyekben különböző hosszúságú talajvízszint-idősorok esetében igazolták a frakcionális Brown-mozgást követő viselkedést.

Talajvízszint-idősorok vizsgálatával számos hazai tanulmányban is foglalkoztak, melyekben a vízszintek időbeli változását, periodicitását, valamint a hidrometeorológiai hatásokat vizsgálták. Magyarországon a talajvízszint-monitoring hosszú múltra tekint vissza, az első észlelések már a 19. század közepén elkezdődtek, a 2000-es évek elejére pedig már 1654 törzshálózati észlelő kutat tartottak nyilván (SZALAI J. 2003). Az Alföld talajvízszint-változásaival SZALAI J. (2011) foglalkozott behatóan, tanulmányában az 1930-as évek és 2010 közötti időszakra vonatkozóan 144 észlelőkút talajvízszint-idősorait elemezte. Megállapította, hogy a talajvízjárás jelentős időbeli változékonyság jellemezte a mintegy 80 éves periódusban, mely magába foglalja többek között a markáns vízszintsüllyedések időszakát a Tiszántúlon és a Duna–Tisza közén. A Duna–Tisza köze talajvízszint idősorait tekintve kedvezőtlen változások következtek be az 1980-as években, és az 1990-es évek közepére a hátságon már 250–300 cm közötti talajvízszint-csökkenés alakult ki, melyért főként — a rétegvíz- és talajvízkitermelés, a földhasználat változásai, és egyéb tényezők mellett — az időjárási szélsőségek a felelősek (SZALAI J. 2012). 35 éves csapadék- és talajvízszint-idősorok felhasználásával SZALAI J. et al. (2011) öt térbeli klasztercsoportot különítettek el a területre vonatkozóan, melyeket a talajvízjárás befolyásoló háttértényezők és a különböző mértékű talajvízszint-süllyedések különböztetnek meg. A tanulmányban a Szeged környékén elhelyezkedő kutakat abba a csoportba sorolják, amely esetében 1995-ig a talajvízszint süllyedés 100 cm körül alakult. A talajvízjárás periodikus süllyedéseit a Duna–Tisza közén különböző periodicitásmódosítási módszerekkel vizsgálták több évtizedes idősorokra vonatkozóan (KOVÁCS et. al 2004, 2010). A számítások eredményeként éves periódust mutattak ki a vizsgált kutak döntő többségénél, öt év körüli periódusidőt a kutak 87%-ánál, továbbá 11 év körüli periódust a kutak 69%-ánál. A fentiek alapján egyértelmű, hogy a talajvízszint-idősorok vizsgálata széles körben elterjedt, azonban a talajvízrendszer fraktál tulajdonságairól szinte egyáltalán nincs információ hazai viszonylatban.

Jelen kutatásban  $R/S$  analízis segítségével vizsgáljuk, hogy a szegedi talajvízrendszer vízjárása rendelkezik-e hosszú távú emlékezettel, és jellemzi-e a frakcionális Brown-típusú mozgás. A másfél, illetve 14,5 éves idősorok elemzésével arra keressük a választ, hogy milyen erős hatást gyakorol a Tisza a kutak talajvízjárására, illetve mennyire hasonlít a különböző kutakban mért talajvízidősorok viselkedése a folyóéhoz. Célunk az egyes kutakra vonatkozó Hurst-féle kitevő meghatározása, melyek segítségével feltárjuk a folyó–talajvíz kapcsolatrendszert és összefüggéseket keresünk a földtani felépítéssel. A kutatás eredményei segíthetik az igen összetett városi talajvízrendszer hidrodinamikájának és transzportfolyamatainak megértését, és — további vizsgálatokkal — lehetővé tehetik a rendelkezésre álló vízszintadatokból a jövőbeli vízállások, áradások előrejelzését.

## Anyag és módszer

A korábbi talajvíz-minőségi monitoringvizsgálatainkat (FEJES et al. 2012b) követően a talajvíz mennyiségi állapotának, változásainak feltárására helyeztük a hangsúlyt. Kutatásunkba 16 monitoringkutakat vontunk be a szegedi talajvíz-megfigyelő kúthálózat tagjai közül, melyekbe 2012 januárjában DA-S-LRTB 122 típusú, illetve IRIS MTS 300 típusú állandó vízszintmérőt telepítettünk. A mérések 2012. 01. 11. és 2013. 07. 10. között zajlottak, a műszerek négy-, illetve félórás időközönként rögzítették a talajvízszinteket. Ezen 16 kút másfél éves idősorait további talajvízszint-idősorokkal egészítettünk ki, melyeket az Alsó-Tisza vidéki Vízügyi Igazgatóság (ATIVIZIG) bocsátott rendelkezésünkre. A 14 db ATIVIZIG talajvíz-megfigyelő kút vízállását három napos időközönként OTT Thalimedes Water Level Sensorral és szalagos méréssel regisztrálták. Az idősorok több mint 14 év hosszúságúak, a 2000. 01. 01. és 2013. 07. 10. közötti időszakot fedik le. A különböző hosszúságú és mérési intervallumú idősorok összehasonlításával azt is vizsgáltuk, hogy a rövidebb vagy kevesebb adatot tartalmazó idősorok is alkalmasak-e a szegedi talajvíz hidrodinamikájának jellemzéséhez. Az összesen 30 talajvíz-monitoringkút kiválasztásánál arra törekedtünk, hogy a várost teljesen lefedő hálózatot kapjunk (1. ábra). A Tisza esetében napi és 3 napos intervallumú idősort használtunk a talajvízszint-idősorok hosszúságának megfelelően.

Az R/S analízist megelőző alapstatisztikai vizsgálatokat IBM SPSS 20.0 szoftverrel végeztük el, melynek célja az adatbázis részletes ellenőrzése és előkészítése volt. Megtörtént a hiányzó értékek kizárása, a kiugró és extrém

értékek szűrése, valamint a normalitás vizsgálat (hisztogram, ferdeség/csúcsosság próba, Q–Q diagram). Az R/S analízis lehetővé teszi különböző időskálájú adatok összehasonlítását is, ezért minden kút vizsgálatához a lehető legnagyobb adatállományt használtuk fel (félórás, négyórás és napi időközű vízszintek).

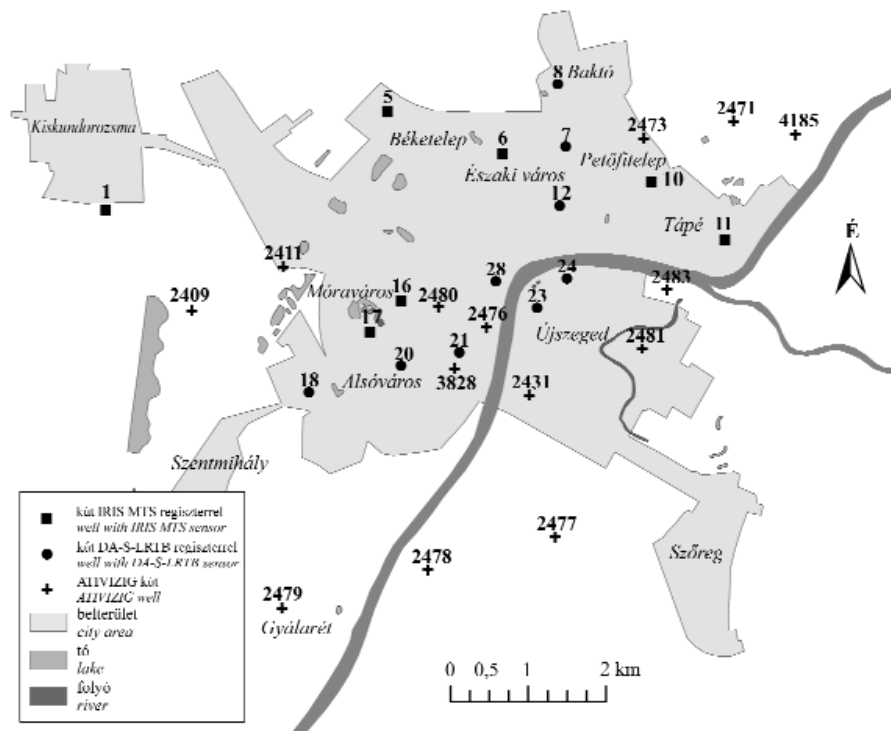
A talajvíz és a folyó vízjárása hosszú távú emlékeztetének vizsgálatához, perzisztens vagy antiperzisztens mivoltának meghatározásához R/S statisztikát alkalmaztunk. A hosszú emlékeztet vizsgálatára alkalmas módszerek közül az újraskálázott terjedelem (R/S) a legelterjedtebb, amely a legkisebb becslési hibával rendelkező módszerek egyike (KALE & BUTAR 2011). Az R/S analízist Benoit 1.3 fraktál-geometriai szoftverrel végeztük el, mely alkalmas az adatok fraktál tulajdonságainak meghatározására. A program különböző időperiódusokra kiszámolja a kumulált adatok átlag körüli ingadozásainak  $R$  terjedelmét, majd ezt az adatok  $S$  szórásával elosztva standardizálja, melynek eredményeként megkapjuk a Hurst-exponenst.

Az R/S analízissel történő Hurst-együttható becslése a következő 3 lépésből áll (KALE & BUTAR 2011):

1. lépés: A kumulatív összeg minden időpontra megadható az  $N$  hosszúságú idősorra a következő képlet alapján:

$$\Gamma_{N,k} = \sum_{i=1}^k (F_i - \mu_N), \text{ ahol } 0 < k \leq N,$$

ahol  $F_i$  = az idősor értéke az  $i$ -edik időpontban,  $\mu_N$  = a teljes



1. ábra. A talajvíz-monitoring-kutak elhelyezkedése a mintaterületen  
Figure 1. The location of groundwater monitoring wells in the sample area

adatbázis átlaga, amely megadható az alábbi összefüggéssel:

$$\mu_N = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i$$

A  $GR$  terjedelme megadható a

$$R = \text{Max}(\Gamma_{N,K}) - \text{Min}(\Gamma_{N,K}),$$

képlettel, ahol  $\text{Max}(\Gamma_{N,K})$  = maximum értéke és  $\text{Min}(\Gamma_{N,K})$  = minimum értéke (PETERS 1996).

A teljes adatbázis értékeinek standard szórása megadható az alábbi összefüggéssel:

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N [F_i - \mu_N]^2}$$

Az újraszkalázott terjedelem (Rescaled Range) =  $R/S$

2. lépés: A következő lépésben vesszük  $N=N/2$ -t, tehát két részintervallumra osztjuk az időtengelyt. Ekkor az  $R/S$  átlag értékét kiszámoljuk. A teljes folyamatot megismételjük az adatbázis folyamatosan csökkenő intervallumaira és kiszámoljuk az átlag  $R/S$  értékeket.

3. lépés: A Hurst-együttható meghatározható, ha  $\log(R/S)$ -t ábrázoljuk  $\log(N)$  függvényében; a rájuk illesztett regressziós egyenes meredeksége adja a Hurst-féle kitevőt (MONTANARI et al. 1999).

A kapott Hurst-együtthatókat térképen ArcMap 10 programmal jelenítettük meg, IDW (Inverse Distance Weighting) interpolációt alkalmazva.

### A terület földtani és vízföldtani jellemzői

Szeged átlagos tengerszint feletti magassága 84 mBf., az átlagmagasság nyugatról kelet felé 4–5 m-rel csökken. Éghajlata meleg és száraz, évi középhőmérséklete 10,5 °C körül mozog, átlagos csapadékmennyisége 489 mm (OMSZ 2013).

A felszín kialakításában a legnagyobb szerepet a Tisza és a Maros folyórendszere játszotta. A jelentős vastagságú pliocén rétegeket több száz méter vastagságban pleisztocén- és holocén folyóvízi üledék fedi (MAROSI & SOMOGYI 1990). A felszíni viszonyok jelentősen megváltoztak az 1879-es szegedi nagy árvizet követően, amikor az alacsonyan fekvő területek magasságát jelentős vastagságú feltöltéssel növelték meg (ANDÓ 1979). A különböző vastagságú feltöltések miatt a felső 1–2 m-re vonatkozóan — a nagyobb beépítettséggel jellemezhető területeken — nem beszélhetünk földtani képződményekről, csak igen heterogén anyagú, mesterséges feltöltésről. A felszín alatt 1,5 m és 3,5 m között a belváros jobb parti részén szintén csak a feltöltés jellemző, a többi területen pedig az infúziós lösz elterjedése a leggyakoribb. A Tisza bal parti oldalán holocén képződmények

fordulnak elő: ártéri, mocsári, tavi agyag és fiatalabb öntésiszap (KASZAB 1987).

A jobb parti oldalt tekintve a 3–4 méteres lösz alatt helyenként vékony homokos iszap, majd 1–3 m vastag agyag és agyagosiszap-réteg következik. Alatta a Felsővárosban vékony, az Alsóvárosban akár 4–5 m-re vastagodó iszapos finomhomok következik, majd 2–3 m-es agyag. A két agygréteget elválasztó finomhomokos réteg a Tisza 0 pontja körül vízbenyomulást tesz lehetővé, azaz a víz a löszön át a felszínre juthat. Ennek akadálya, hogy e réteg a legtöbb helyen vékony, illetve kicsi a vízáteresztő képessége. A felszíni lösz Kiskundorozsma irányába 3 m-t emelkedik Szeged felől, benne lassú talajvízi szivárgás irányulhat Szeged felé. A talajvíz szintje Szegeden mindenütt a löszben, vagy a lösz alatti homokos iszapban van, ezért belvizes években az alacsonyan fekvő Alsóvárosban és Petőfitelepen a talajvíz a felszínre kerülhet (MIHÁLTZ 1966).

A Tisza bal partján a Tisza jelenkori allúviuma alkotja a felszínt, ez 2–3 m-rel mélyebb a jobb part 79 mBf. körüli pleisztocén felszínénél. Ez az allúvium helyenként a jobb partra is kiterjed, főként az Alsóváros, a Belváros és a Felsőváros partszegélyén. A Tisza-völgy allúviumának települése a következő: a pleisztocén üledékek kierodált felszínére alul durvább, felfelé egyre finomodó laza folyóvízi homok, majd iszapos finomhomok, finomhomokos iszap, agyagos iszap, végül réti agygrétegek települtek, melyeket vékony lepelként borít a legfiatalabb öntésiszap (MIHÁLTZ 1967).

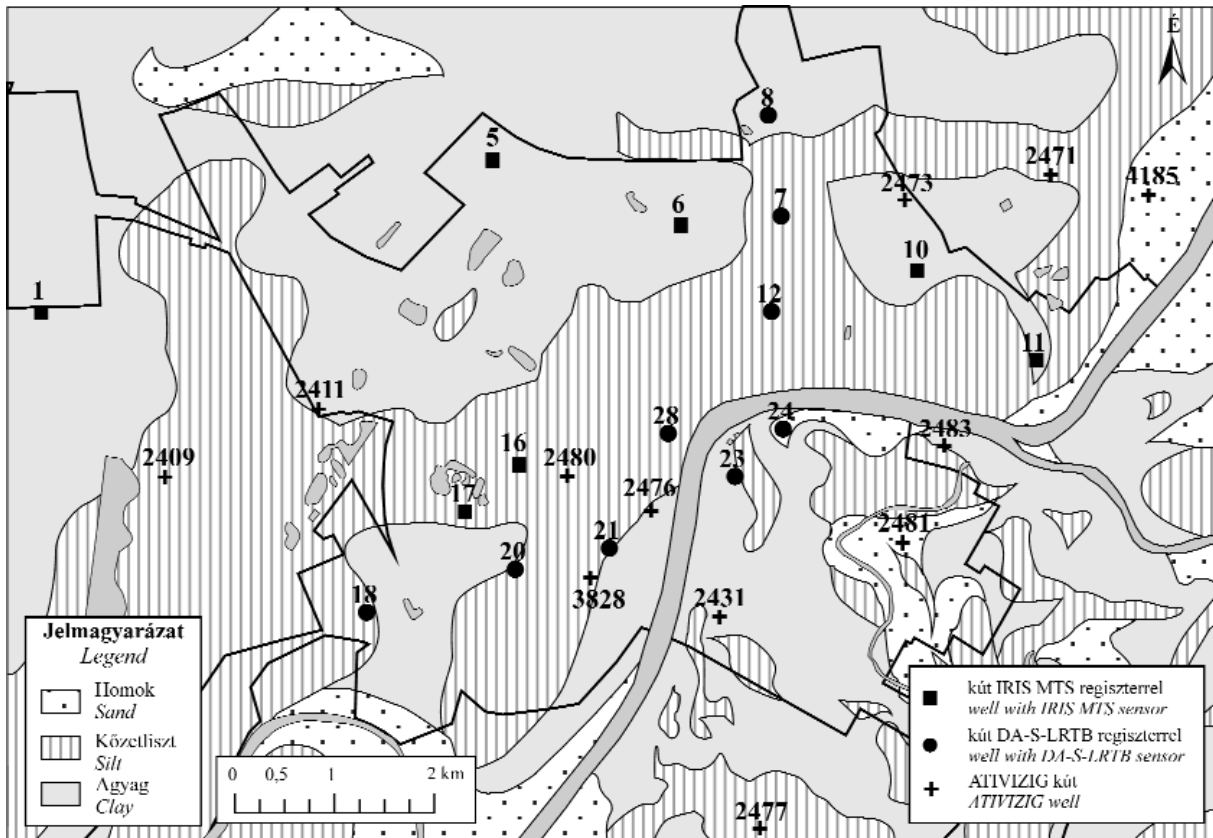
A talajvíz vonatkozásában el kell különítenünk a Tisza jobb parti és bal parti oldalát, ugyanis nem határozható meg egy, az egész területre egységesen összefüggő talajvíztároló réteg. A két oldal között a legfontosabb különbség, hogy a Tisza jobb parti területén a talajvíz általában nyílt tükrű, míg az ellentétes oldalon feszített tükrű (KASZAB 1987). Szegeden a talajvíz szintje jellemzően 3 m-nél mélyebben található, mely mélység vázlatos földtani felépítését a 2. ábra mutatja be. Az ábrát KASZAB (1987) térképe alapján szerkesztettük az általunk vizsgált kutakhoz tartozó fúrási adatok alapján módosítva.

A városi sajátosságokból adódóan mesterséges hatások is befolyásolják a talajvíz mennyiségét és áramlási viszonyait. A települési vízgazdálkodást tekintve fontos kiemelni, hogy Szeged területének 100%-a csatornázott és a csapadékvíz elvezetéséről közel 250 km nyílt árok gondoskodik (ÁGOSTON 2004). A belterületi vízrendezés egyik kiemelt feladata, hogy megakadályozza a káros mértékű talajvízszint-emelkedést, tehát egy kritikus, felszínközeli talajvízállás esetén szabályozza azt. Ez a feladat Szeged túlnyomó részén megoldott.

### Eredmények

#### Az idősorok jellemzése

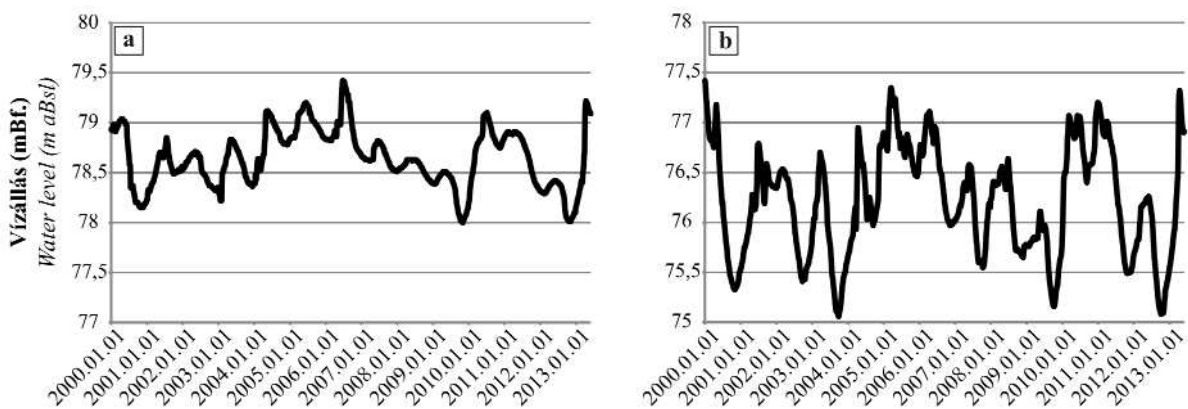
A talajvíz görbéket (két tipikus diagram a 3. ábra a és b részén) vizsgálva kimondható, hogy a kutak vízállásai hasonló trendeket mutatnak a vizsgált 14,5 éves időszakban,



2. ábra. A mintaterület vázlatos földtani térképe 3,5–5,5 m mélységben (KASZAB 1987 után módosítva) a monitoringkutak feltüntetésével  
 Figure 2. Schematic geological map of the study area at depth 3.5–5.5 m (modified after KASZAB 1987) with indication of the monitoring wells

miszerint a talajvízszintek maximumai 2005-ben és 2006-ban adódtak, míg a minimumok a 2011 tele és 2013 tavasza közötti időszakra tehetőek. A talajvízgörbék évi menetét tekintve a vizsgált időszak alatt a talajvíz maximuma áprilisra és májusra, esetenként júniusra esett, míg a vízszintek minimumát — néhány kivételtől eltekintve — októberben és novemberben mérték. Az átlagos éves ingadozásokat elemezve nagy különbségek figyelhetők meg mind időben,

mind térben. Az időbeli eltéréseket tekintve a legnagyobb éves ingadozás 2000-ben volt megfigyelhető, a legkiegyenlítettebb vízjárás pedig a 2001. és a 2008. évhez köthető. A több mint 14 éves idősort tekintve az átlagos évi ingás 0,56 m és 2,84 m között alakult, a legkisebb ingással a belváros közepén található 2476. kút, míg a legnagyobbal a külterületen lévő 4185. és 2478. kút jellemezhető. Mindhárom kútban közös, hogy a Tisza közelében helyezkednek el.



3. ábra. A talajvízszintek alakulása a 2476. kút (a) és a 2481. kút (b) példáján 2000. 01. 01. és 2013. 07. 10. között (a vonatkozó 3 napi adatok felhasználásával)

Figure 3. Fluctuations of shallow groundwater level in the example of wells No. 2476 (a) and No. 2481 (b) within the interval 01-01-2000 and 10-07-2013 (using the respective 3-day-data)

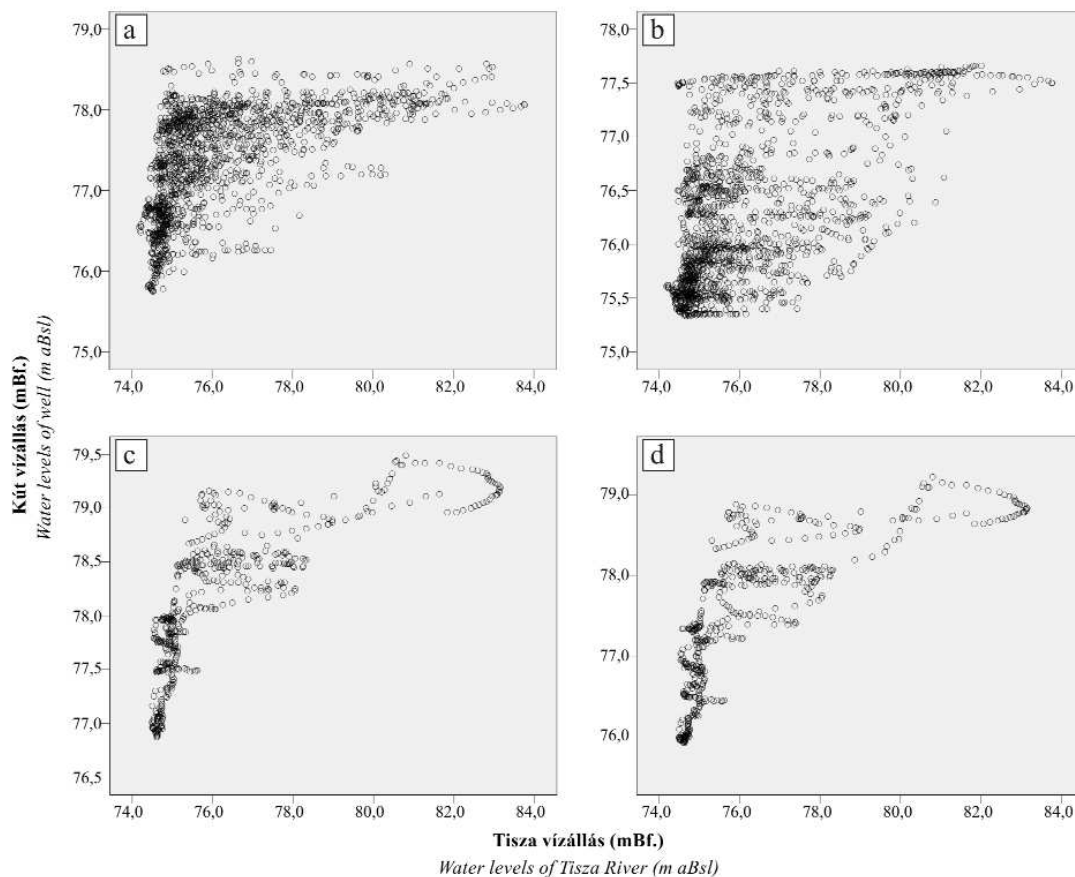
A hosszabb idősorok utolsó 1,5 évét a saját 1,5 éves méréseinkkel összevetve igen hasonló trendeket és statisztikai kapcsolatokat fedeztünk fel, tehát a rövidebb idősorok is alkalmasak a szegedi talajvíz hidrodinamikájának vizsgálatára. Az egyes kutakhoz tartozó idősorok eloszlás vizsgálatánál kiderült, hogy az adatok nem normál eloszlásúak, az esetek túlnyomó részénél két módusú hisztogramokat kaptunk (kivéve a külterületi 2471. kút és az alacsony beépítettségű területen található 2431. kút esetében). Ez azzal magyarázható, hogy a már korábban is említett városi vízrendezések (csatornázás, áttemelések, kitermelés stb.) hatása miatt a talajvíz szintje nem emelkedik egy bizonyos (felszínhez közeli) szint fölé, tehát például a csapadékmennyiség növekedése ellenére változatlan marad a talajvízállás ezen maximális pont elérését követően. Néhány külterületen elhelyezkedő kút kivételével (2477., 2478., 4185.) még a legcsapadékosabb években sem emelkedett 0,5 méternél közelebb a felszínhez a talajvíz szintje (FEJES et al. 2012a). A Tisza vízállásait a talajvízállásokkal összevetve (4. ábra) is jól elkülöníthető az a szint, mely felett már a mesterséges hatások dominálnak, ugyanis a Tisza legmagasabb vízállásainál a talajvíz szintjének változása teljesen független a folyó vízszintingadozásaitól. Mivel kutatásunk során a

természetes hatások feltárása volt a cél, a kutak vízszint-idősorairól leválasztottuk ezeket a mesterséges hatást jelző adatokat, és az így megmaradt — már normál eloszlású — adathalmazt használtuk fel a további vizsgálatokhoz.

#### Az R/S statisztika eredményei

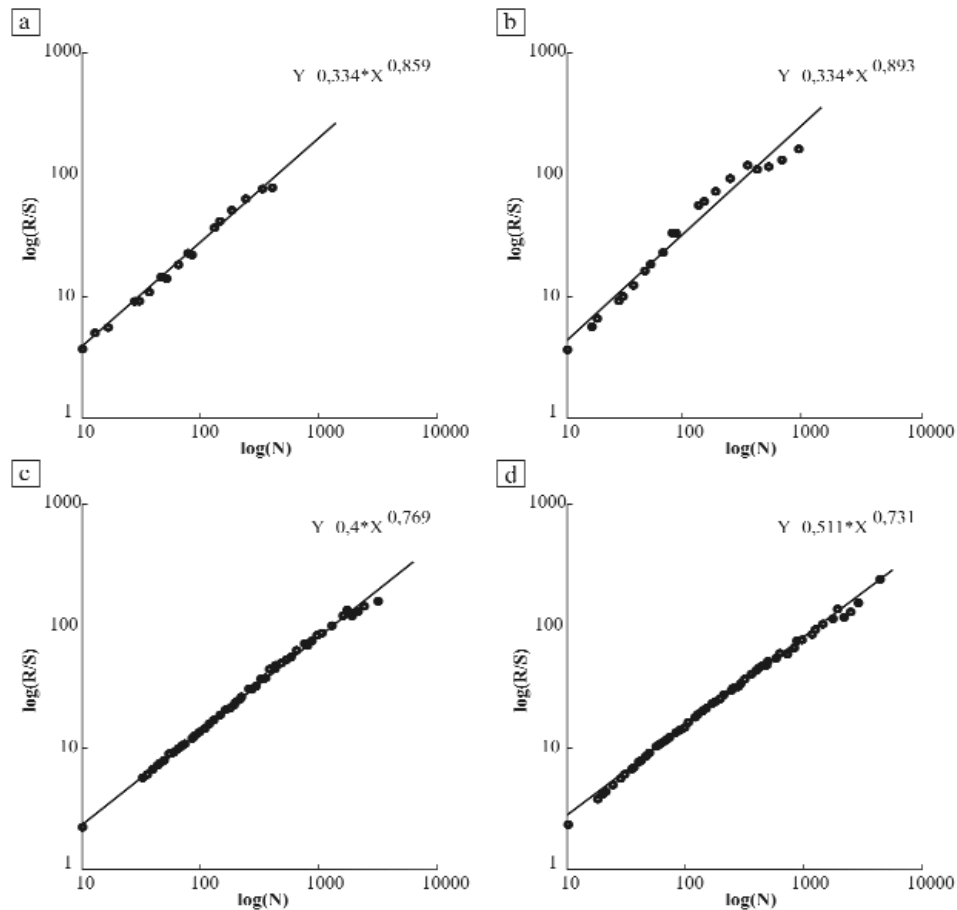
A mesterséges hatásokat jelző adatok leválogatását követően az eredeti adatok 46–100%-a maradt meg (a két normál eloszlású idősorral rendelkező 2431. és 2471. kút esetében felhasználtuk az összes adatot), így 502–20 947 közötti adatszámmal dolgozhattunk. Számos kutatás alapján az R/S analízis relatíve rövid idősoroknál is megbízható eredményt ad. DELIGNIERES et al. (2006) szerint 250 adat felett, CHAMOLI et al. (2007) vizsgálatai alapján már 150 adat felett nagy pontossággal alkalmazható. Az idősor hosszúságára vonatkozó kritériumoknak tehát minden kút időszora megfelelt. Az analízis során a  $\log(R/S)$ -t a  $\log(N)$  függvényében ábráztuk, melyekből négy jellemző példát az 5. ábra mutat be. Az analízis eredményeit az 1. táblázat tartalmazza.

Az R/S statisztikával a Tiszára 0,65 H értéket számítottunk, melyhez hasonló exponenst ( $H=0,7$ ) eredménye-



4. ábra. A Tisza vízállása a 2473. kút (a), a 2483. kút (b), a 18. kút (c) és a 20. kút (d) vízállásának függvényében (a vonatkozó 3 napi és napi adatok felhasználásával)

Figure 4. The water levels of the Tisza River vs. the water levels of wells No. 2473 (a), No. 2483 (b), No. 18 (c) and No. 20 (d) (using the respective 3-day-data and daily data)



5. ábra. A  $\log(R/S)$  a  $\log(N)$  függvényében a 2473. kút (a), a 2483. kút (b), a 18. kút (c) és a 20. kút (d) példáján a vonatkozó 3 napi és félórás adatok felhasználásával

Figure 5.  $\log(R/S)$  vs.  $\log(N)$  in the example of wells No. 2473 (a), No. 2483 (b), No. 18 (c) and No. 20 (d) using the respective 3-day-data and half-hour-data

I. táblázat. Az R/S statisztika eredményei

Table I. Results of R/S analysis

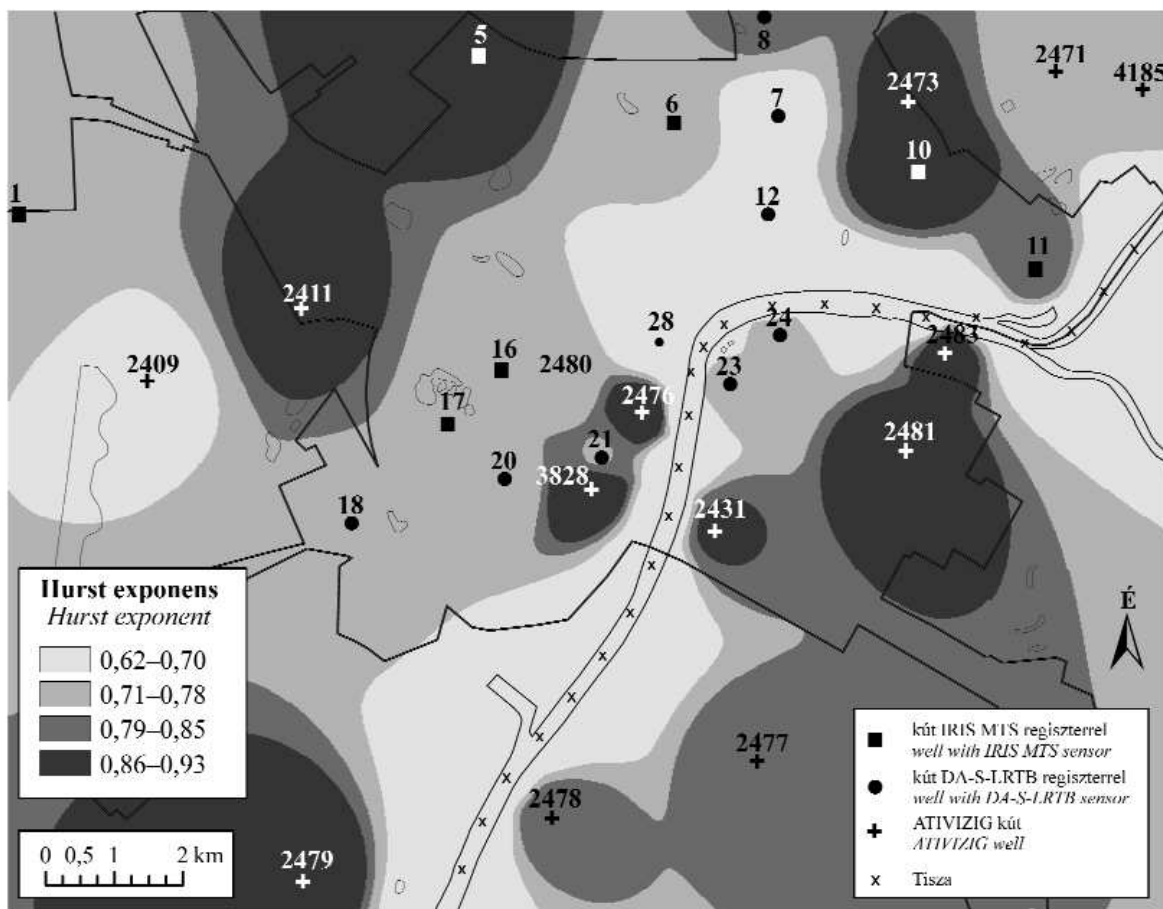
Kút Well	Hurst exponens Hurst exponent	Fraktál dimenzió Fractal dimension	Szórás Standard deviation	Adatszám Data amount	Kút Well	Hurst exponens Hurst exponent	Fraktál dimenzió Fractal dimension	Szórás Standard deviation	Adatszám Data amount
1	0,73	1,27	0,033	605	2409	0,69	1,31	0,065	1031
5	0,88	1,12	0,012	630	2411	0,87	1,13	0,204	755
6	0,71	1,29	0,028	599	2431	0,86	1,14	0,264	1289
7	0,68	1,32	0,520	12503	2471	0,73	1,27	0,081	1633
8	0,79	1,21	0,129	19865	2473	0,86	1,14	0,127	859
10	0,92	1,08	0,112	869	2476	0,90	1,10	0,176	922
11	0,84	1,16	0,011	683	2477	0,81	1,19	0,114	808
12	0,68	1,32	0,169	15812	2478	0,83	1,17	0,335	1485
16	0,73	1,27	0,042	501	2479	0,91	1,09	0,198	888
17	0,80	1,20	0,091	614	2480	0,75	1,25	0,143	1603
18	0,77	1,23	0,196	20158	2481	0,91	1,19	0,249	724
20	0,73	1,27	0,124	17935	2483	0,89	1,11	0,156	844
21	0,81	1,19	0,055	13655	3828	0,93	1,07	0,262	1339
23	0,75	1,25	0,419	17388	4185	0,75	1,25	0,088	659
24	0,75	1,25	0,045	20947	Tisza	0,65	1,35	0,323	4939
28	0,62	1,38	0,410	18949					

zett korábban ELEK & MÁRKUS (2005) R/S analízise a folyó szegedi vízmércéhez tartozó idősorára vonatkozóan. A Tisza és az egyes kutak Hurst-féle kitevőjét összehasonlítva lehetővé válik a kutak elkülönítése hosszú távú viselkedésük alapján, illetve, hogy milyen mértékben hasonlít fluktuációjuk a Tiszáéra. Az egyes talajvíz-idősorok H értékei 0,62 és 0,93 között szóródnak, tehát a Tiszához hasonlóan perzisztens jellegűek. A perzisztencia a talajvíz esetén azt jelenti, hogy amennyiben a talajvízszint emelkedik (vagy csökken) egy periódusban, akkor várhatóan az emelkedés (vagy csökkenés) folytatódni fog a következő periódusban is. Az eredmények arra is reflektálnak, hogy a különböző hosszúsággal, mérési intervallummal és adatszámmal rendelkező idősorok a skálainvariáns jellegnek megfelelően jól összevethetők ezzel a módszerrel, ugyanis az egyes kutaknál hasonló Hurst-féle kitevőket kaptunk. A legalacsonyabb H-érték ( $H=0,62$ ) a 28. számú kútnál adódott, míg a legmagasabb (0,91–0,93) értékek a 2479., a 2481., a 10. és a 3828. kutakat jellemzik. A Tiszához leginkább közelítő Hurst-együttható ( $H=0,65$ ) a 7., 12. és 28. számú mérési pontokhoz társul 0,62–0,68 közötti H-értékekkel, ám kis különbséggel ehhez a sorhoz csatlakozik a 2409. jelű kút is ( $H=0,69$ ).

## Diszkusszió

### A Tisza és a talajvíz hosszú távú kapcsolatrendszere, összefüggések a földtani viszonyokkal

A kapott Hurst-együtthatók (0,62–0,93) alapján vitathatatlan, hogy a szegedi talajvízrendszer vízszintingadozásait frakcionális Brown-típusú mozgás jellemzi, ám azok eltérő fokú perzisztenciával írhatók le. Az eredmények térbeli összehasonlításához az egyes kutakra és a Tiszára vonatkozó Hurst-féle kitevőket térképen ábrázoltuk (6. ábra). Fontos megjegyezni, hogy az interpolációt kizárólag a jó vizuális megjelenítés érdekében használtuk, hiszen a szomszédos kutak között nem feltétlenül beszélhetünk hidrodinamikai kapcsolatáról. Az ábra segítségével lehatárolhatók azok a kutak, melyek talajvízszint-változása leginkább hasonlít a Tisza fluktuációjára. A legvilágosabb szín reprezentálja a Tiszához tartozó  $H=0,65$  értéket, illetve az ettől az értéktől kismértékben eltérő exponenseket (0,62–0,69); tehát minél világosabb egy terület, ott annál inkább hasonlít a talajvízszintek viselkedése a Tisza vízszintváltozásaihoz. Az eredmények alapján ebbe a kategóriába a 7., a 12., a 28. és a 2409. kút tartozik, melyek közül a 28. számú



6. ábra. A Hurst exponensek térbeli megoszlása a Tisza és a talajvíz vonatkozásában (a Tisza H értékei 25 ponton megadva)

Figure 6. Spatial distribution of Hurst exponents of the Tisza River and groundwater ( $H$  values of the Tisza River were given in 25 points)

belvárosi kút talajvízjárása jellemezhető a legalacsonyabb perzisztenciával ( $H=0,62$ ). A Tisza fluktuációjával való hasonlóság a 28. és a 12. kút esetében egyértelmű, hiszen előbbi mindössze 350 m-re fekszik a folyótól, míg utóbbi a Tisza egykori holtágának területén található. A 2409. kút bár igen távol helyezkedik el a Tiszától, a hasonló érték a Maty-ér közelségével magyarázható, ugyanis az ér jelenleg is hidrológiai kapcsolatban van a folyóval, vízutánpótlását közvetlenül a Tiszából kapja. A 7. kút Hurst-együtthatója ( $H=0,68$ ) szintén hasonló a Tiszáéhoz, ám ez nem feltétlenül jelenti a folyóval való kapcsolatot. A kút több mint 1,5 km-re helyezkedik el a Tiszától, ezért valószínűsíthetően a folyó fluktuációja itt már nem befolyásolja a talajvízállást, azonban a hasonló exponensű 12. kúttal lényegében azonos földtani felépítés jellemzi. A Tiszától néhány 100 m-re található 23., 24., 2476. és 2483. kutak esetében a folyóra jellemző  $H=0,65$  értéknél jóval magasabb Hurst-együtthatókat kaptunk, tehát viselkedésük kevésbé hasonlít a folyóra, melyek oka lehet, hogy e kutak közvetlen környezetében döntően rossz vízvezető képességű agyag található. Három kút (2479., 2481. és 2483.) esetében a Tiszától nagyban eltérő  $H$ -érték a vízrajzi helyzetükkel hozható összefüggésbe, ugyanis a 2479. kút a Gyálai Holt-Tisza, míg a 2481. és a 2483. kút a Holt-Maros partján található, melyek vízszint-ingadozásai befolyásolhatják inkább a talajvízjárást ezeken a területeken.

A legmagasabb  $H$ -értékekkel ( $H>0,86$ ) leírható, és így a legnagyobb fokú perzisztenciával jellemezhető idősorokhoz tartozó kutak (5., 2411., 2473., 10., 2476., 3828., 2479., 2431., 2481. és 2483.) elhelyezkedése látszólag véletlenszerű, azonban földtani felépítésüket vizsgálva igencsak hasonlóak. A kutak környezetének rétegsorát a telepítésükkor készített fúrási jegyzőkönyvekből 10 m mélységig (a telepítéskori talpmélységig) ismerjük. Az előbb felsoroltak közül a Tisza jobb partján elhelyezkedő 7 kút esetében a teljes szelvény agyag, míg a három bal parti kútnál a felső néhány m-ben az iszap és az agyag dominál. Ezek alapján kijelenthető, hogy a leginkább agyagos területeken erős perzisztencia jellemezi a talajvíz viselkedését. Azon kutak talajvízjárása, melyek környezetében — főként a felszín közelében — számottevő, legalább 1 m vastagságú homok a jellemző (1., 6., 12., 18., 20., 21., 28.), alacsonyabb perzisztenciával írható le ( $H<0,78$ ). Ez azzal magyarázható, hogy a homok jobb vízvezető képessége révén a beszivárgó vizet gyorsan átteresztí, kevésbé képes hosszú időn keresztül a talajvízszintek növekvő vagy csökkenő tendenciáját biztosítani, így viselkedése jobban közelít a véletlenszerű mozgáshoz.

Az egyes kutakban mért átlagos relatív talajvízszinteket a Hurst-féle kitevőkkel összevetve nem találtunk szignifikáns kapcsolatot, tehát a talajvízjárás hosszú távú emlékezetét a talajvízszintek felszíntől való mélysége nem befolyásolja számottevően. A  $H$ -értékek térbeli eloszlását vizsgálva látható, hogy a magas és alacsony exponenseket jelző anomáliák elhelyezkedése igen változatos, taláunk nagy perzisztenciával jellemezhető részeket a feltöltött belvárosban és a külterületeken egyaránt. Ezek alapján a beépí-

tettségtől és az egyéb városi jellegből adódó antropogén hatásoktól független a Hurst-féle kitevők térbeli eloszlása, tehát az adatokat helyesen válogattuk le, melyekkel így valóban csak a természetes folyamatokat vizsgáltuk. A fentiek tükrében kijelenthetjük, hogy a talajvíz fraktál viselkedését elsősorban a földtani viszonyok (és a vízvezető képesség), illetve néhány területen a Tisza fluktuációja határozza meg.

## Következtetések

Tanulmányunkban a szegedi talajvízrendszer és a Tisza vízjárását, valamint R/S analízis segítségével ezek fraktál tulajdonságait vizsgáltuk, melyek alapján az alábbi következtetésre jutottunk:

A talajvíz monitoring kutak vízállás adatait elemezve hasonló vízjárási trendeket tártunk fel, miszerint a talajvízszintek maximumai a 2005. és a 2006. évre tehetőek, míg a minimumok a 2011. tele és 2013. tavasza között alakultak a vizsgált időszak során (2000. 01. 01. és 2013. 07. 10. között). Az éves trendeket illetően a maximumok tavasz végén, míg a minimumok őszi végén adódtak.

A talajvízszint-adatok eloszlásvizsgálatával kiderült, hogy az idősorok többsége kétmódusú, tehát nem normál eloszlású. A két módus abból adódik, hogy a talajvízszint egy bizonyos szintet meghaladva már nem, vagy alig változik, mely felett valószínűleg a városi jellegből adódó mesterséges hatások a meghatározóak. A természetes hatások vizsgálatához tehát szükséges a talajvízszint-idősorokról levalasztni ezeket az adatokat.

A Tisza 14,5 éves vízállás idősorára az R/S analízis során  $H=0,65$  eredményt kaptunk, mely alapján a folyó perzisztens jellegű. Igaz tehát a folyó fluktuációjára, hogy magas vízállásokat nagyobb valószínűséggel követnek magas vízállások és kisebbeket pedig nagyobb valószínűséggel kisebbek.

Bizonyítottuk a hosszú távú memória meglétét a szegedi talajvízjárásra vonatkozóan is, hiszen az egyes kutakhoz tartozó Hurst-együtthatók minden esetben 0,5 felett alakultak; 0,62 és 0,93 közötti értékekkel.

A kapott  $H$ -értékek rávilágítanak arra is, hogy az R/S analízis skálainvariáns jellege miatt alkalmas az eltérő hosszúságú (14,5 éves és 1,5 éves) és mérési intervallumú (3 napos, fél-, illetve négyórás) idősorok összevetésére, ugyanis a vizsgált területen a különböző kutakhoz tartozó idősoroknál igen hasonló értékeket eredményezett.

Az egyes talajvízkutakhoz tartozó Hurst-féle kitevők alapján néhány kút esetében hasonló viselkedést mutat a talajvíz járása, mint a Tiszáé. Ezeknél a kutaknál — egy kivételével — bizonyítható a Tiszával való hidrológiai kapcsolat.

A Hurst-együtthatók térbeli eloszlását ábrázoló térképet az egyes kutak környezetének földtani viszonyaival összevetve számos összefüggést fedeztünk fel. Általánosságban elmondható, hogy a több méteres agyagszinttel jellemezhető területeken a talajvízjárás perzisztenciája jóval

nagyobb fokú, mint a relatíve vastag homokréttaggal rendelkezők esetén. A fentiek alapján tehát a földtani felépítés, illetve a képződmények vízvezető képessége erősen befolyásolja a talajvízjárás hosszú távú memóriáját.

### Köszönetnyilvánítás

A kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói,

illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program című kiemelt projekt által nyújtott személyi támogatással valósult meg. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

A kutatás eszközbeszerzéseit a TÁMOP-4.2.2/08/ 1/2008-0008 keretében a Nemzeti Fejlesztési Ügynökség támogatta.

Köszönettel tartozunk továbbá Dr. SZANYI Jánosnak, Dr. Kovács Balázsnak és Dr. MUCSI Lászlónak, hogy a vízszintmérőket rendelkezésünkre bocsátották.

### Irodalom — References

- ÁGOSTON I. 2004: Szeged város vízellátásának és csatornázásának krónikája. — Szegedi Vízmű Zrt., Szeged, 134 p.
- ANDÓ M. 1979: Szeged város település-szintje és változásai az 1879. évi árvízkatasztrófát követő újjáépítés után. — *Hidrológiai Közlöny* **59/6**, 274–276.
- BAKUCZ P. 1996: A hidrodinamikai fraktál diszperzió. — *Hidrológiai Közlöny* **76/5**, 289–299.
- BENKÓ Zs., MOLNÁR F. & LASPINASSE, M. 2008: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában I.: Módszertani alapvetés és alkalmazás a Velencei-hegység fluidummobilizációs folyamataira. — *Földtani Közlöny* **138/3**, 229–246.
- CHAMOLI, A., BANSAL, A. R. & DIMRI, V. P. 2007: Wavelet and Rescaled Range approach for the Hurst coefficient for short and long time series. — *Computers & Geosciences* **33**, 83–93.
- DELIGNIERES, D., RAMDANI, S., LEMOINE, L., TORRE, K., FORTES, M. & NINOT, G. 2006: Fractal analyses for ‘short’ time series: A reassessment of classical methods. — *Journal of Mathematical Psychology* **50**, 525–544.
- ELEK P. & MÁRKUS L. 2005: Tisza és mellékfolyói vízhozam-adatainak idősoros elemzése. — *Kézirat*, Kutatási jelentés, 36 p.
- ELEK, P. & MÁRKUS, L. 2004: A long range dependent model with nonlinear innovations for simulating daily river floods. — *Natural Hazards and Earth System Sciences* **4**, 277–283.
- FAMIGLIETTI, J. S., RYU, D. R., BERG, A. A., RODELL, M. & JACKSON, T. J. 2008: Field observations of soil moisture variability across scales. — *Water Resources Research* **44**, W01423. doi:10.1029/2006WR005804.
- FEJES I., FARSANG A. & M. TÓTH T. 2012a: Talajvíz minőségi és mennyiségi monitoring városi környezetben, Szegeden. — *Földrajzi Közlemények* **136**, 254–270.
- FEJES, I., FARSANG, A. & PUSKÁS, I. 2012b: Potential effects of the contaminated groundwater on human health in Szeged, SE Hungary. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* **7/3**, 119–126.
- HURST, H. E. 1951: Long-Term Storage Capacity of Reservoirs. — *Transactions of the American Society of Civil Engineers* **116**, 770–799.
- HURST, H. E., BLACK, R. P. & SIMAIKA, Y. M. 1965: *Long-Term Storage: An Experimental Study*. — Constable, London, 145 p.
- KALE, M. & BUTAR, F. B. 2011: Fractal Analysis of Time Series and Distribution Properties of Hurst Exponent. — *Journal of Mathematical Sciences & Mathematics Education* **5/1**, 18–19.
- KASZAB I. 1987: Építésföldtani összefüggések Szeged és környéke felszínközeli üledékeiben. — A MÁFI és a Szeged Városi Tanács közös kiadása, Budapest. 113 p.
- KIRCHNER, J. W., FENG, X. & NEAL, C. 2001: Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations. — *Journal of Hydrology* **254**, 82–101.
- KOVÁCS J., SZABÓ P. & SZALAI J. 2004: Talajvízállás adatok idősoros vizsgálatai a Duna–Tisza közén. — *Vízügyi Közlemények* **86/3–4**, 607–624.
- KOVÁCS, J., KISZELY-PERES, B., SZALAI, J. & KOVÁCSNÉ SZÉKELY, I. 2010: Periodicity in shallow groundwater level fluctuation time series on the Trans-Tisza Region, Hungary. — *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* **4–5**, 65–70.
- LI, Z. W. & ZHANG, Y. K. 2007: Quantifying fractal dynamics of groundwater systems with detrended fluctuation analysis. — *Journal of Hydrology* **336**, 139–146.
- LITTLE, M. A. & BLOOMFIELD, J. P. 2010: Robust evidence for random fractal scaling of ground water levels in unconfined aquifers. — *Journal of Hydrology* **393**, 362–369.
- M. TÓTH T. 2010: Determination of geometric parameters of fracture networks using 1D data. — *Journal of Structural Geology* **32/7**, 878–885.
- MANDELBROT, B. B. & WALLIS, J. R. 1969: Robustness of Rescaled Range R/S in Measurement of Noncyclic Long Run Statistical Dependence. — *Water Resources Research* **5**, 967–988.
- MÁRKUS, L. & KOVÁCS, J. 2002: Modelling water capacity of spring: A multifractal approach. — In: BAYER, U., BURGER, H. & SKALA, W. (eds): *Proceedings of IAMG 2002, 8th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology. Berlin, Germany*, 381–386.
- MAROSI S. & SOMOGYI S. (szerk.) 1990: *Magyarország kistájainak katasztere, I–II*. — MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest. 1023 p.

- MIHÁLTZ I. 1966: A Tisza-völgy déli részének vízföldtana. — *Hidrológiai Közlemények* **46/2**, 74–89.
- MIHÁLTZ I. 1967: A Dél-Alföld felszín közeli rétegeinek földtana. — *Földtani Közlemények* **97/3**, 294–307.
- MONTANARI, A., TAQQU, M. S. & TEVEROVSKY, V. 1999: On estimating the intensity of long-range dependence in the presence of periodicity: An empirical study. — *Math. Comput. Model.* **29**, 217–228.
- OMSZ (Országos Meteorológiai Szolgálat), 2013. [http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/varosok\\_jellemzoi/Szeged/](http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/varosok_jellemzoi/Szeged/) (Letöltés ideje: 2013. 09. 25.)
- PETERS, E. E. 1996: *Chaos and Order in the Capital Markets: A New View of Cycles, Prices, and Market Volatility* (2<sup>nd</sup> ed.). — John Wiley & Sons, Inc, 274 p.
- SZABÓ, GY. & BESSENYEI, É. 2013: Studying groundwater pollution in the surroundings of a recultivated sewage disposal site in eastern Hungary. — *Journal of Selçuk University Natural and Applied Science, Special Issue (IOCEST Conference 2013)*, 1–12.
- SZALAI J. 2003: Fejezetek a talajvízszint-észlelő hálózat kialakulásának és fejlődésének történetéből. — *Felszín Alatti Vizekért Alapítvány X. Konferenciájának kiadványa, Balatonfüred*. 19 p.
- SZALAI J. 2011: Talajvízszint-változások az Alföldön. — In: RAKONCZAI J. (szerk.): *Környezeti változások és az Alföld*. Nagyalföld Alapítvány, Békéscsaba, 97–110.
- SZALAI J. 2012: Időjárási szélsőségek hatása a Duna–Tisza köze talajvízjárásának alakulására. — In: BLANKA V. (szerk.): *Kockázat – konfliktus – kihívás: a VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának absztrakt kötete*. SZTE TTK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged, p. 205.
- SZALAI, Z., JAKAB, G. & MADARÁSZ, B. 2004: Estimating the vertical distribution of groundwater Cd and Cu contents in alluvial sediments (River Danube). — In: AAGARD, P. (ed.): *Proceedings of the International Workshop: Saturated and unsaturated zone: integration of process knowledge into effective models. COST action 629, Fate, Impact and Indicators of Water Pollution in Natural Porous Media. Rome, Italy*, 303–312.
- SZALAI J., KOVÁCS J. & KOVÁCSNÉ SZÉKELY I. 2011: A Duna–Tisza köze csapadék és talajvízszint-adatainak vizsgálata klaszteranalízissel. — In: RAKONCZAI J. (szerk.): *Környezeti változások és az Alföld*. Nagyalföld Alapítvány, Békéscsaba, 111–118.
- TESSIER, Y., LOVEJOY, S., HUBERT, P., SCHERTZER, D. & PECKNOLD, S. 1996: Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions. — *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **101**, 26427–26440.
- ZHANG, Y. K. & LI, Z. W. 2005: Temporal scaling of hydraulic head fluctuations: nonstationary spectral analyses and numerical simulations. — *Water Resources Research* **41**, W07031. doi:10.1029/2004WR003797.
- ZHANG, Y. K. & LI, Z. W. 2006: Effect of temporally correlated recharge on fluctuations of groundwater levels. — *Water Resources Research* **42**, W10412. doi:10.1029/2005WR004828.
- ZHANG, Y. K. & SCHILLING, K. 2004: Temporal scaling of hydraulic head and river base flow and its implication for groundwater recharge. — *Water Resources Research* **40**, W03504. doi:10.1029/2003WR002094.
- Kézirat beérkezett: 2013. 11. 28

## KUBINYI Ferenc életútja és őslénytani munkássága

KECSKEMÉTI Tibor

1431 Budapest, Pf. 137. e-mail: kecs@nhmus.hu

---

### *The biography of Ferenc KUBINYI and his contribution to the palaeontology*

#### Abstract

Ferenc KUBINYI belonged to the first group of scholars in Hungary who, in the early 19th century, began to study palaeontology seriously. He published 21 papers in Hungarian and German during his palaeontological research, which included exploratory, descriptive and explanatory work. He also produced 38 scientific papers dealing with other topics. Apart from these efforts, he collected significant artefacts for his family's museum at Losonc, and worked as a researcher for the palaeontological collection of the Hungarian National Museum. For his scientific work he was elected to be a correspondent of the Hungarian Academy of Sciences in 1840 and later, in 1858, he became an honorary member of the Academy. Besides his scientific research, in the 1840s he played a leading role in the development of scientific movements in Hungary. He was a founder member of, respectively, the congresses of Society of Hungarian Physicians and Naturalists, the Royal Hungarian Natural Science Society and the Hungarian Geological Society. It is an important fact that he was the first vice-president of the latter.

---

#### Összefoglalás

KUBINYI Ferenc a 19. században kibontakozó magyarországi tudományos őslénytan első művelői közé tartozott. Őslénytani feltáró, leíró, értelmező munkája során 21 dolgozatot jelentetett meg magyar és német nyelven. Egyéb témájú tudományos dolgozatainak száma 38. Emellett jelentős gyűjteményező munkát végzett a család losonci múzeumában, valamint muzeológiai munkát a Nemzeti Múzeum Őslénytani gyűjteményében. Tudományos munkásságáért 1840-ben levelező, 1858-ban tiszteleti tagjává választotta a Magyar Tudós Társaság. Kutatómunkája mellett vezető szerepet játszott az 1840-es években kibontakozó hazai természettudományos mozgalmakban. Alapító tagja volt a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűléseinek, a Királyi Magyar Természettudományi Társulatnak és a geológusok számára legfontosabb Magyarhoni Földtani Társulatnak. Utóbbinak első alelnöke volt.

#### Eletútja

A 140 éve elhunyt felsőkubinyi, nagyolaszi és deményfalvi KUBINYI Ferenc (1. kép) ősi nemesi családból származott. Családfája az 1200-as évekig vezethető vissza. Felmenői között több országos méltóságot viselőt ismerünk. A 18. századi KUBINYIak közül ki kell emelni az első magyar jogi lexikont összeállító, jogtudós KUBINYI Sándort, a közkönyvtárat alapító, a KUBINYI család történetét megíró KUBINYI Pétert, a „kis latin-munkákat” kiadó KUBINYI Károlyt, valamint a jogtudományi tanulmányokat író ügyvéd KUBINYI Miklóst. A tudományok iránt különleges fogékonysággal bírt Ferenc édesapja, a jelentős pilinyi és vidéfalvi birtokokkal rendelkező KUBINYI András. Ő politikai teendői mellett

minden idejét tudományos elfoglaltságainak szentelte, amit birtokai jövedelme is lehetővé tett. Ötezer kötetes könyvtára, valamint számottevő értékű kézirat-, érem-, csiga- és kőzetgyűjteménye volt. Az ősök és rokonok tudományos érdeklődése, irodalmi és gyűjteményezési tevékenysége meghatározó szerepet játszott Ferenc és öccse, később a Nemzeti Múzeum igazgatói tisztséget betöltő Ágoston természettudományok iránti affinitása kialakulásában.

KUBINYI Ferenc 1796. március 21-én született a Losonc melletti Vidéfalván (ma Vidina) KUBINYI András és PRÓNAY Éva fiaként. Alsó fokú iskoláit Losoncon és Besztercebányán végezte. Utóbbi városban tanára volt a földtudományok művelésében kiemelkedő szerepet játszó ZIPSER KERESZTÉLY András. 1812–1814 között a hírneves debreceni



I. kép. KUBINYI Ferenc szobra a salgótarjáni Baglyas-kő Vár látogatópontban (Fotó: BARÁZ Csaba)

Református Kollégium tanulója volt öccsével, Ágostonnal együtt. Az iskolaévek szüneteiben egykori tanáruk, ZIPSER Keresztély András vezetésével nagy kirándulásokat tettek, elsősorban tágabb környezetükben a Felvidéken, de eljutottak Bécsbe, Krakóba és Wieliczkába is. Nagyban szélesítette természettudományos látókörét az ANDRÁSSYak betléri, valamint a bécsi Naturhistorisches Museum gyűjteményeinek tanulmányozása. Kirándulásai során jelentős mennyiségű ásványt, kőzetet és ősmaradványt gyűjtöttek, ezekkel alapozták meg a később komoly kollekcióná fejlődő losonci gyűjteményüket. Kapcsolatba kerültek a közeli Ábelfalván (ma Abelová) élő PETÉNYI Salamon Jánossal, aki később a hazai gerinces őslénytan kiemelkedő alakja lett.

Bár Ferenc ekkorra már komoly természettudományos ismeretekkel rendelkezett, apja 1815-ben a nemesi körökben szokásos jogi tanulmányokra a Pesti Egyetemre küldte. Tanulmányai végeztével 1818-tól előbb a Királyi Tábla harmad-, majd másodjegyzője, később Pest vármegye aljegyzője lett. Közigazgatási, jogászai tevékenysége mellett egyre erőteljesebben kapcsolódott be a politikai életbe. Radikális nemzeti megnyilvánulásai miatt többször összeütközésbe került az aulikus megyei vezetéssel, ezért 1824-ben visszatért Nógrád vármegyébe. 1828–1836 között a Szécsényi járás főszolgabírája volt. Országosan is jelentős közéleti és politikai szerepet vitt. Háromszor is képviselte Nógrád vármegyét a pozsonyi országgyűlésen. De a politikai tevékenység alatt szunnyadó természettudományos érdeklődése 1832-ben újra felszínre került. Ekkor részt vett a kisterenyi Hársas-hegy ásásán, ahol megismerkedett PULSZKY Ferencsel, a Nemzeti Múzeum későbbi igazgatójával. Ekkor

tól egyre többet foglalkozik tudományos, elsősorban természettudományos problémákkal. Részt vesz tudományos mozgalmakban, anyagilag támogat természettudományos ügyeket, gyűjtéseket végez, jelentősen fejleszti losonci gyűjteményét, mely a szabadságharcot leverő orosz intervenció csapatak 1849-es támadása során tűz martaléka lett.

1833-ban Boroszlóban, 1836-ban ZIPSER társaságában, Jénában részt vett a német orvosok és természetvizsgálók vándorgyűlésén. Utóbbin ismerkedik meg többek közt a természettudós és világotutató A. HUMBOLDTtal és a mikrobiológus Ch. G. EHRENBERGGel. Ugyanez évben fedezi fel és írja le a nép által csak „gyurtyánkő”-nek nevezett ipolytárnóci kövesült fatörzset. 1840-ben, eddigi természettudományos kutatásai, gyűjteményezési munkája, valamint a tudományokat anyagilag is támogató tevékenysége elismeréseként a Magyar Tudós Társaság (amelynek neve 1857-ben lett Magyar Tudományos Akadémia) levelező tagjává választotta. Székkfogaló előadása *A Hegyalja földismeit tekintetben* címmel 1845-ben jelent meg. Tiszteleti taggá 1858-ban választották meg, s amikor megalakult az Akadémia Matematikai és Természettudományi Bizottsága, annak első elnöke is ő lett.

Részt vett az 1840-es években egyre erőteljesebben kibontakozó hazai természettudományos mozgalmakban. Alapító tagként elindítja az 1841-ben létrejött Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűléseit, valamint az ugyancsak 1841-ben megalakult Királyi Magyar Természettudományi Társulatot. Számunkra, geológusok számára egyik legfontosabb tette, hogy 1848. január 3-án vidéfalvi kastélyukban öccse, Ágoston, ZIPSER KERESZTÉLY András, PETTKÓ János bányászatanodai tanár és MARSCHAN József bányamérnök társaságában megalapítják a Magyarhoni Földtani Társulatot, mely az angol (1807) és a francia (1830) ilyen társaság után a harmadikként alakult meg Európában. Az alakuló közgyűlést 1848. augusztus 18–19-re tűzték ki, ami azonban a szabadságharc „szomorú hadi korszaka” miatt elmaradt s „a társulat ügye is két egész évig szunnyadt” (KOVÁTS 1852). A harci cselekmények megszűnése után az időközben létrejött bécsi Birodalmi Földtani Intézet geológusainak támogató véleménye nyomán — a támogatásban nagy szerepet játszott W. HAIDINGER igazgató — megfelelő politikai garanciák mellett a hatalom engedélyezte egy „magyarhoni földtani társulat nevű egyesület alakulását”. „A felsőbb engedelem leérkezése után 1850-ki Julius 6-dikán közgyűlés tartatott, melyben a társulat magát alakultnak nyilvánította” (KOVÁTS 1852). A közgyűlésen elnökül KUBINYI Ágostont, alelnökül KUBINYI Ferencet választották. A megalakulás tényét Vidéfalván (ma Vidina), az egykori Kubinyi-kastély falán elhelyezett emléktábla hirdeti magyar és szlovák nyelven.

Az 1848. március 31-én tartott országgyűlésen elsőként követelte az általános választójogot. Akkoriban ez olyannyira forradalminak számított, hogy később ezért várfogságra ítélték. Közbenjárásra azonban kegyelmet kapott. Ettől kezdve csak a tudománynak szentelte életét. A munkáját 1851-ben ténylegesen is megkezdő Magyarhoni Földtani Társulat első gyűjtőútját is ő végezte KOVÁTS Gyula paleo-

botanikussal a Hegyalján. (Az ennek során gyűjtött több mint 2500, főként növénylelet feldolgozását KOVÁTS Gyula végezte. Az *Erdőbényei ásatag virány* és *Tállyai ásatag virány* címen megjelent két dolgozat kora kiemelkedő értékű tudományos produkciója.) Elmélyült kutatásai nyomán egymás után jelennek meg publikációi, főként a Magyarhoni Földtani Társulat, valamint a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűléseinek Munkálataiban. 1874. március 28-án Vidéfalván bekövetkezett haláláig dolgozott. Utolsó munkája a *Magyarország és a hozzá tartozó országok cosmographijára vonatkozó adatok* címet viseli, ez azonban csak vázlatban maradt fenn.

### Őslénytani munkássága

Összesen 59 dolgozata jelent meg nyomtatásban magyar és német nyelven. Ebből 21 őslénytani, 10 tágabb értelemben vett földtani, 6 régészeti témájú. Ezenkívül publikált geográfiai, csillagászati, művelődéstörténeti tanulmányokat, valamint tudományos szervezési/tudománypolitikai cikkeket és nekrológokat.

Nincs helyünk arra, hogy KUBINYI Ferenc valamennyi őslénytani dolgozatát ismertessük, ezért itt csak a jelentősebbeket emeljük ki.

Elsőként a *Nógrád vármegyében Tarnóczhelység határában található óriás-nagyságú kövesült fáról és azt környező kőnevekről földismereti tekintetben* címűt említjük meg (Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Pesten tartott második nagygyűlésének Munkálatai. Pest, 1842). E híres-neves megkövesült ősfenyőre 1836-ban ő hívta fel a tudomány figyelmét. (Ennek 175 éves jubileuma alkalmából a Bükk Nemzeti Park Igazgatósága Ipolytarnócon tudományos emléküléssel emlékezett meg 2011-ben.) A közel 56 méter hosszúságúra és mintegy 1,2 méter átmérőjűre becsült fatörzset a Borókás-patak vize bontotta ki kőzetágyából. A helybeliek „gyurtyánkő löczá”-nak nevezték s hídként használták a patak felett. KUBINYI a fát *Petrefactum giganteum Humboldtianum* (HUMBOLDT óriás kőülete) nevezte el. A későbbi tudományos vizsgálatok szerint *Pinuxylon tarnocziense*nek bizonyul az ősfenyő néhány méteres maradványa a Bükk Nemzeti Park Ipolytarnóci Ósmaradványok Természetvédelmi Terület egyik legnagyobb attrakciója. A leletet KUBINYI 1846-ban németül is publikálta, s 1853-ban a VAHOT Imrével közösen írt, szerkesztett *Magyarország és Erdély képekben* című művében is megjelentette. A *Nógrádmegyei csigakövelemek mellyeket alulírt a besztercei gyűlésen bemutatott* című (Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Besztercebányán tartott nagygyűlésének Munkálatai, 1843), valamint a fentebb említett erdőbényei és tállyai kitűnő megtartású miocén ősnövényeket produkáló gyűjtőútról beszámoló *A Hegyalja földismeit tekintetben* (A Magyar Tudós Társaság Évkönyvei 8., 1845) című művei után *A beremendi mészképlet, és az abbani csonttorlat* címűt kell méltatnunk (KUBINYI F. & VAHOT: Magyarország és Erdély képekben, 1853). A beremendi mészkőbányában egy hasadékból nagy

mennyiségű csontanyag került elő. KUBINYI PETÉNYI Salamon Jánossal együtt begyűjtötte a faunát, de megfelelő összehasonlító anyag híján részletes feldolgozást nem tudott adni. Azt már PETÉNYI végezte el. Meghatározta a többnyire kisméretű fajokat s észrevette, hogy ezek nagy része ősi fajta. Feldolgozása „az első magyarországi, a kor színvonalát meghaladó faunafeldolgozás” volt (GÉCZY 2008). PETÉNYI hátrahagyott kéziratát KUBINYI adta ki 1864-ben. *A Tisza medre mint az ősmérsők sírkertje, állat és őslénytani tekintetben* című terjedelmes munkájában (Magyar Akadémiai Értesítő 3., 1855) a Tisza által kimosott nagy mennyiségű és változatos csontanyagot írta le. Foglalkozott benne a leletek beágyazódásával, fosszilizációs körülményeivel, kémiai elemzésükkel, összehasonlítást tett a szibériai befagyott mamutmaradványokkal, s ennek kapcsán kitért még az elefántcsont iparműveseti és kereskedelmi jelentőségére is. *Az Óriásszarvasfélék, csontmaradványok az óbudai-kisczelli mészsivatagban, némely nézetekkel a tudományos műveltség terjesztése érdekében* című munkájában (Magyar Akadémiai Értesítő 4., 1855) a leletek leírása mellett a tudományos ismeretek népszerűsítésének fontosságát hangsúlyozza. Az addig rendelkezésre álló adatszerű ismereteket adja közre *Őslénytani adatok Magyarországról* című kis külön kiadványában (LANDERER és HECKENAST, 1856). Rendkívül érdekes gondolatokat közöl *A teve és ló. — Állat- és őslénytani, s a magyarok keletéről előjövételére vonatkozólag, történelmi tekintetben* című munkájában (Magyar Akadémiai Értesítő I., 1859). A több mint félszáz oldalas tanulmányában előbb a két állat anatómiai jellemzőit, származási kapcsolatait, ősmaradványait taglalja, majd részletesen foglalkozik a két patás tenyésztési, történelmi, gazdasági, katonai, sőt mondhatni szociológiai szerepével. Fontos közleménye az *Ajnácskői ősmérsők* című tanulmánya (Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai 2., 1863). Ebben az Ajnácskő közeli ún. Csontos-árokban eső által kimosott, ma már tudjuk, pliocén nagyemléksők (tapír, masztodon stb.) csontjainak leírását adja közre. Ismertetésében még arra is kitér, hogy az itteni kitűnő megtartású csontokból gombokat is készítenek. A leletek egy jelentős része ma a Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tárában van.

Az 1860-as évek elejétől tevékenysége a terepi feldolgozás helyett inkább a belső muzeológiai munka felé, valamint tudománytörténeti irányba fordult. Előbbi során, külső munkatársként, leltározta és felújította a Magyar Nemzeti Múzeum őslénytani gyűjteményét, továbbá rendezte és feliratozta az ún. koporsó-szekrényekben elhelyezett anyagot. Utóbbi során pedig megírta magyarul és németül a jó barát, PETÉNYI Salamon János, valamint tudós mestere, ZIPSER Keresztély András életét és munkásságát megőrkítő kiváló tanulmányát, előbbi 1865-ben, utóbbi 1866-ban.

KUBINYI Ferenc eredményekben gazdag életpályája Magyarország történetének mozgalmas és sorsfordító eseményekben gazdag idejére esett. A felvilágosult abszolutizmusban született, a reformkorban nem csak a haladó társadalmi és politikai törekvésekben vett részt, hanem akkor kötelezte el magát a természettudományokkal, a szabadságharc idején és az azt követő Bach-korszakban volt alkotó

ereje teljében. Idős korában megérhette a kiegyezést s a tudományok hazánkban addig soha nem látott fejlődését, amihez munkásságával ő maga is erőteljesen hozzájárult. Őslénytani működése a magyar paleontológia 19. századi fejlődése tekintetében kiemelkedő. Mind a feltárás és gyűjtéményezés, mind pedig a tudományos feldolgozás és az eredmények közzététele vonatkozásában maradandót alkotott. Méltán neveztek el tiszteletére több fajt. Nevét viseli a *Castanea kubinyii* KOVÁTS, 1856; a *Planularia kubinyii* HANTKEN, 1868; *Soriculus kubinyii* KORMOS, 1934 és az

*Asterigerina kubinyii* MAJZON, 1973 ősmaradvány. S méltán viseli nevét 1979-től a szécsényi múzeum. Munkásságának máig szóló üzenetét legtalálékosabban MAJZON László fogalmazta meg: „*Gondolatai, tudománypolitikai irányelvei korszerűek. Gondolatébresztő aktivitása mindig az ország vezetőinek felelősségére apellált. Javasatai, a természettudományok haladására vonatkozó utalásai sokszor kapcsolódtak az iparnak, a földművelésnek a tudománnyal való szoros összefüggésére és komplex fejlesztésének szükségességére*” (MAJZON 1974).

### Irodalom — References

- GÉCZY B. 2008: A magyarországi őslénytan története. — Hantken Kiadó, Budapest. 118 p.  
 KOVÁTS GY. 1852: Első jelentés a Magyarhoni Földtani Társulatról. — Pest. Lukács László nyomda. 33 p.  
 MAJZON L. 1974: A két Kubinyi és a Földtani Társulat. — *Földtani Közöny* **104**, 209–220.  
 NAGY I. Z. 1980: Kubinyi Ferenc, a természettudós. — *Nógrád Megyei Múzeumok Évkönyve* **6**, 109–118.  
 PRAZNOVSZKY M. 1980: Kubinyi Ferenc közéleti tevékenysége. — *Nógrád Megyei Múzeumok Évkönyve* **6**, 35–90.

#### Végjegyzet

KUBINYI Ferencnek, Társulatunk alapító tagjának és első alelnökének szobrot emeltetett a Bükki Nemzeti Park Igazgatósága a Park salgótarjáni Baglyas-kő Vár Látogatóközpontjában. A szobrot Dr. BAKSA Csaba, a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke és Dr. Zoltán NÉMETH, a Szlovák Földtani Társulat alelnöke lepezte le 2014. május 15-én. A szoboravatást emlékülés kísérte. E közlemény az ott elhangzott előadás szerkesztett változata.

**HERNYÁK Gábor**

1928–2013

A szeptemberi ég sötétkéken feszült a rudabányai külfejtés fölé. Órák óta hasaltunk, ki-ki a maga ásatási négyzetében óvatosan bontogatva a szívós agyagot, de a lelőhely most szűken mérte a kincseit, mindössze egy disznóféle lábközépcsontra, pár békacsont és teknőspáncélok cserepei bukkantak elő. Váratlanul a Vilmos-hegy felől enyhe szél kerekedett és fölkavarva a lignitport a szűrős, kénes szag csavargatni kezdte az orrunkat. Távolból egy ölyv éles vijjogása hallatszott.

„Te Péter az Öreg nagyon csöndben van egy ideje, biztos, hogy talált valamit.” — suttogta Jutka, mire összekacsintva a többiekkel Gábor bácsi felé lopakodtunk. „Áh, csak egy kecskefog.” mutatott a mintazacskóra hamiskás mosollyal, majd intett, hogy hajoljunk közelebb. „Itt a majom!” — s íme, ott csillogtak a fakószürke agyagban, a bicskájával szépen körbentott sötétbarna állkapocsban a jellegzetes kékesfekete őrlőfogak. „No, de most már szedjétek ki ti, mert nekem még meg kell nézmem a fejtést.” nyújtotta a kezét, majd fölpattanva a kis Pannóniára elporzott a vörösbarna kráter felé, ahonnan a markolók csikorgása és dömperek moraja hallatszott.

Ő is azok közé tartozik, akiknek a kézfogását egy életen át őrizzük szívünkben, a napbarnított, kerekded kézfej és a szerszámok csiszolta ujjak alkotta fészek határozott és barátságos szorítását. És őrizzük a világ megfejtésre váró titkaira a kutató kíváncsiságával fürkésző tekintetét, a szemeiben bujkáló huncut mosolyt, melytől rögtön jobbkedvre derült mindenki és azonnal éreztük, hogy jó helyen járunk. Mi a titka? Adottság, vagy tán az arcra kiülő lélek? Vagy egyszerűen és természetesen, maga a szeretet. „Gábor bácsi” volt Ő mindenkinek szeretett bányavárosában, vagy bármelyikünknek, akik bekopogtunk hozzá a bányageológiára és akik megtisztelő barátságában valaha is részesülhettünk.

Hernyák Gábor 1928. december 14-én született Hajdúnánáson. A földműves szülők Felsőzsolcára adták kertészinasnak, később lakatostanonc lett a diósgyőri vasgyárban, ahol átélt egy szörnyű bombázást. Besorozott levontként túlélte az orosz frontot, majd mikor a századát Németországba vezényelték, mint mesélte egyszer, a jeges Sajót átúszva sikerült visszazöknie Felsőzsolcára. Az átvonuló frontban kisebb sebesülést szenvedett, ám alighogy végre hazaérhetett szüleihez, a szovjetek elhurcolták „málenkij robotra”, de a védangyala most is vele volt és Mátészalkánál sikerült megszöknie. A debreceni lakatostanuló ipariskolából kiváló eredményekkel Sopronba küldték, ahol kitűnővel szakérettségizett, így fölvtették a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetem geológus szakára. 1955-ben diploma után Rudabányára helyezték az ércbányához bányageológusnak. Az általa kialakított Kutatási Osztály, a jól műszerezett labor és az üzem kutató-fúró berendezései az érckutatás kiemelkedő bázisai lettek, jelentős szerepe volt a rudabányai rézflotáló létrejöttében, és a bánya főgeológusaként gondos figyelmet fordított a fúrási magminták szakszerű tárolására. A Rudabányai-hegység különféle érc típusait a meg-megújuló törésrendszerekhez kapcsolódó anyagáramlásokhoz kötötte. Széleskörű szakmai tevékenységét, mely a rudabányai ércvagyon szisztematikus és rendszeres vizsgálatától, az alsótelekesi dolomitbánya- és gipsz-anhidrit előfordulás kutatásán át a Sajó és Hernád menti kavics- és homokbányák készletszámításáig számos területre kiterjedt, néhány publikáció és számos kézirat őrzi. A nyolcvanas évek második felében Mongóliában Cagan Dava-nál két expedícióban is a magyar–mongol wolframkutatást vezette.

A bányageológusi feladatokon túl mindenre kiterjedt a figyelme. Megérkezése után szinte már másnap, fölismerve a dicső történelmi múltra visszatekintő királyi bányaváros bányatörténeti értékeit, oroszlánrészt vállalt a Rudabányai Érc- és Ásványbányászati Múzeum megalapításában, melyet a művelés során feltáruló középkori bányaváratokban talált bányász-eszközökkel is gyarapított. Rudabánya már régóta világhírű káprázatos ásványcodáiról és HERNYÁK Gábor az ágas-bogas és csipkeszerű termésretek, kapitális kupritok, pompás, selymes azuritok, mélyzöld, bársonyos malachitok, ragyogó



markazitok, cseppköves goethitek tucatjaival gazdagította a MÁFI és a hazai múzeumok, egyetemek ásványtani gyűjteményeit. A bánya 1985 december 31.-i bezárását követően a mineralógusok figyelme a mikro ásványok felé fordult és Gábor bácsi szorgos kalauzolásával a Magyar Minerofil Társaság tagjai önkéntes és lelkes munkájának is köszönhetően számos még itthon ismeretlen ásványfajt írhatott le a tudomány. Am a külfejtés lignites, agyagos pannóniai rétegsora másféle kincseket is rejtegetett. Már a hatvanas években Gábor segítségével egy hatalmas masztodon állkapocspár került innen a rudabányai múzeumba, mely ma is a kiállítás egyik büszkesége.

A Magyar Állami Földtani Intézet a centenáriumi rendezvényekre készülve és TASNÁDI KUBACSKA András a Gyűjteményi Osztály vezetője nyakába vette az országot, hogy végig látogatva a bányákat, anyagot gyűjtson a tervezett kiállításához. Így jutott el 1967. szeptember 25-én Rudabányára, ahol HERNYÁK Gábor jó pár remek kristályon túl, a lignites hányón gyűjtött csontokat is átnyújtott neki. TASNÁDI másnap átadta a leleteket Dr. KRETZOI Miklósnak, a MÁFI Gyűjteményi Osztály paleontológusának, aki az egyik állkapocstörredékben azonnal fölismerte az eddig ismeretlen *Prehominida* maradványt. Így kezdődött a „Rudik” szédítő karrierje. Az eltelt 47 év alatt előkerült közel háromszáz főemlős lelet: *Rudapithecus hungaricus* KRETZOI, *Bodvapithecus altipalatus* KRETZOI, *Ataxopithecus serus* KRETZOI és a fölfedező vezetőknévét őrző *Anapithecus* (*Pliopithecus*) *hernyáki* (KRETZOI) fajok legtöbbször HERNYÁK Gábor találta meg. Az első leletmentéseket követően 1970-től a közelmúltig a MÁFI szervezésében rendszeres őslénytani ásatások és nemzetközi feltárások eredményeként a masztodonoktól a cickányokig több ezer tétel ősgérces lelet, puhatestű fauna és ősnövénytani anyag került a Magyar Állami Földtani Intézet gyűjteményébe. 1980 és 1992 közt a Szabó József Geológiai Technikum hallgatói egymással versengve jelentkeztek Rudabányára az egyhónapos nyári terepgyakorlatra, mi több jó néhányan a tavaszi szünetet is az ásatáson töltötték, évtizedekkel később is kérdegetve, ha valahol összefutottunk. „És mi van Gábor bácsival?”

Az Országos Természetvédelmi Hivatal a fő lelőhelyet 1977-ben védetté nyilvánította és nagyreményű fejlesztések kezdődtek, bekerítették a területet, védőtető, kutatóház űrház épült, 24 órás őrség vigyázta a területet, mitöbb egy kiállítás terve is kezdett körvonalazódni, mindez Gábor bácsi tevékeny közreműködésével. Közben Rudabánya a világ egyik és Európa leggazdagabb Prehominida lelőhelyévé vált és egy csapásra az emberré válás kutatónak valóságos Mekkája lett, hiszen bezonyosodott, hogy a korábban preferált afrikai és az ázsiai fejlődési vonal mellett Európában is létezett korai ág. 1978-ig Dr. KRETZOI Miklós, majd Dr. KORDOS László által vezetett hazai- és nemzetközi ásatások HERNYÁK Gábor aktív, tevékeny, őszinte és szívbeli segítsége nélkül aligha lehettek volna olyan sikeresek és felejthetetlenek. Az összes külföldi résztvevő, legyen a British Múzeum, vagy a Harvard egyetem professzora, etióp, vagy amerikai diák, egykettőre szívébe zárta kedves és mindenben segítőkész személyét. No, és persze féltékenyen leste minden kézmozdulatát, hiszen jól tudta már mindenki, hogy valami boszorkányos csoda folytán legtöbbször az ő keze nyomán bukkantak elő a legjobb majomleletek, mint az 1976-os Rud-44, az 1983-as Rud-83, vagy az 1999-es „Gabi” névre is hallgató *Rudapithecus hungaricus* koponya. És mindenki jól tudta és tudja ma is itthon és külföldön, hogy HERNYÁK Gábor nélkül nincs „Rudi”! Közvetve neki köszönhetően jártak először (és sokan újra- és újra) német, olasz, görög, spanyol, portugál, finn, norvég, angol, francia, etióp, kenyai, dél-afrikai, izraeli, kanadai, amerikai, ausztrál, stb diákok és professzorok hazánkban és bekapcsolódva a kutatásokba vihették magukkal az igazi magyar vendégszeretet jó hírét. Köszönjük a nevükben is Gábor bátyám!

Csodáltuk, honnan van ennyi energiája, hogy a műszak után még kilátogasson az ásatásokra, leletmentésekre és velünk együtt fürkésze, kutassa a lelőhelyeket. Mindenben segítségünkre volt a szállások megszervezésétől kezdve, a szükséges szerszámok beszerzésén át, a „mikro” leletek iszapoláshoz zsákszámra gyűjtött anyag szárításának megoldásán át a nagyobb földmunkákat végző nyugdíjasbányász-brigádok verbuválásáig. A bányászat megszűntével és a halmozottan hátrányos helyzetbe süllyedő régiót évtizedekre sújtó munkanélküliség és lepusztulás következtében számos keserűség is érte (az ércbányát szinte az utolsó szögig széthordták, fűrásmintáit kidobálták, udvarából ellopták a kerékpárját, kertjéből kiásták a krumpliját, a lelőhely építményeit a „megélhetési” bűnözők szerte lopták stb.), mégis megőrizte derűjét. Ő is olyan ember volt, aki sosem azon kesergett, hogy mit miért nem lehet, hanem, hogy mit hogyan lehet tenni. Mongóliai útjainak kedélyes és kalandos történeteit szívesen mesélgette az esti tábortüzeknél. Rudabánya lakóinak az iránta érzett bizalmát jelzi, hogy a kilencvenes évek elejétől választott képviselőként aktívan vett részt a helyi önkormányzat életében és közösen igyekeztek a munkanélküliséggel sújtott település halmozódó szociális problémáival megküzdeni. 2000-ben a Magyarhoni Földtani Társulat Pro Geologia Applicata Emlékéremet adományozott neki, 2002-ben Rudabánya díszpolgárává választották. Közben felcsillant a remény, hogy Rudabánya érckincse számos kutatás után újra a figyelem homlokterébe kerül. Megözvegyülve egyre több időt töltött fiainál, unokái bearanyozták a lassan múló éveket, fokozatosan fáradó tekintete mindig fölcsillant, ha valaki fölkereste a Rózsavölgy utcában, nyolcvanadik születésnapján ásványgyűjtő barátai megható ünnepség keretében köszöntötték. 2010-ben elsőként kapja meg a KORDOS László által alapított Geofil Díjat. Am azt már sajnos nem élhette meg, hogy az általa fölfedezett Prehominida lelőhely, mely földtani alapszelvény és 2000 óta az Aggteleki Nemzeti Park részeként Natura 2000-es terület is, végre hazai- és nemzetközi rangjához méltó és Rudabánya számára is gyümölcsöző bemutatóhellyé válhasson! 2013. augusztus 25.-én életének 85. évében megtért Teremtőjéhez.

Hamvait a rudabányai telepi temetőben a református egyház szertartása szerint 2013. augusztus 30.-án helyezték végső nyugalomra, ravatalánál KORDOS László a MÁFI egykori igazgatója is emlékezett. Jómagam 1970 és 1998 közt több mint három és fél évet töltöttem el a rudabányai őslénytani ásatásokon, számtalan közös emlék köt össze HERNYÁK Gáborral. Ezzel a

személyes hangvételű visszaemlékezéssel búcsúzom Gábor bácsitól az őslénytani ásatásokon részt vevő BALÓNÉ LEHMAYER Judit, Dr. BÁCSKAY Erzsébet, BEÖREÖNDY Klára, Dr. BÉCSY László, FEGYVÁRI Tamás, ILLÉS Dezső, KÓRÉ Mária, LACZKÓNÉ ÓRI Gabriella, LÁSZLÓ József, néhai Dr. KROLOPP Endre, néhai Dr. PÁLFALVY István, PÁLFI Éva, RÁCZ József, Dr. SCHOLZ Gábor, TAKÁCSNÉ Dr. BÍRÓ Katalin (MÁFI, Gyűjteményi Osztályának egykori munkatársai), valamint Dr. GASPARIK László, Dr. TOPÁL György, néhai Dr. JÁNOSSY Dénes (Természettudományi Múzeum, Föld- és Őslénytár), Dr. SIMÁN Katalin (Hermann Ottó Múzeum, Miskolc), Dr. FÜKÖH Levente (Mátra Múzeum, Gyöngyös), Dr. VÖRÖS István (Magyar Nemzeti Múzeum) és mások nevében is. Köszönünk mindent Gábor bátyám! Isten Veled!

SOLT Péter

## Hernyák Gábor nyomtatott és kéziratos publikációi

### 1961

HERNYÁK G., HARNOS J. & MOLNÁR P.-NÉ 1961: A rudabányai vasérc-előfordulás, készletszámítási adatai. — *Kézirat*,

### 1963

MORVAI G., MIKÓ L., HERNYÁK G. & NAGY I. 1963: A Magyar Népköztársaság vasérckutatójának távlati terve. (Rudabánya, Martonyi, Úrpöny, Mád, Regéc, Fony, Nekézseny, Dédestapolcsány, Nézsa, Alsótelekes, Felsőtelekes, Szarvaskő, Bagamér–Nagyléta, Somogyuszob, Körmend, Vasvár, Magyaregregy, Zengővárkony, Pusztakisfalva, Szokolya). — *Kézirat*, 35 p., 2 térkép, 4 táblázat, 2 szelvény.

### 1965

HERNYÁK G. & HARNOS J. 1965: A Rudabányai Vasércbánya 1961. I. 1-i állapotú készletszámításának 1., 1/a, 2., 2/a, 3, 3/a. számú melléklete. 1–6 kötet. 1955–1965 (1. B. 12 – B. 198, B. 199 – B. 530, 3., B. 531 – B. 700, 1/a, Rb. 392 – Rb. 438, 2/a, Rb. 439, Rb. 486, 3/a, Rb. 476. – Rb. 518. sz. fúrási rétegsorok, vizsgálatok) Alsótelekes. — *Kézirat*, 1703 p.

HERNYÁK G., HARNOS J., BAROSS G. 1965: Földtani jelentés Rudabánya környékén végzett szerkezetkutatásról. 1955–65. I–II. — *Kézirat*,

### 1967

HERNYÁK G. 1967: Krémpát és hematit a rudabányai szeizi képződményekben. (Siliceous siderite and hematite in the Lower Triassic (Seis) of Rudabánya (NE Hungary). — *Földtani Kutatás* **10/1**, 1–6.

### 1968

HERNYÁK G. & BAROSS G. 1968: Rudabánya–Alsótelekes ipari dolomit előfordulás kutatási javaslata. — *Kézirat*, 14 p., 6 térkép, 2 szelvény.

HERNYÁK G. & HARNOS J. 1968: Alsótelekes dolomit kutatása, földtani jelentés. — *Kézirat*,

HERNYÁK G., HARNOS J. & BAROSS G. 1968: Földtani jelentés a ritkafelem és nyomelem kutatásainak állásáról 1960–67 között. — *Kézirat*, 72 p., 2 térkép, 1 melléklet, 468 vizsgálat.

HERNYÁK G., HARNOS J. & BAROSS G. 1968: Földtani jelentés az alsótelekesi zsgorítási dolomitkutatásról. — *Kézirat*, 82 p., 6 térkép, 3 szelvény, 1 melléklet,

HERNYÁK G., HARNOS J. & BAROSS G. 1968: Rudabánya–Andrássy II. bányarész földtani jelentése és készletszámítása (kivonat). — *Kézirat*, 21 p.

HERNYÁK G., HARNOS J., BAROSS G. 1968: Rudabánya–Andrássy III. bányarész földtani jelentése és készletszámítása. — *Kézirat*, 157 p., 5 térkép, 462 rétegsor, 65 szelvény, 1 melléklet.

### 1969

HERNYÁK G. 1969: Földtani jelentés a rudabányai vasércbánya és annak közvetlen környékén végzett szerkezetkutató mélyfúrásokról 1955 és 1985 között. — *Kézirat*, 1038 p., 6 térkép, 79 szelvény, 65 diagram.

HERNYÁK G. & HARNOS J. 1969: Földtani jelentés a rudabányai vasércbánya és annak közvetlen környékén végzett szerkezetkutató mélyfúrásokról 1955–1965 között (kivonat). — *Kézirat*, 17 p., 1 térkép.

### 1970

HERNYÁK G., HARNOS J. & KALÓ J. 1970: Rudabánya Rb. 519. – Rb. 608. sz. beruházási és szerkezetkutató fúrások földtani naplói 1965. január 1-től 1970. január 1-ig/ Rb jelű fúrások földtani dokumentációi (Alsótelekes, Felsőtelekes). — *Kézirat*.

### 1971

HERNYÁK G. & BAUER I. 1971: Alsótelekes kohászati dolomitkutatás 1971. I. 1-i készletmérlege. — *Kézirat*.

### 1972

HERNYÁK G. 1972: 1971. évi földtani jelentés Rudabánya vasércbányászat területén végzett kutatásokról. — *Kézirat*, 11 p., 3 táblázat.

HERNYÁK G., HARNOS J. 1972: Rudabánya környéki fölső-pannoniai képződmények újraértékelése. — *Kézirat*, Rudabánya, 16 p.

### 1973

HERNYÁK G. & HARNOS J. 1973: Rudabánya, vasérc, színesfémek 1973. I. 1-i készletmérlege. Pátvasérc. — *Kézirat*.

**1974**

- HERNYÁK G. & MOLNÁR P. 1974: Perkupa–Dobódél mészkőbánya kutatási jelentés és készletszámítás 1972–74. — *Kézirat*, 56 p., 3 térkép, 4 szelvény, 8 fotó.
- HERNYÁK G. & MOLNÁR P. 1974: Perkupa mészkő kutatás, összefoglaló földtani jelentés 1972–74. — *Kézirat*.

**1975**

- HERNYÁK G. & SZABÓ Z. 1975: Országos Érc- és Ásványbányák 1975. I. 1-i ércbányászati művi készletmérlege. — *Kézirat*, 53 p., 6 térkép, 71 tábl.

**1976**

- BARABÁS A., ÁDÁM O. & HERNYÁK G. 1976: Határozat a Rudabányai-hegység színesérc előfelderítő kutatási programjáról. — *Kézirat*, 127 p., 8 térkép, 17 táblázat, 7 szelvény.
- HARNOS J. & HERNYÁK G. 1976: Újszentmargita homokkutatás, összefoglaló földtani jelentés. — *Kézirat*, 4 p.
- HERNYÁK G., HARNOS J., MIKÓ L., CSEH NÉMETH J. & GULYÁS P.-NÉ 1976: Felderítő fázisú színesfémérc kutatási program a Rudabányai-hegységben Andrassy I–II. Szőlőhelytető–Sajóbánya, Bódvavölgy–Szőlőhelytető között, Kőröstelek, Alsótelekes, Felsőtelekes, Rudabánya, Szuhogy). — *Kézirat*, 21 p., 2 térkép, 2 táblázat, 2 szelvény.
- HARNOS J., HERNYÁK G. & MIKÓ L. 1976: Felderítő fázisú vasérc kutatás távlati (20 éves) terve. Kiértékelése: 1963–76. Kutatási program folytatása: 1976–85 év között. — *Kézirat*, 22 p., 5 térkép, 20 táblázat, 5 szelvény.

**1977**

- HERNYÁK G. 1977: A Rudabányai-hegység szerkezeti elemzése az elmúlt 20 év kutatásai alapján. — *Földtani Közöny* **107 (3–4)**, 368–374.
- HERNYÁK G. 1977: Földtani jelentés a Rudabányán végzett 1976. évi kutatásokról. — *Kézirat*, 6 p., 5 táblázat.
- HERNYÁK G. 1977: Nagycséc II. sz. bánya készletszámítása. — *Kézirat*, 6 p., 5 térkép.
- HERNYÁK G. 1977: „Sajómenti” MgTsz. Nagycséc-Muhi. Muhi-I. sz. bánya készletszámolása (08/2 hrsz. Nagykerékdomb-dűlő). — *Kézirat*, 6 p., 6 térkép.

**1979**

- BIHARI GY., HERNYÁK G., MÁTYÁS E. & SÁNTA P. 1979: Országos Érc- és Ásványbányák 1979. I. 1-i országos ásványbányászati művi készletmérlegei. — *Kézirat*, 56 p., 82 térkép, 5 ábra.
- HERNYÁK G. & SZILÁGYI A. 1979: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálatai. Jelentés a Dunántúli-középhegységben végzett mérések eredményeiről. (MK 3677, DK 1/78) 1978. évi jelentés. — *Kézirat*, 11 p., 3 térkép, 10 szelvény.

**1980**

- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1980: „Szabadföld” MgTsz. Szendrő galvácsi homokbánya részletes fázisú kutatási terve. — *Kézirat*, 10 p., 2 térkép.

**1981**

- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1981: Hernádvécsei homokos kavicsbánya bővítésének részletes fázisú kutatási terve (Göncruszka). — *Kézirat*, 13 p., 3 térkép.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1981: Összefoglaló jelentés a hernádvécsei kavicsbánya bővítésének részletes fázisú kutatásáról (Göncruszka). — *Kézirat*, 29 p., 2 térkép, 7 táblázat, 23 rétegsor, 2 szelvény.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1981: Muhi kavicsbánya bővítésének részletes fázisú földtani kutatási terve (Szeszgyári-dűlő). — *Kézirat*, 14 p., 2 térkép.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1981: Összefoglaló földtani jelentés a galvácsi homokelőfordulás részletes fázisú kutatásáról. — *Kézirat*, 19 p.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1981: „Petőfi” MgTsz. Tomor Hegymegi homokbánya részletes fázisú földtani kutatási terve. — *Kézirat*, 11 p., 2 térkép.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1981: Összefoglaló jelentés „Petőfi” MgTsz. Tomor, Hegymeg 06, 07 és 08 hrsz.-ú homokbánya részletes fázisú kutatásáról. — *Kézirat*, 25 p., 8 térkép, 4 táblázat, 40 rétegsor.
- HERNYÁK G., HARNOS J. & GULYÁS P.-NÉ 1981: Rudabányai-hegység színesfémérc kutatás eredményei 1971–80 évek között és további kutatási feladatok. — *Kézirat*, 116 p., 9 térkép, 3 szelvény.

**1982**

- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1982: „II. Rákóczi Ferenc” MgTsz. Ónod, az ónodi kavicsbánya bővítésének részletes fázisú földtani kutatási terve. Ónod II. Muhi úti bánya (Ónod). — *Kézirat*.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1982: „II. Rákóczi Ferenc” MgTsz. Ónod. A debreceni úti kavicsbánya bővítésének részletes fázisú földtani kutatási terve. (Ónod I. Debreceni úti, Muhi). — *Kézirat*, 11 p., 2 térkép.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1982: „II. Rákóczi Ferenc” MgTsz. Ónod kavicsbányáinak I. sz. Debreceni úti 036. hrsz. II. sz. Muhi úti 09/4. hrsz. III. sz. nyékládházai 052/2. hrsz. Készletszámolási és készletbecslési jelentése (Ónod, Muhi, Nyékládháza). — *Kézirat*, 36 p., 6 térkép, 12 szelvény, 6 táblázat.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1982: Összefoglaló jelentés a Muhi 075/f és 078. hrsz.-ú helyen lévő kavicsbánya földtani kutatásáról és készletszámolás a 075/f. hrsz.-ú terület kavicskészletéről (Szeszgyári-dűlő). — *Kézirat*, 33 p., 4 térkép, 12 rétegsor, 3 szelvény, 3 táblázat.

- HERNYÁK G., GODA L., HARNOS J. & MOLNÁR M. 1982: „Dózsa” MgTsz. Perkupa Kutatási terv a Szögliget 48/b hrsz.-ú ingatlanon tervezett kavicsbánya felderítő és részletes fázisú kutatása. — *Kézirat*, 9 p., 2 térkép, 2 táblázat, 1 szelvény.
- HERNYÁK G., GULYÁS P.-NÉ & HARNOS J. 1982: A rudabányai pátvasérckészletek nyilvántartási és termelési minőségének alakulása, ebből adódó bányaföldtani feladatok. — *Földtani Kutatás* **25/3–4**, 84–88.
- HERNYÁK G., HARNOS J., GODA L. & MOLNÁR M. 1982: „Dózsa” MgTsz. Perkupa. A Szögliget 48/b hrsz.-ú ingatlanon tervezett kavicsbánya részletes fázisú kutatásának összefoglaló zárójelentése. — *Kézirat*, 23 p., 6 térkép, 17 rétegsor, 6 szelvény, 4 táblázat.
- HERNYÁK G., HARNOS J., GODA L. & MOLNÁR M. 1982: „Hegyalja” MgTsz. Bekecs kutatási terv Miskolc-Görömböly régi téglagyári homokelőfordulás részletes fázisú kutatása (Miskolctapolca). — *Kézirat*, 26 p., 9 térkép, 10 táblázat, 27 rétegsor, 2 szelvény.
- SÁRKÖZI J., HERNYÁK G. & HARNOS J., 1982: Összefoglaló földtani jelentés és készletszámítás Ónod I. (Debreceni úti), Ónod II. (Muhi úti), Ónod III. (Nyéki) építőipari homokos kavicselőfordulás bővítési kutatásáról. Részletes fázis 1982. Az ónodi kavicsbánya bővítésének részletes fázisú földtani kutatási terve I. II. III. sz. bánya 1982 (Ónod, Muhi, Nyékládháza). — *Kézirat*.

### 1983

- BALLA L. & HERNYÁK G. 1983: Jelentés az alsótelekesi gipsz-anhidrit kutatás helyzetéről. — *Kézirat*, 144 p., 7 térkép, 45 táblázat, 8 szelvény, 15 ábra, 1 melléklet.
- HARNOS J. & HERNYÁK G. 1983: „Búzakalász” MgTsz. Hernádvecse kavicsbánya kiegészítő földtani Kutatásának eredményei, hernádvecsei kavicsbánya rekultivációs terve (Göncruszka). — *Kézirat*, 31 p., 2 térkép, 9 rétegsor, 4 szelvény.
- HARNOS J. & HERNYÁK G. 1983: „Szabadföld” MgTsz. Szendrő Papréve-dűlői kavicsbánya 031. hrsz.-ú terület részletes fázisú földtani kutatási terve. — *Kézirat*, 12 p., 2 térkép.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1983: Hernádvecsei kavicsbánya kiegészítő földtani kutatásának eredményei, 3 határozat. — *Kézirat*, 34 p., 2 térkép.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1983: Összefoglaló jelentés a Szendrő-Papréve dűlő 031. hrsz. helyen lévő homokos kavics előfordulás földtani kutatásáról és készletszámításáról. — *Kézirat*, 37 p., 5 térkép, 28 rétegsor, 4 szelvény, 5 táblázat.

### 1984

- BICS I., BALLA L. & HERNYÁK G. 1984: Alsótelekesi dolomitbánya kutatási terve. — *Kézirat*, 10 p., 1 térkép, 3 táblázat.
- HERNYÁK G. 1984: Gipsz-anhidrit előfordulása a Rudabányai-hegységben. — *Földtani Kutatás* **27/4**, 21–23 p.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1984: Az alsótelekesi evaporitos terület előzetes fázisú kutatási terve 1985. évre vállalati költségre. — *Kézirat*, 13 p., 1 térkép, 3 melléklet.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1984: Alsóvadászi homokbánya részletes fázisú földtani kutatási terve (Senye-p.). — *Kézirat*, 7 p., 2 térkép.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1984: Összefoglaló földtani jelentés az alsóvadászi homok előfordulás részletes fázisú kutatásáról (Senye-p., 2970-2992 hrsz.). — *Kézirat*, 26 p., 4 térkép, 13 rétegsor, 1 szelvény, 3 táblázat.

### 1985

- BALLA L., HERNYÁK G. & KÁLI Z. 1985: Kiegészítő adatok az alsótelekesi gipsz-anhidrit kutatás összefoglaló jelentéshez. — *Kézirat*, 21 p., 4 térkép, 39 táblázat, 4 szelvény, 9 ábra, 1 melléklet.
- HERNYÁK G. 1985: Alsótelekesi dolomitbánya kutatási terve 1986. évre. — *Kézirat*, 6 p., 1 térkép, 3 táblázat.

### 1986

- HERNYÁK G. 1986: Alsótelekesi dolomitbánya kutatási terve 1988. évre. — *Kézirat*, 6 p., 1 térkép, 3 táblázat, 6 szelvény.
- HERNYÁK G. & HARNOS J. 1986: Muhi-kavicsbánya bővítésének részletes fázisú földtani kutatási terve (Szeszgyár-dűlő). — *Kézirat*, 12 p., 3 térkép.
- JUHÁSZ A., EGERER F., HERNYÁK G. & SZLABÓCZKY P. 1986: Bükk hegység geomorfológiai felépítése 10 000-es (Műszaki leírás a Miskolc vízellátásba bekapcsolt források szabadfelszíni védőidomának geomorfológiai térképe) Miskolc-Diósgyőr, Miskolctapolca-Hollóstat, Kisgyőr, Répáshuta, Bükkszentkereszt-Hollóstat. — *Kézirat*, 37 p., 9 térkép, 3 szelvény.

### 1997

- BICS I., BALLA L., HERNYÁK G., HARNOS J. & BAROSS G. 1997: Földtani jelentés az alsótelekesi zsugorítási dolomitkutatásról. — *Kézirat*, 37 p., 2 térkép, 6 táblázat, 6 rétegsor, 2 szelvény.

### 2002

- HERNYÁK G. 2002: A rudabányai ércutatás utolsó 40 esztendeje. — In: SZAKÁLL S. & MOSONI G. (szerk.): Ércutatások Magyarországon a 20. században. Miskolc–Rudabánya, 235–245.

### 2003

- KORDOS, L. & HERNYÁK, G. 2003: Geological background. — In: BERNOR, R. L., KORDOS, L. & ROOK, L. (eds): Recent Advances on Multidisciplinary Research at Rudabánya, Late Miocene (MN 9), Hungary: a compendium. — *Palaeontographica Italica* **89**, 5–7.

Végjegyzet: A kéziratok a Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattárban találhatóak.

## SZABÓ Imre

### 1926–2014

Kiváló geológus kollégánktól kell fájó szívvel búcsút vennünk, akit jó egészségben, bár már 88 éves korában, de mégis váratlan baleset során ragadott el a halál körülből, 2014. május 25-én.

SZABÓ Imre 1926. október 26-án, paraszti családban, a nagykunsági Karcagon született. Törekvő családban nőtt fel, így az elemi iskola befejezése után a Karcagi Református Gimnáziumban folytatta tanulmányait, s itt a háborús események miatt, két év késéssel, 1946-ban, 20 éves korában érettségizett le.

A nehéz körülmények ellenére még ebben az évben beiratkozott a Pázmány Péter Tudományegyetem természetrajz–földrajz szakára, majd érdeklődési körének megfelelően 1948-ban átment az akkortájt induló geológus szakra, ahol vizsgái és gerecei mezozoos tárgyú szakdolgozata alapján 1951-ben kapott geológus diplomát. Kiváló előmenetelét értékelve, az akkor önálló Oszlánytani Tanszéken előbb gyakornoknak, majd tanársegédként alkalmazták. Itt öt évig vett részt a geológus hallgatók oszlánytani oktatásában, majd 1955-ben áthelyezték a Magyar Állami Földtani Intézetbe, ahol a gerecei mezozoos képződmények tanulmányozásának folytatása mellett rábízták a nagytétényi szarmata bentonittelep kutatását. Háromévi munkája és a megelőző genetikai, továbbá nyersanyag-felhasználási eredményeit a MÁFI 1955–56 Évi Jelentésében tette közzé, de a munka részleteit az Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattárban elhelyezett 3 jelentésből ismerhetik meg a szakemberek. Az intézetben előbb tudományos munkatársi, majd 1958-ban már tudományos osztályvezetői beosztásban dolgozott.



Eközben nem lett hűtlen a paleontológiához sem. Egykori tanszéki kollégájával, BODA Jenővel az Ipari Technikumok — elsősorban a Geológiai Technikum — hallgatói számára részletes, sokoldalú Oszlánytan tankönyvet állítottak össze, amelyet megjelenése (1958) után még évtizedekig használtak a középiskolában.

Az intézet által 1961-ben megrendezett nemzetközi mezozoos kongresszusra elkészítette a tatai Kálvária-domb jura képződményeinek jellemzését, s az a MÁFI Évkönyv 85. kötetében meg is jelent.

SZABÓ Imre publikációs tevékenységének folyamatában ekkor törés következett be. Adattári (142 db) és saját gyűjteményében (90 db) lévő nagyszámú kéziratok jelentése azonban továbbra is sokoldalú, eredményes szakmai munkáról tanúskodik. 1958-ban ugyanis az intézetből a Pécsi Uránércbánya Vállalat áthívta a Balaton-felvidéki Kutatócsoportja vezetőjének, s ettől kezdve nyugdíjba meneteléig (1989-ig), 63 éves koráig különböző beosztásokban és nagyon változatos munkaterületeken a cég (előbb Pécsi Uránércbánya Vállalat, majd 1960-tól Mecseki Ércbányászati Vállalat) Kutató-Mélyfúró Üzeménél volt állományban. Saját tapasztalatomból — mivel 3 évig közvetlen főnököm volt — majd jelentései alapján is láthattam, hogy kiváló geológus és nagyon jó vezető volt.

Bár 1961-től a MÉV Kutató-Mélyfúró Üzemének főgeológusa lett, élete végéig folytatta a Balaton-felvidék kutatását, ahol elsősorban a triász képződményekkel foglalkozott. Kutatási eredményei több tucatnyi kéziratok mellett 20 db, előbb csak magyar, majd később olasz, svájci (stb.) kutatókkal összefogva, angol, német, francia nyelven is megjelentek. Külön kiemelendő az egyes triász formációknak a Nemzetközi Rétegtani Lexikonban való közzététele, a triász korú vulkanitok minden eddigénél részletesebb, sokoldalú bemutatása és néhány nagyon lényeges triász rétegtani egység és feltárás alapos jellemzése, amelyek az országos alapszelvényprogram keretében készültek.

Kiváló eredmények ezek, s SZABÓ Imre közreműködése annál inkább elismerésre méltó, mivel a tudományos dolgokkal tulajdonképpen csak mellékesen foglalkozhatott, hiszen fő feladata a Balaton-felvidéki uránkutatások végzése, irányítása volt. Az eközben született több tucat jelentésbe bekerült számos új kutatási siker azonban a vállalatnál kötelezően

„Szigorúan titkos” minősítést kapott, s az Országos Földtani Adattárba való elhelyezésükre is csak a rendszerváltás után kerülhetett sor. Megjelentetésük ugyan ma is indokoltnak látszik, de erre — különösen SZABÓ Imre elhunytja után — aligha fog sor kerülni. Ipari kutatási tevékenységének eredményességét kéziratossá alakított jelentéseiben dokumentált permii urán-, triász foszforit-, bentonit- és vasérc-lelőhelyek megtalálása bizonyítja.

Az északkelet-magyarországi paleo-mezozoos hegységekre már az első 1951-ben készült légi mérések is felhívták a sugárzóanyag-kutatók figyelmét. Az 1965–69-ben végzett, korszerű légi mérések aztán egyértelműen jelezték, hogy itt is vannak uránkutatás szempontjából reményteljes képződmények és területek. Ezek alapján SZABÓ Imre fő kutatási tevékenységét 1965 után áthelyezték az Upponyi-, a Bükk, s kismértékben az Aggtelek–Rudabányai és a Tokaji-hegység területére. Mint a Balaton-felvidéken, úgy itt is „Szigorúan titkos” keretek között folyt a munka, így az arról született száznál több jelentés ma is csak adattárakban lehet fel. A mellékesen, szakmai elkötelezettségéből gyűjtött, csak másodlagos uránkutatási jelentőséggel bíró, de figyelemre méltó tudományos adatok egy részét SZABÓ Imre a rendszerváltozás után — többnyire munkatársaival összefogva — publikálta. Ezirányú tevékenységét még elhunytja évében is folytatta.

A mintegy 25 évig, az Upponyi- és a Bükk hegységben SZABÓ Imre vezetésével és személyes részvételével végzett terepi és laboratóriumi vizsgálatok alapján valószínűsíthető, hogy az itteni paleozoos képződményekben nagy mennyiségű, de alacsony koncentrációjú uránfelhalmozódás van. Ezek ipari hasznosítását azonban a — talán nem is olyan távoli — jövő energiaigényei fogják eldönteni.

SZABÓ Imre két fő kutatási területéről hosszú éveken keresztül készített prognózisokat, hosszabb és rövidebb kutatási terveket, éves és összefoglaló kutatási jelentéseket, amelyek kényszerűsége miatt szinte mind kéziratban maradtak. Két fő kutatási területe mellett még további számos területről alkotott egyedül, vagy munkatársaival összefogva, maradandó, de sajnálatosan szinte kizárólag adattári kéziratokban fellelhető összeállításokat. A jelentősebbek ezek közül a következők: Tab termálvíz-kutató fúrás jelentése, a Tabajdi terület kutatási terve, a Velencei-hegység kutatási terve, a Bicskei-medence neogén képződményei, a Mátyás-Nagyegyházai-medence paleogén képződményei, a felsőpetényi terület geológiája, a Gerecse–Bakony kréta képződményeinek geológiája, a nyugat-bakonyi felső-kréta kutatási programja, Csepel-sziget É-i részének földtani adatai, a létavértes–bagaméri vasérc földtani alapadatai, a Dunántúl paleozoos grafit-, antracit-, kőszén-előfordulásai, a foszforitok és foszfátok geológiája, az evaporitok geológiája, a darnó–bükk ofiolitok, térképmagyarázók részletei (Veszprém 1:200 000, Öskü–Sóly 1:20 000, Balatonfüred-K és -Ny 1:10 000). Ez utóbbiak a Balaton-felvidéki és bakonyi területen folyó rendszeres, illetve építésföldtani munkálatokban való folyamatossá válása érdekében készítették.

Írt azonban elméleti jelentőségű munkákat is. Ilyenek a prognóziskészítés alapelvei, a geológus technikusok és fúrás technikusok továbbképzésének módszertana, a földtani adatok statisztikus kiértékelésének mikéntje.

Értékes jelentéseket készített külföldi tanulmányútjairól. Hosszú időt töltött a franciaországi gránitokhoz kötődő urán-előfordulások tanulmányozásával, járt Csehszlovákiában, Algériában, Leninabadban (Üzbegisztán), a Dolomitokban és a Déli-Alpokban is. Az ezeken szerzett tapasztalatokat is megírta útjelentéseiben.

Megszívlelendő bírálatot készített Balla Zoltán A nyugat-mecseki permii uránércesedés című dolgozatáról, Kassai Miklósnak a Villányi-hegység É-i előterének geológiája c. művéről és többek által a Balaton-felvidék metamorfizmájáról készített összeállításáról.

Bár kevésbé tűnik jelentősnek, de Ő volt az, aki DETRE Csabával megírta a mecseki középső-triászról az első ammonitesz jellemzését.

Áttekintve SZABÓ Imre szakmai tevékenységét megállapíthatjuk, hogy sokat tett a magyar geológia kiteljesítéséért, külföldi elismertetéséért és nyersanyag-kutatási eredményei is figyelemreméltóak.

Munkásságát a Bányászati Szolgálati Érdemérmekkel, a Bányászati, majd a Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója címmel, a Magyarhoni Földtani Társulat a Pro Geologica Applicata és az 50 éves tagsági oklevéllel, az Eötvös Loránd Tudományegyetem 2002-ben az Arany, 2011-ben pedig a Gyémánt diplomával ismerte el.

Búcsúzómon tőled Imre! Életutad meggyőzött engem és minden kollégát is meggyőzhet arról, hogy érdemes szorgalmasan, tisztességgel dolgozni, mert a társadalmat, amelyben élünk csak a minden téren szakadatlan — nem kizárólag az egyéni érvényesülést hajtó — munkával lehet fenntartani, fejlődését elősegíteni.

JÁMBOR ÁRON

### SZABÓ Imre nyomtatásban megjelent publikációi

#### 1958

BODA J. & SZABÓ I. 1958: *Őslénytan*. — Ipari Technikumi Tankönyv. Műszaki Kiadó, Budapest, 266 p.

#### 1959

SZABÓ I. 1959: Földtani adatok a nagytérségi bentonitelőfordulások ismeretéhez. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1955–56. évről*, 325–330.

**1961**

SZABÓ, I. 1961: Die Ausbildung der mesozoische Scholle von Tata aus der Jurazeit. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* **49/2**, 599–605.

**1970**

SZABÓ, I. & RAVASZ, Cs. 1970: Investigation of the Middle Triassic Volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. — *Annales Historico Naturales Musei Nationalis Hungarici* (Budapest), **62**, 31–51.

**1972**

SZABÓ I. 1972: Triász. — In: DEÁK M. (szerk.): *Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L-33-XII. Veszprém*. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 35–69.

**1978**

SZABÓ, I. 1978: Marne d' Arács. — In: FÜLÖP, J. (ed.): *Lexique Stratigraphic International 1. Europe 9 Hongrie*. 2<sup>ème</sup> ed., CNRS, Paris, 63–64.

SZABÓ, I. 1978: Dolomie d' Aszófő. — In: FÜLÖP, J. (ed.): *Lexique Stratigraphic International 1. Europe 9 Hongrie*. 2<sup>ème</sup> ed., CNRS, Paris, 70–71.

SZABÓ, I. 1978: Grès de Hidegkút. — In: FÜLÖP, J. (ed.): *Lexique Stratigraphic International 1. Europe 9 Hongrie*. 2<sup>ème</sup> ed., CNRS, Paris, 248–249.

SZABÓ, I. 1978: Dolomie de Nádaskút. — In: FÜLÖP, J. (ed.): *Lexique Stratigraphic International 1. Europe 9 Hongrie*. 2<sup>ème</sup> ed., CNRS, Paris, 348–349.

SZABÓ, I. 1978: Marnes à Tirolites — In: FÜLÖP, J. (ed.): *Lexique Stratigraphic International 1. Europe 9 Hongrie*. 2<sup>ème</sup> ed., CNRS, Paris, 499–500.

SZABÓ, I. & NAGY, E. 1978: Muschelkalk Alpin. — In: FÜLÖP, J. (ed.): *Lexique Stratigraphic International 1. Europe 9 Hongrie*. 2<sup>ème</sup> ed., CNRS, Paris, 346–348.

**1980**

SZABÓ, I., KOVÁCS, S., LELKES, GY. & ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1980: Stratigraphic Investigation of Pelsonian–Fassanian Section of Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). — *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia* **85/3–4**, 789–806.

**1984**

CROS, P. & SZABÓ, I. 1984: Comparison of the Triassic volcanogenic Formation in Hungary and the Alps. Paleogeographic criteria. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **27/3–4**, 265–276.

**1986**

GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A. & SZABÓ, I. 1986: Biostratigraphic zonation of the Lower Triassic in the Transdanubian Central Range. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **29/3–4**, 233–259.

HAAS J., SZABÓ I., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., LELKES GY., KOVÁCS S., KOZUR H., IVANCSICS J. 1986: Balatonfelvidék, Felsőörs, Forrás hegy (Felsőörsi Mészke Formáció). — *Magyarország geol. alapszelvényei*. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 6 p.

**1987**

BENCE G., MUNTYÁN Cs. & SZABÓ I. 1987: *Magyarászó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképéhez. Öskü*. — Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 74 p.

**1988**

BENCE G., MUNTYÁN Cs. & SZABÓ I. 1988: *A Bakony hegység földtani térképe 20 000-es sorozat. Öskü. Fedett és fedetlen földtani térkép*. — Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

HAAS, J., TÓTH-MAKK, Á., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F., ORAVECZ, J. & SZABÓ, I. 1988: Lower Triassic Key section in the Transdanubian Mid-Mountains. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **45**, 1–319.

**1990**

BRAGLIO LORIGA, C., GÓCZÁN, F., HAAS, J., LENNER, K., NERI, C., ORAVECZ-SCHEFFER, A., POSENATO, R., SZABÓ, I. & TÓTH-MAKK, Á. 1990: The lower sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. — *Memorie di Scienze Geologiche* **42**, 41–103.

KOVÁCS, S., NICORA, A., SZABÓ, I., BALLINI, M. 1990: Conodont biostratigraphy of Anisian/Ladinian boundary sections in the Balaton Upland (Hungary) and in the Southern Alps (Italy). — *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **118**, 171–195.

SZABÓ, I. 1990: Balaton Highland, Köveskál, section along the Séd Creek. — *Geological Key Sections of Hungary* **90/196**, Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 6 p.

SZABÓ I. 1990: Bakony, Hajmáskér, Berekhegyi mészkő kőfejtője (Berekhegyi Mészke Formáció). — *Magyarország geológiai alapszelvényei*. Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 6 p.

**1991**

- KOVÁCS, S., KRYSZTIN, L., SZABÓ, I., DOSZTÁLY, L. & BUDAI, T. 1991: The Ladinian/Carnian boundary in the Balaton Upland, Hungary. — In: GUEX, J., BAUD, A. (eds): Recent developments on triassic stratigraphy. *Proceedings of the Triassic Symposium, Lausanne, 20–25 October 1991*, p. 39.
- VÖRÖS, A., SZABÓ, I., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L. & BUDAI, T. 1991: The Anisian/Ladinian boundary problem in the Balaton area, Hungary. — *Extended Abstracts, Symposium on Triassic stratigraphy, Lausanne, 20–25 October 1991*, 44–45.

**1996**

- VÖRÖS, A., SZABÓ, I., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L. & BUDAI, T. 1996: The Felsőörs Section: a possible stratigraphy for base of ladinian Stage. — *Albertiana* **17**, 25–40.

**1997**

- MÁRTON, E., BUDAI, T., HAAS, J., KOVÁCS, S., SZABÓ, I. & VÖRÖS, A. 1997: Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Anisian–Ladinian boundary section Felső-örs (Balaton Highland, Hungary). — *Albertiana* **20**, 50–57.

**2002**

- BUDAI, T., HAAS, J., KOVÁCS, S., SZABÓ, I. & VÖRÖS, A. 2002: *STS/IGCP 467 Field Meeting*. — Budapest, Geological Institut of Hungary, Hungarian Geological Society, 86 p.
- VÖRÖS, A., SZABÓ, I., BUDAI, T., HAAS, J., MÁRTON, E. & PÁLFY, J. 2002: Stop 1. Felsőörs Forrás-hegy (Forrás Hill). — In: *STS/IGCP 467 Field Meeting*, p. 70.
- KOVÁCS, S., SZABÓ, I. & KRYSZTIN, L. 2002: Stop 2. Felsőörs Forrás-hegy (Forrás Hill). — In: *STS/IGCP 467 Field Meeting*, 77–79.
- POLGÁRI M., BÍRÓ L. & SZABÓ I. 2002: *Az eplényi mangánérc*. — Geolitera, Szeged, 143 p.
- SZABÓ I. 2002: Az Upponyi- és a Bükk hegységi sugárzóanyag-kutatások története. — In: ZSÁMBOKI L. (sorozatszerk.): *Közlemények a magyarországi ásványi nyersanyagok történetéből. XIII*, SZAKÁLL S. & MORVAI G. (szerk.): *Érckutatások Magyarországon a 20. században*. Miskolc–Rudabánya, 217–234.
- SZABÓ I. & VINCZE J. 2002: Bükk hegységi törmelékes perm képződmények földtani, kőzettani vázlatja és ércindikációi. — *Földtani Közlöny* **132/2**, 181–221.

**2003**

- VÖRÖS, A., (ed.), BUDAI, T., LELKES, Gy., KOVÁCS, S., PÁLFY, J., PIROS, O., SZABÓ, I. & SZENTE, I. 2003: The Pelsonian Substage at the Balaton Highland (Middle Triassic, Hungary). — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **55**, 195 p.

**2008**

- VÖRÖS, A., BUDAI, T. & SZABÓ, I. 2008: The base of the Curionii Zone (Ladinian, Triassic) in Felsőörs (Hungary): improved correlation with the Global Stratotype Section. — *Central European Geology* **51/4**, 325–339.

**2013**

- SZABÓ I. & VINCZE J. 2013: A bükkszentkereszti riolit (kvarcporfír)-tufa Mn-ércesedéssel társult U–Be-tartalmú foszfátásványosodása. — *Földtani Közlöny* **143/1**, 3–28.
- KOVÁCS, S., GECSE, ZS., PELIKÁN, P., ZELENKA, T., SZEBÉNYI, G. & SZABÓ, I. 2013: Felső-triász conodonták a recsk–darnói terület mélyfúrásaiból: új adatok a prekainozoos aljzat földtani felépítéséhez. — *Földtani Közlöny* **143/1**, 29–46.

## Események, rendezvények

### XVII. Geomatematikai Ankt, és VI. Horvát–Magyar Geomatematikai Szimpózium, 2014. május 21–23. Opatija, Horvátország

2008 nyarán a Horvát és a Magyarhoni Földtani Társulat Geomatematikai szakosztályai elhatározták, hogy minden évben közös szimpóziumot szerveznek. Az elmúlt hat év közös sikertörténetének első fordulópontja 2012-ben volt, amikor a MFT Geomatematikai Szakosztálya első alkalommal rendezte meg éves anktját az országhatáron kívül, a Horvát Földtani Társulat Geomatematikai szakosztályának meghívására az Adria-parti Opatijában.

2014 évi szimpózium, a két szervezet sikeres együttműködésének jeleként, már a második ilyen alkalom volt. A rendezvény előadásai a „Geomatematika — az elmélettől a gyakorlatig” gondolatkör köré szerveződtek. A programban összesen 24 előadás és poszterbemutató, és a „szokásos” workshop szerepelt. Ez utóbbi témája „Elmélet és gyakorlat a variográfiában” volt.

A szimpózium résztvevői között jelen voltak a két ország olajtársaságainak (INA és MOL), a Lybian Petroleum Institute-nak, a Zágrábi Belgrádi és Szegedi Egyetemnek valamint az ELTE-nek, a Horvát Földtani Intézetnek és az ELGI-nek képviselői, valamint több magyar és horvát szakértői iroda geológusai. Az IAMG Student Chapter Szeged, magyar és horvát hallgatóinak előadásai és poszterei ismét nagy sikert arattak.

Az elméleti megközelítések mellett több előadás szólt a CH-tárolók kisléptékű geológiai sztochasztikus modelljeiről, a nukleáris hulladék elhelyezésben alkalmazott geomatematikai modellekről, a laza kőzetek kőzetfizikai tulajdonságainak modellezéséről, a hidrológiai modellalkotásról és a geoinformatika legújabb elméleti és gyakorlati eredményeiről.

A rendezvény kiemelt szponzorai a MOL és az INA voltak. A poszterek és előadások anyaga internetes kiadványban került publikálásra (<https://bib.irb.hr/datoteka/698400.Knjiga.pdf>).

GEIGER János

### Beszámoló a 17. Magyar Óslénytani Vándorgyűlésről (2014. május 29–31.)

Idén tavasszal, a társulat Óslénytani–Rétegtani Szakosztályának vezetése immár tizenhetedik alkalommal rendezte meg az Óslénytani Vándorgyűlést. A rendezvénynek a győri Révész Hotel adott otthont. A már hagyományosnak nevezhető vándorgyűlés iránti töretlen lelkesedést jól jelzi, hogy az idén 58 résztvevője volt a találkozóznak. A háromnapos rendezvény első és harmadik napján a kollégák 29 előadást tartottak és 12 posztert mutattak be. Idei meghívott vendég előadónk sokunk személyes jó ismerőse, a pozsonyi Comenius Egyetemről Michal KOVÁČ volt, aki „Neogene geodynamics and palaeogeography of the Eastern Alps, Western Carpathians, and the Transdanubian Range junction area (Vienna and Danube basins)” címmel tartott előadást. Az előadáshoz jól kapcsolódott a pénteki napon megtartott terepbejárás, amelynek során a kollégák felkeresték a Bécsi-medence szlovák részének néhány nevezetes — főként miocén — ősmaradvány-lelőhelyét. A kirándulás leglátványosabb és talán legérdekesebb pontja a dévé-

nyi Kobyla-hegy (Sandberg) volt, amelynek nevezetes feltárásai változatos badeni, tengeri és szárazföldi ősmaradványokat szolgáltatottak már a 19. század óta. A terepbejárás előkészítésében és lebonyolításában Matuš HYŽNÝ kollégánk, a decapodák ismert specialistája vállalt főszerepet.

A korábbiakhoz hasonlóan a szakosztály vezetősége az idén is díjazta a legjobb diákelőadásokat és -posztereket. 2014-ben a PhD hallgató kategóriában KOCIS Tibor Ádám, BODOR Emese Réka, és BOTFALVAI Gábor érdemelték ki az első, a második, ill. a harmadik helyezést. A hallgatók számára fenntartott kategóriában KARÁDI Viktor, BOTKA Dániel és NYERGES Anita szerepelt az első, a második, ill. a harmadik helyen.

Az ülés programját, az előadások és poszterek összefoglalóját, valamint a magyarul és angolul megírt kirándulásvezetőt a hagyományosan sárga borítóval megjelent, az idén 64 oldalasra sikeredett programfüzet tartalmazza. A rendezvényt a Hantken Miksa Alapítvány és a Magyar Természettudományi Múzeum támogatta. A jövőre esedékes 18. vándorgyűlést a tervek szerint 2015. május 14–16. között rendezzi a szakosztály az Észak-Bükk és Uppony területén (Főnagyság, [http://www.eszakerdo.hu/magyar/erdisk/bagolyvar\\_uj.htm](http://www.eszakerdo.hu/magyar/erdisk/bagolyvar_uj.htm)).

FÖZY István

### Beszámoló a IV. Összegyetemi terepgyakorlatról (2014. 08. 04. – 2014. 08. 08.)

2014-ben negyedik alkalommal is sikeresen lezajlott a Magyarhoni Földtani Társulat Ifjúsági Bizottsága által évi rendszerességgel megszervezésre kerülő Összegyetemi terepgyakorlat. Az idei terepgyakorlat helyszíne a Mecsek volt. A 13 résztvevő között a Pécsi Tudományegyetem, az Eötvös Loránd Tudományegyetem, a Szegedi Tudományegyetem és a Miskolci Egyetem hallgatói vettek részt.

A program az alábbiak szerint alakult:

#### 1. nap (augusztus 4, hétfő)

Bevezető – A Délkelet-Dunántúl földtani fejlődéstörténete (KONRÁD Gyula, SEBE Krisztina, PTE TTK Földrajzi Intézet, Földtani Tanszék)

Paleozoos–mezozoos képződmények és a szerkezetalakulás nyomai a Nyugat-Mecsekben (KONRÁD Gyula, SEBE Krisztina)

#### 2. nap (augusztus 5, kedd)

A Mecsekalja-zóna felépítése és a fejlődéstörténetével kapcsolatos elméletek (M. TÓTH Tivadar, SZTE Ásványtani Tanszék)

A Bábaapáti Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló földtani alkatja és az első két tárolókamra kialakításának földtani tapasztalatai (SZEBÉNYI Géza, Mecsekérc)

#### 3. nap (augusztus 6, szerda)

Kőzetmechanikai laboratóriumi és in situ mérési módszerek bemutatása (KOVÁCS László, Kőmérő Kft.)

Telephely látogatás a Geochem Kft. kővágószőlősi telepelyén (ÁCS Péter, Geochem Kft.)

A bodai fúrás megtekintése (HÁMOS Gábor)

#### 4. nap (augusztus 7, csütörtök)

Alsó-kréta vulkanoszedimentek és ércindikációk (JÁGER Viktor, Szentágothai János Kutató Központ, Analitikai kémiai és geoanalitikai csoport)

5. nap (augusztus 8, péntek)

A Mecsek „harmadidőszaki” rétegsora és fejlődéstörténete (MÁTHÉ Zoltán, Mecsekérc)

Az Ifjúsági Bizottság ezúton is köszöni a lebonyolításban résztvevők és az előadók közreműködését.

DABI Gergely  
MFT Ifjúsági Bizottság

**Magyar felfedezők és kutatók a természeti erőforrások hasznosításáért — HUNGEO 2014. augusztus 20–24., Debrecen**

Az idén 12. alkalommal megrendezett találkozó házigazdája a Debreceni Egyetem volt. A rendezvény fővédnöke ÁDER János államelnök; védnökei Lovász László, az MTA elnöke, KÓSA Lajos, Debrecen polgármestere és SZILVÁSSY Zoltán, a Debreceni Egyetem rektora volt.

A rendezvény szervezése a következő partnerek szakmai közreműködésével történt: Magyar Földmérési, Térképészeti és Távérzékelési Társaság, Magyar Földrajzi Társaság, Magyar Geofizikusok Egyesülete, Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Magyar Meteorológiai Társaság, Magyar Természettudományi Társulat, Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya, Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület.

A találkozót megelőző kirándulás az Alföldre vezetett. A résztvevők ízelítőt kaptak a hortobágyi talajtani kutatások eredményeiből, a természetvédelmi és ökológiai értékek védelméről, majd ismereteket szerezhettek Hajdúszoboszló és térségének hévízgazdaságáról, továbbá a nagyhegyesi gázkitörés helyén kialakult krátertér keletkezéséről. Hajdúszoboszlón a jelenlévők megkoszorúzták a hévíz atyjának tekintett PÁVAI VAJNA Ferenc mellszobát, továbbá koszorút helyeztek el a tudomány nagy mecénásának, SEMSEY Andornak arcképénél, a Balmazújvárosi Semsey kastélyban.

A rendezvény hivatalos megkezdése előtt MIKA János a HUNGEO elnöke, BAKSA Csaba a MFT elnöke és KOZMA Gábor a DE Földtudományi Intézet igazgatója adott tájékoztatást a helyi média képviselőinek.

A konferencia megnyitóján a Himnusz elhangzását követően MIKA János, a HUNGEO elnöke köszöntötte a megjelenteket, majd felolvasta ÁDER János (1. lejjebb) és LOVÁSZ László üdvözlő levelét. Ezt követően SOMOGYI Béla, Debrecen alpolgármestere, a házigazda egyetem részéről PINTÉR Ákos dékán és KOZMA Gábor intézetigazgató gondolatait hallgatták meg a találkozó résztvevői. Végül, BAKSA Csaba, az MFT elnöke ünnepélyesen megnyitotta a világtalálkozót.

Az első napon 12 átfogó előadás hangzott el a plenáris ülésen, míg a második napon négy teremben, párhuzamos szekcióülések keretében, 60 előadást tartottak földtudományi témákban, majd további 12 poszterbemutató gazdagította a programot. A táraikon innen és túl élő és alkotó kutatók a meteorológiától a térinformatikáig, a környezetvédelemtől a bányászati, a földtantól a geofizikáig, a tudománytörténettől az oktatásig terjedő témákban tartottak érdekes előadásokat.

A konferenciát követő kétnapos kirándulás a Partiumban és az Erdélyi-szigethegységben mutatta be, hogyan kell az értékes, épített és természeti kincseinket példászerűen megóvni, azokat fontos turisztikai attrakcióként közkinccsé tenni. Ennek keretében került sor Nagyvárad megújult belvárosában tett sétára, a Medve-barlang és a világhírű brádi arany múzeum megtekintésére. Mindezek mellett, a résztvevők terepen tanulmányozták a verespataki ércesedés földtani, bányászati és környezetvédelmi kérdéseit, problémáit, illetve azok szakmai hátterét.

A Szervező Bizottság a konferencián 30 év alatti előadó által bemutatott legjobb szakdolgozat kategóriában megosztva három

Hajdú-Moharos József HUNGEO Ifjúsági Díjat adott ki. A díjazottak: DÉNES Réka, KIS Anna és PRAVICZKY Tamás.

A rendezvényre három kötet készült: (1) a tudományos programokat és az előadások összefoglalóit tartalmazó kötet; (2) az alföldi, a debreceni és az erdélyi kirándulások leírását egybegyűjtő kötet; (3) a közel 80 dolgozatot tartalmazó cikkgyűjtemény.

A konferenciára 130 fő regisztrált 12 országból (Anglia, Ausztrália, Brazília, Finnország, Kanada, Magyarország, Románia, Svájc, Szerbia, Szlovákia, Ukrajna, USA). Az augusztus 20-ai kiránduláson 44 fő, a határon túlin 49 fő vett részt. A regisztrált résztvevők száma minden korábban megrendezett HUNGEO találkozónál meghaladta.

A világtalálkozón CSERNY Tibor főtítkár által készített fényképfelvételek a [www.hungeo.hu](http://www.hungeo.hu) honlapon megtalálható linkeken keresztül elérhetők.

A világtalálkozó létrejöttét támogatta az Kutatási és Technológiai Innovációs Alap, a MOL Nyrt. és a Terrapeuta Kft.

CSERNY Tibor



**Elnöki megnyitó**

*Hölgyeim és Uraim, kedves Kollégák szűkebb kis hazánkból, a Kárpát medencéből és a messzi nagyvilágból!*

Nagy öröm számomra, hogy itt Debrecenben, a híres cívisvárosban, a „kálvinista Rómában” üdvözölhetem, Eger után immár második alkalommal, a magyar származású földtudományi szakemberek világtalálkozójának résztvevőit. A Magyarhoni Földtani Társulatnak, mint a rendezvény fő szervezőjének nevében hadd fejezzem ki köszönetemet és nagyrabecsülésemet mindazoknak a szakembereknek, akik megtiszteltek jelenlétükkel és előadásaikkal megalapozták rendezvényünk sikerét. Külön szeretném kiemelni azoknak a távoli országokból, messzi földrészekről hazalátogatott professzoroknak, neves tudósoknak a szerepét, akik ennek a rendezvénynek szakmai rangját, hírnevét erősítve, az egyetemes magyar földtudomány fejlődéséhez személyes részvételükkel, fáradságot nem kímélve hozzájárultak. A magyar földtudományi szakemberek világtalálkozóját 12. alkalommal rendezzük meg. Az 1996-ban indult sorozat a legutóbbi egeri rendezvényen ünnepelte 15. évfordulóját. Ezt megelőzően sajnos, voltak olyan szkeptikus hangok, hogy ez is, mint sok más hasonló, jószándékú kezdeményezés már túl van életgörbéje csúcspontján, kifulladt, csökken az érdeklődés, valami mást kellene csinálni, esetleg abba kellene hagyni. DUDICH Endre tiszteleti tagunk jól fogalmazott, amikor Egerben a 11. találkozót, angolból plagizálva „eleven”-nek nevezte, mert a társulat új elnöksége hitet tett a folytatás mellett és minden erejével és tudásával a magyar szakmai nyelv ápolásán, megtartásán és a földtudományi szakemberek és civil szervezeteik összefogásának megteremtésén, a pozitív szinergiák erősítésén dolgozik. Az elmúlt két évben társulatunk több mint húsz testvérszervezettel, egyetemekkel kötött együttműködési megállapodást, amelyek mind ez irányú törekvéseinket szolgálják. Júniusban aláírtuk kilenc szorosan vett földtudományi egyesülettel közösen a „Földtudományi Civil Szervezetek Közössége” alapító dokumentumát, együttműködési megállapodását, amely megfelelő garancia arra, hogy a HUNGEO további sorsa megnyugtatóan rendezett és sikeres legyen.

Hivatásunk megbecsültsége, társadalmi elismertsége és ezzel szorosan összefüggően piacképessége az elmúlt években itt

Európában, de kiváltképpen Magyarországon erősen megkopott, olykor veszélyesen mélyre süllyedt. Ennek természetesen nem elsősorban kiváló szakembereink, a gyakorlati életben, az iparban dolgozó kollégáink az okozói, bár mi is elkövettünk sajnos hibákat. A földtudományok, ezen belül is főként a geológia és a montaniztika erősen megszenvedték az általános gazdasági visszaesést, a rossz értelemben minősíthető, irracionális környezetvédelmi paradigmát, a média ellenséges, közvélemény-tematizáló propagandáját, amely azt eredményezte, hogy hazánkban a bányászat és hozzátartozó földtani kutatás a nem kívánatos tevékenységek között foglal helyet. Eltérő mértékben, de a többi földtudományi diszciplína sincs sokkal jobb helyzetben. Ennek megváltoztatása érdekében permanens felvilágosító és érdekvédelem-erősítő munkát folytatunk, amelyek nagyon lassan, de meggyőződésem szerint lesz eredménye. Nem hangsúlyozható eléggé a szakmáink képviselőinek összefogása, közös gondolkodása, erőink összpontosítása. Európa és hazánk politikai vezetői a jelek szerint lassan ráébredtek arra, hogy megfelelő nyersanyag-ellátottság és -biztonság nélkül a világméretű versenyben végérvényesen lemaradunk, teret veszünk és már sok helyen veszítettünk is, ahonnan nem lesz megnyugtató visszatérés. Ezt jól tükrözi Kína, India és sok feltörekvő nagyhatalom példája, akik felvásárolták minden hozzáférhető nyersanyagforrást szerte a világban, miközben Európa lemondott saját meglévő lehetőségeiről is. Amennyiben Magyarország talpon akar maradni és mind morálisan, mind gazdaságilag meg akar újulni és erősödni, akkor sürgősen paradigmaváltásra van szükség.

*Hölgyeim és Uraim!  
Kedves Barátaim!*

A jelenlegi HUNGEO a 12-ik a sorban. Kijelenthetjük, és már tucatszor bizonyítottuk, hogy a magyar földtudományi szakembereknek sok mondanivalója van egymásnak és a ránk figyelő világnak. Nem kevésbé fontos a személyes kapcsolatok ápolása, erősítése, minél több új kolléga megnyerése közös törekvéseinknek, szép és felemelő kezdeményezéseinknek. A mostani rendezvény előkészítésében számos önzetlen és munkájába szívót-lelkét beleadó kolléga vett részt, amelyet ezúton is köszönök. Támogatóink anyagi és erkölcsi segítsége nélkül sem tudtunk volna ilyen nagyszabású találkozót szervezni. Regisztrált résztvevőink száma 130 fő és ezt kiegészíti a meghívott vendégek és intézmények, társszervezetek reprezentáns személyiségeinek hosszú sora. Köszönöm mindannyiuknak, hogy mellénk álltak és segítenek nemes céljaink megvalósításában.

Kérem, engedjék meg, hogy ennek az előttünk álló négy nagyszerű napnak a hangulatát REMÉNYIK Sándor hasonló című versidézetével alapozzam meg:

*„Négy ragyogó, verőfényes, igaz nap.  
Négy naptárból kiszakított aranylap.  
Négy örökkévalóságba iktatott,  
Kibeszélhetetlen, boldog, mély titok.”*

Köszönöm figyelmüket.

BAKSA Csaba

MAGYARORSZÁG KÖZTÁRSASÁGI ELNÖKE

Tiszelt Hölgyeim és Uraim!

Herman Ottó, aki nemcsak tudós, de politikus is volt, országgyűlési képviselőként egyszer felindultságában azt találta mondani, hogy: „Magyarországnak két képe van, Magyarország a jelentőségében és Magyarország a valóságban.” Gyűjteni járó, terepen sokat dolgozó, kutató emberként azt a tudást tartotta a leghűtelesebbnek, amely a tapasztalathól született. És azokat az ismereteket értékelte legjobbra, amelyek a valóságot jól ismerő, azzal foglalkozó szakemberektől származtak.

Az idén épp száz esztendője elhunyt polihisztor Herman Ottó gondolatát követve a HUNGEO díszétérce válik, hogy tanácskozásait mindig terepmunkával vegyíti. Manapság a részterületek és rész kutatások korszakát éljük, egyre nehezebb egységben látni a legfőbb, eredendő témát. Fisetünkben az édes anyaföldet. Nem csoda, hogy a HUNGEO 1996-os, egyszerűnek szánt rendezvényéből rendszeres, vándorló összejövetel, valódi közös munka lett a hazai földtan művelőinek részvételével. Az ágazatok találkozási távlatot adott, a választott helyszín pedig a téma közelségét. Mindkettőre – eszmecsere és folytonos vizsgálódásra – nagy szükségünk van, ha valós képet szeretnénk kapni Magyarországról.

Idén a természeti erőforrások hasznosítása van terítéken – aligha lehetett volna ennél időszerűbb témát választani. A fenntartható fejlődés ugyanis szép eszményből immáron a 21. század túlélési programjává vált. Mirepedig fenntartható fejlődés aligha képzelhető el a természeti erőforrásaink ismerete és okos használata nélkül. Őszintén bízom abban, hogy a HUNGEO 2014 sok új gondolattal járul hozzá az előttünk álló feladatok megoldásához.

Mindannyiuknak élvezetes eszmecsere, jövőbe mutató gondolatokat, eredményes munkát kívánok!

Budapest, 2014. augusztus 20.



*Áder János*  
Áder János

Veszprémben 2014. június 14-én ünnepélyesen felavatták CHOLNOKY Jenő mellszobrát a Cholnoky Jenő Általános Iskola előtti parkban (Veszprém, Cholnoky utca 21.).

\*\*\*

Társulatunk kezdeményezésére, 2014. június 24-én kilenc szervezet képviselője létrehozta a Földtudományi Civil Szervezetek Közösségét. A szervezet létrehozásának célja, hogy a földtudományi egyesületek és társaságok megfelelő súllyal tudjanak részt venni a civil szférát megillető véleményalkotási, érdekérvényesítési és a döntéshozókat megalapozott tanulmányokkal, szakvéleményekkel támogató eljárásokban. Az együttműködési megállapodás teljes szövegét megtekinthetik honlapunk ([www.foldtan.hu](http://www.foldtan.hu)) Dokumentumtárában. A megállapodást aláíró szervezetek: Magyar Földmérési, Térképészeti és Távérzékelési Társaság, Magyar Földrajzi Társaság, Magyar Geofizikusok Egyesülete, Magyar Meteorológiai Társaság, Magyar Természettudományi Társulat, Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület, Szilikátipari Tudományos Egyesület, Magyarhoni Földtani Társulat.

## Személyi hírek

MINDSZENTY Andreát, az MTA doktorát, az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézet egyetemi tanárát, a világ számos bauxitterülete, valamint a hazai lelőhelyek tanulmányozása, elméleti tudásának az ipari bauxitkutatásban való alkalmazása, valamint kiváló oktatói munkája elismeréseként a Magyar Érdemrend tisztikeresztjével tüntették ki.

### Gyász hírek

Megrendülten tudatjuk mindazokkal, akik ismerték és szerették, hogy SZABÓ Imre gyémántdiplomás geológus 2014. május 25-én, 88 éves korában, tragikus hirtelenséggel elhunyt.

Fájdalommal tudatjuk, hogy 2014. július 1-én, 79 évesen hosszú betegség után, otthonában elhunyt Prof. Dr. BÁLDI Tamás geológus, egyetemi tanár „Lauretus Academiae” tagtársunk.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él!