

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

VARGA Andrea¹, RAUCSIK Béla¹, SZAKMÁNY György²

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

²ELTE 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) törésvonal 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-töttősi 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 feltárási 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). Feküjét 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-

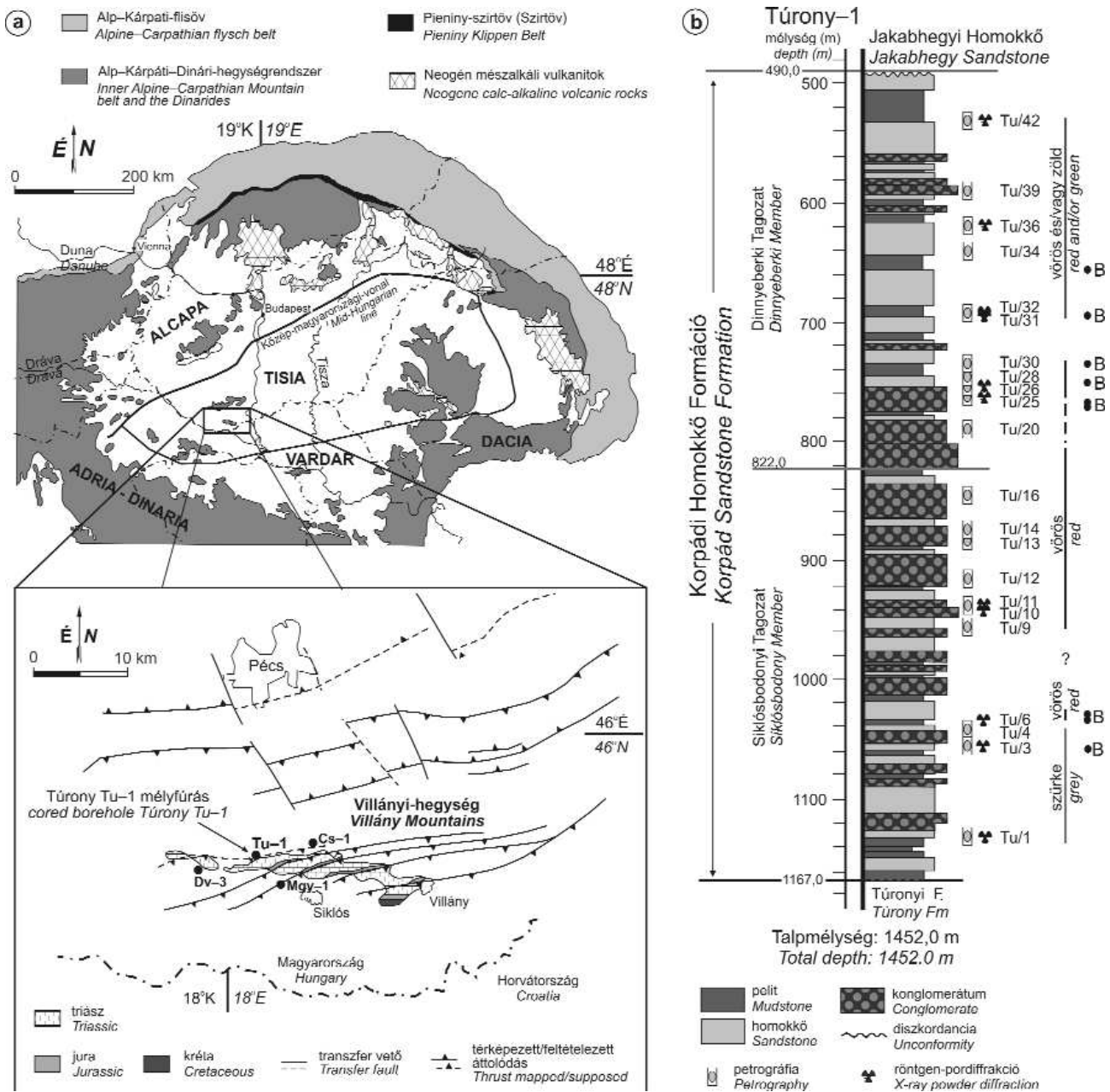
kőről rendelkezésre álló ismereteket is — számos új kérdés merült fel, ezért megbízható földtani és öskörnyezeti modell széleskörű revíziós vizsgálat nélkül nem alkotható. Az előzetes eredmények alapján a Korpádi Homokkő nyugat-mecseki rétegsorában gyökérvonalakat tartalmazó karbonátos paleotalaj-szintek („calcrete”) mutathatók ki (VARGA 2009; VARGA et al. 2012, 2013), amelyek azonosítása és jellemzése az öskörnyezet (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 kapcsolattól 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, szórta 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-



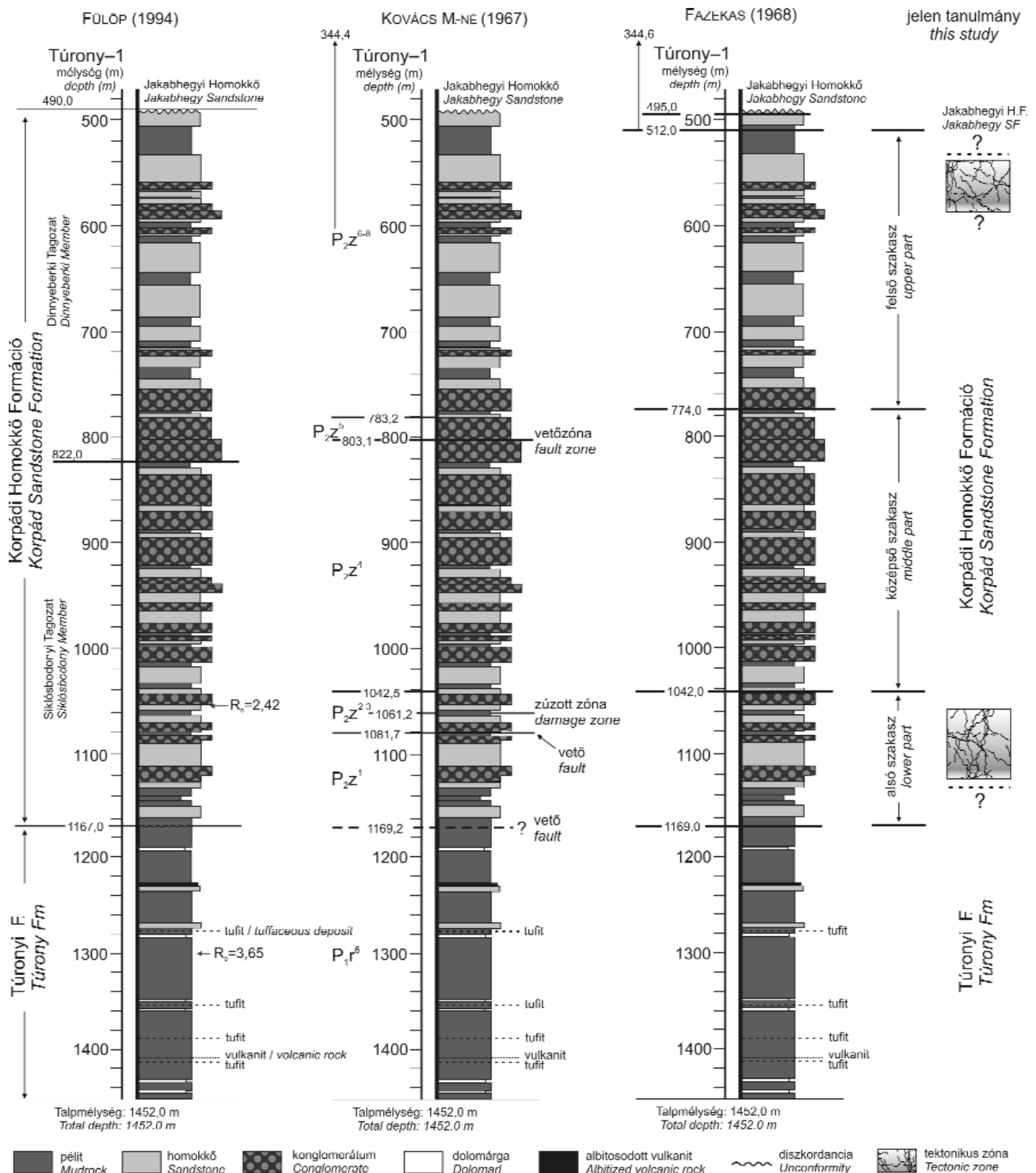
1. ábra. a) A Villányi-hegység regionális környezete és egyszerűsített földtani térképe a mintagyűjtés helyének (Tu-1: Túrony-1) feltüntetésével (CSONTOS et al. 1992 alapján VARGA et al. 2008, VARGA 2009). További bejelölt mélyfúrások: Dv-3: Diósvizsló-3; Cs-1: Csarnóta-1; Mgy-1: Máriagyűd-1. b) A Korpádi Homokkő Formáció egyszerűsített rétegsora (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁS-NÉ 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 & BARABÁS-NÉ 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 : vitrinit-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-

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.

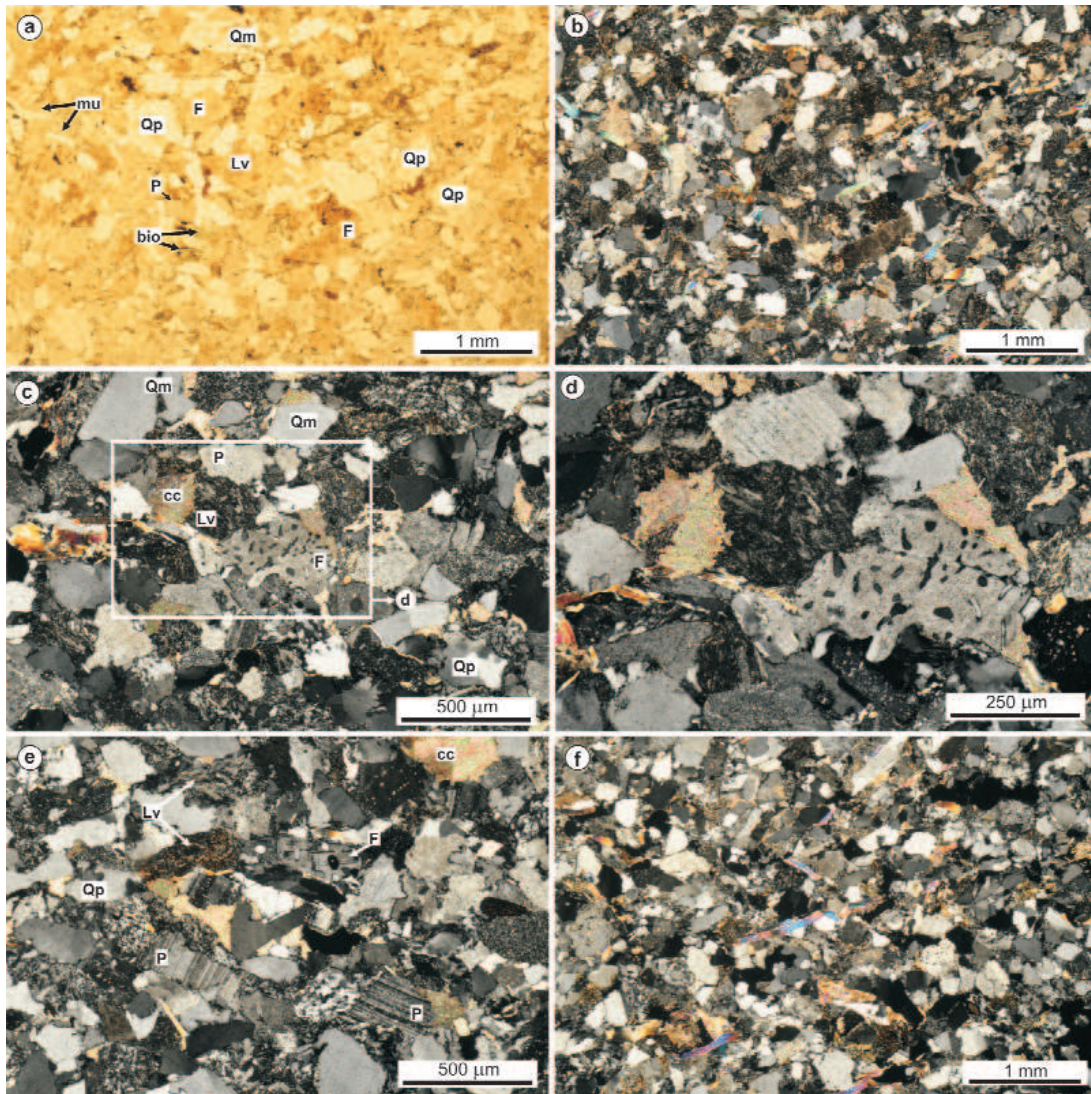
meghatároztuk. Mivel nem álltak rendelkezésre a kalibráláshoz szükséges sztenderd preparátumok, így a mérési eredményeket nem tekintjük tényleges Kübler-indexeknek; az adott szelvényen belüli változások kimutatására és számszerűsítésére azonban elégségesek. A 10 Ångströmös reflexió féltértszélesség adatainak kalibrálásánál általánosan alkalmazott eljárásnak megfelelően, az egy mérés-sorozatban felvett (így a Túronyi Formációba sorolt mintákat is tartalmazó) párhuzamos mérésekből számított féltértszélesség 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, poliszintetikusan ikerlemez, 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

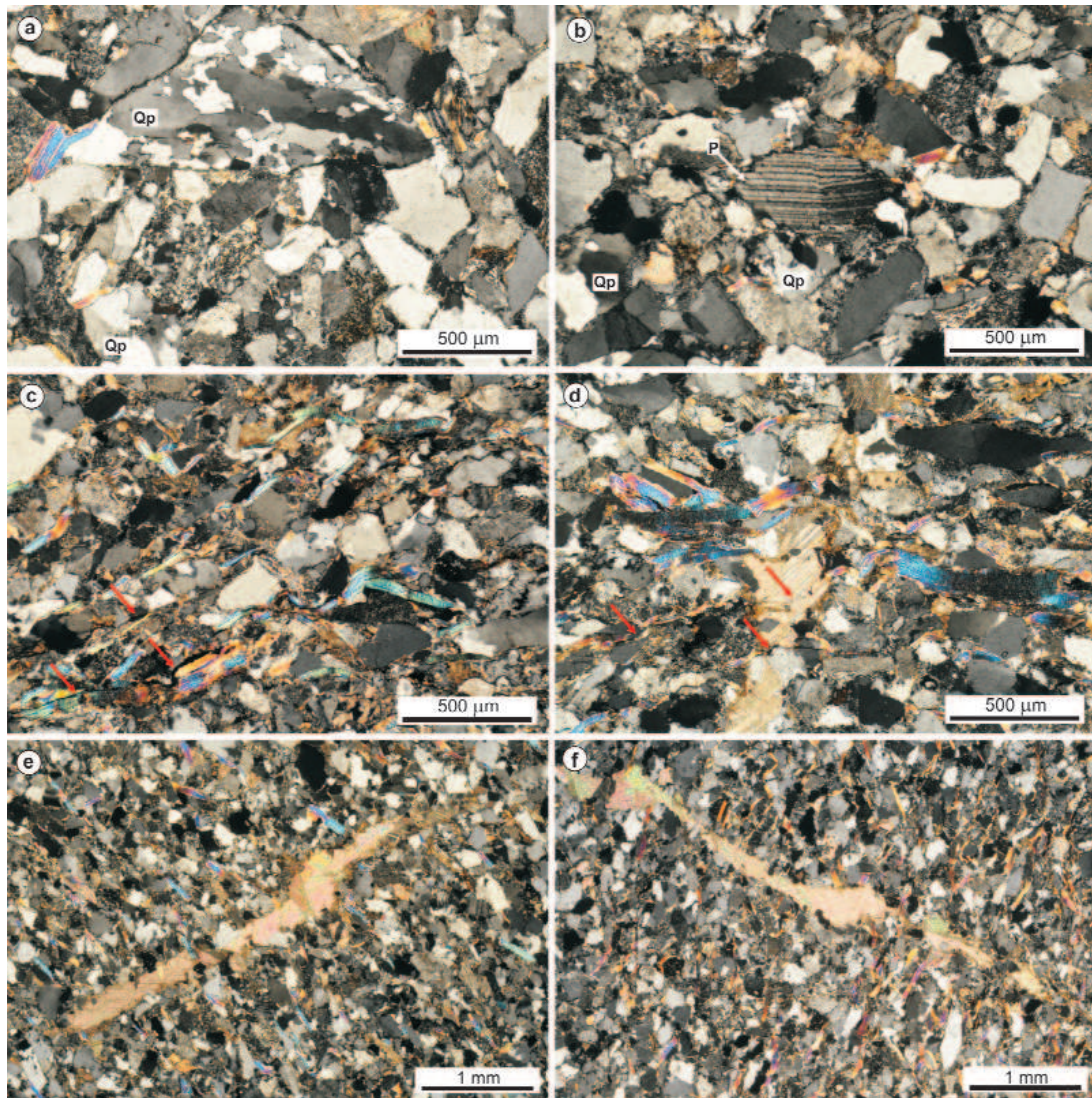
Figure 4. Thin-section photomicrographs of the lower part of the Korpád Sandstone section in the cores Tu-1

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 alanyag 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)

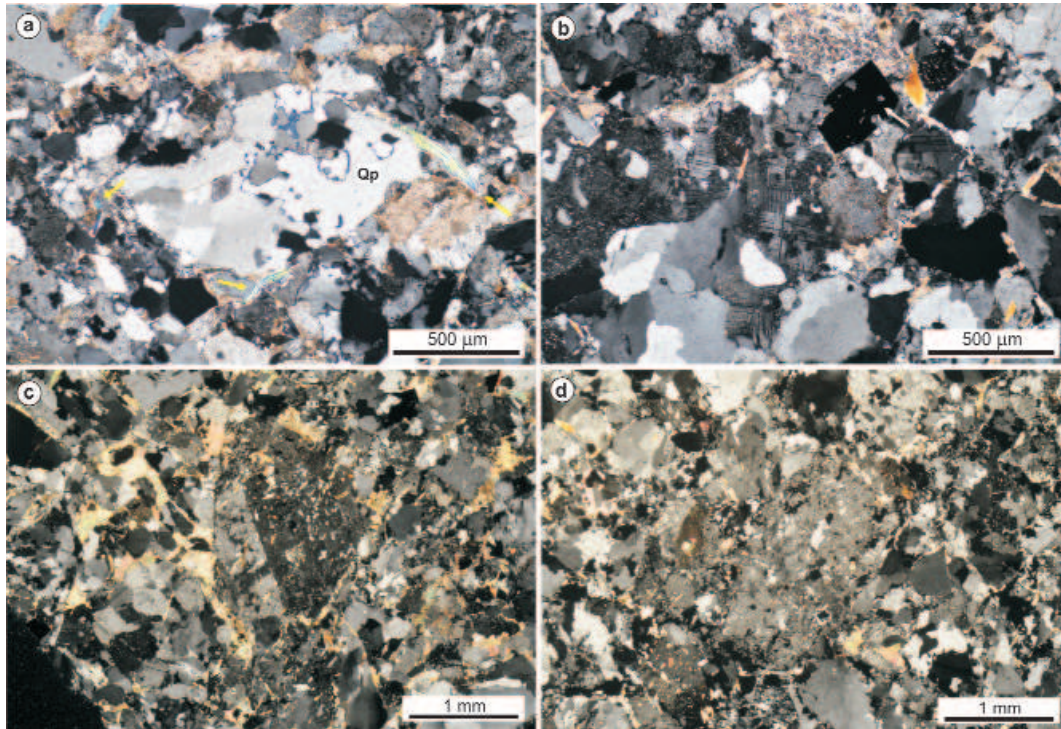
a-b) Polikristályos kvarc (Qp) és polyszintetikus ikres, deformált plagioklász (P) közép-nagyszemcsés homokkőben (1043,3-1047,7 m/1; Tu/4); c-f) Orientált muszkovitot tartalmazó apró-középszemcsés homokkő (1054,6-1061,3 m/2; Tu/3). Az oldódási filmeket piros nyilak jelölik; a mikroereket kalcit tölti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

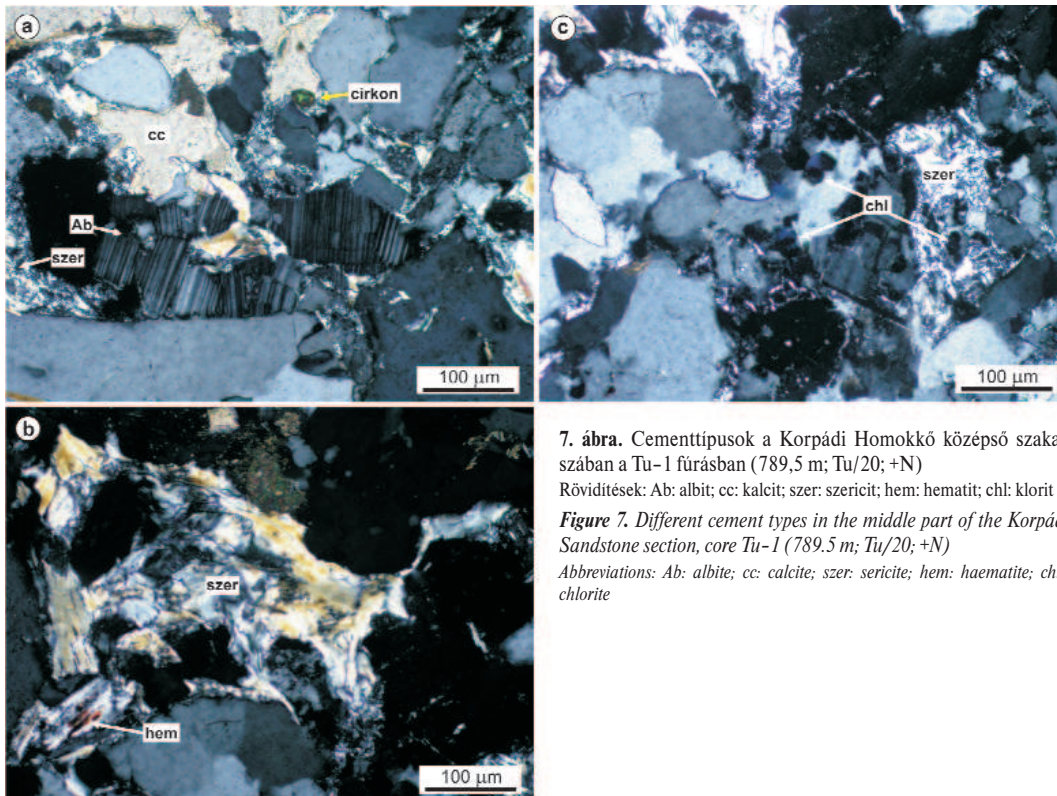


6. ábra. A Korpádi Homokkő középső szakaszának petrofáciése a Tu-1 fúrásban (+N)

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+muskovit 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

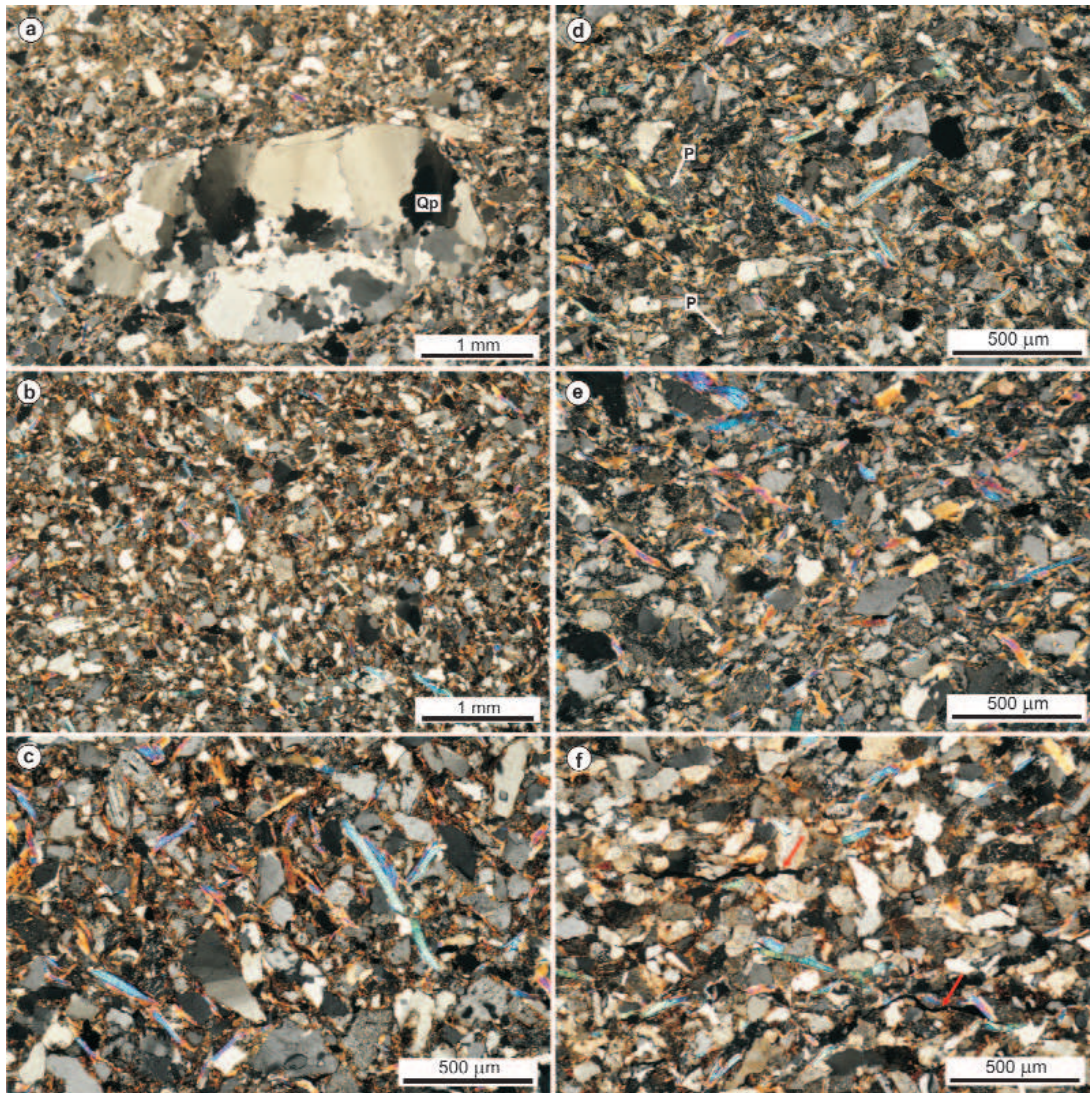
Figure 7. Different cement types in the middle part of the Korpád Sandstone section, core Tu-1 (789.5 m; Tu/20; +N)

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

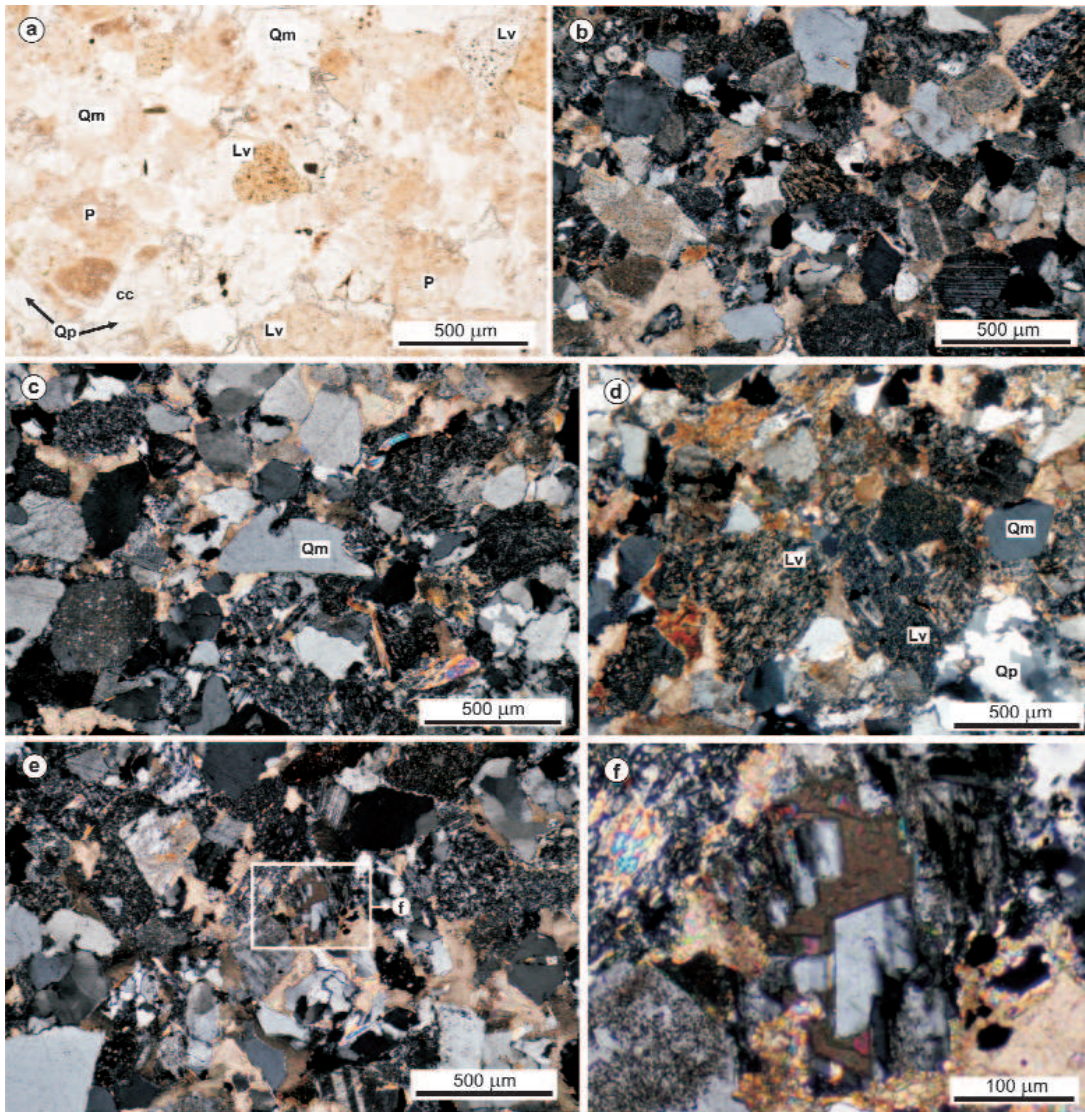


8. ábra. A Korpádi Homokkő felső szakaszának petrofáciése a Tu-1 fúrásban (+N)

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 mikroklinból álló granitoid törmelékek fordulnak elő. Valószínűleg áthalmozott, sajátanyagú, finomszemcsés homokkő, illetve pelites törmelék (Ls) szintén megjelenik. Akcesszóriaként opakásványok, rutil,

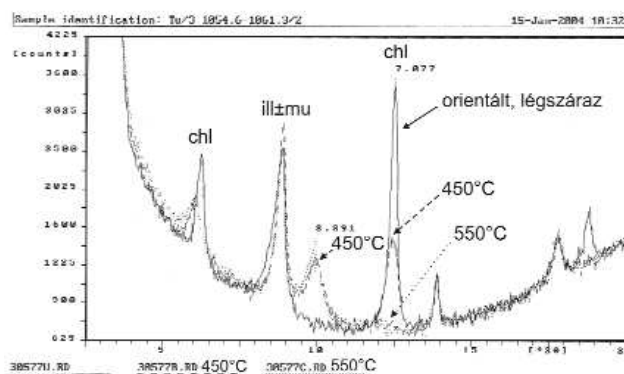
cirkon, apatit, valamint turmalin fordulnak elő. Helyenként (pl. Tu/28 minta) hintett formában sajátalakú pirit figyelhető meg. Cementként illit/szericit (különösen a szakasz alsó részén), hematit, klorit, pátos karbonát (különösen a szakasz felső részén) és albit jelenik meg.

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 töredeztetett kőzetek, továbbá — a deformáció javarészét 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

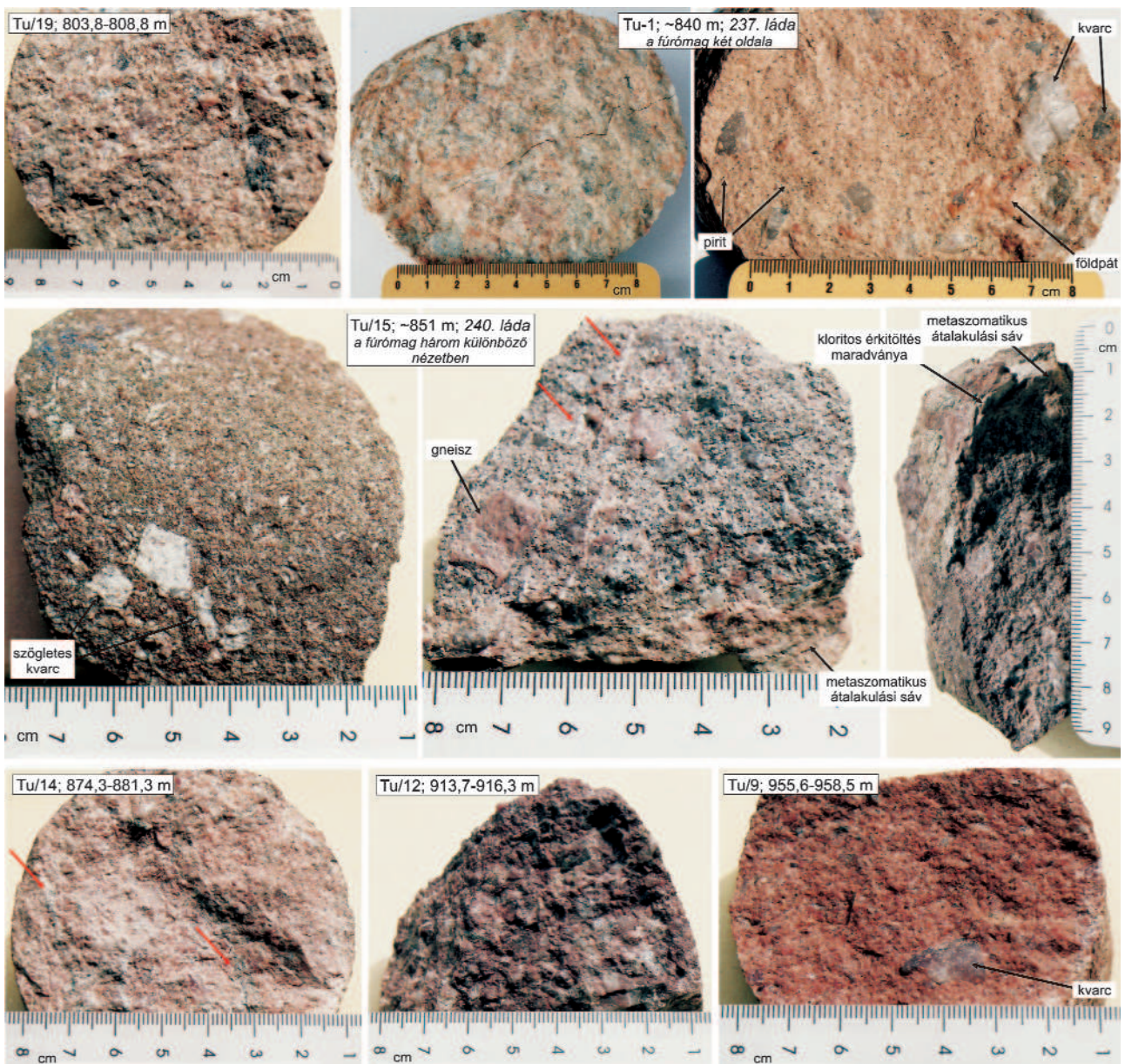
A Tu–1 fúrásban a Korpádi Homokkő középső szakaszában vulkanitszemcsék nem ismerhetők fel; a rosszul osztályozott, többnyire szögletes vázalkotó szemcséket uralkodóan dinamikus átkristályosodást szenvedett, polikristályos kvarc- és kalcium-szemcsék, különböző mértékben albitosodott kálföldpátszemcsék, 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. Leírása 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

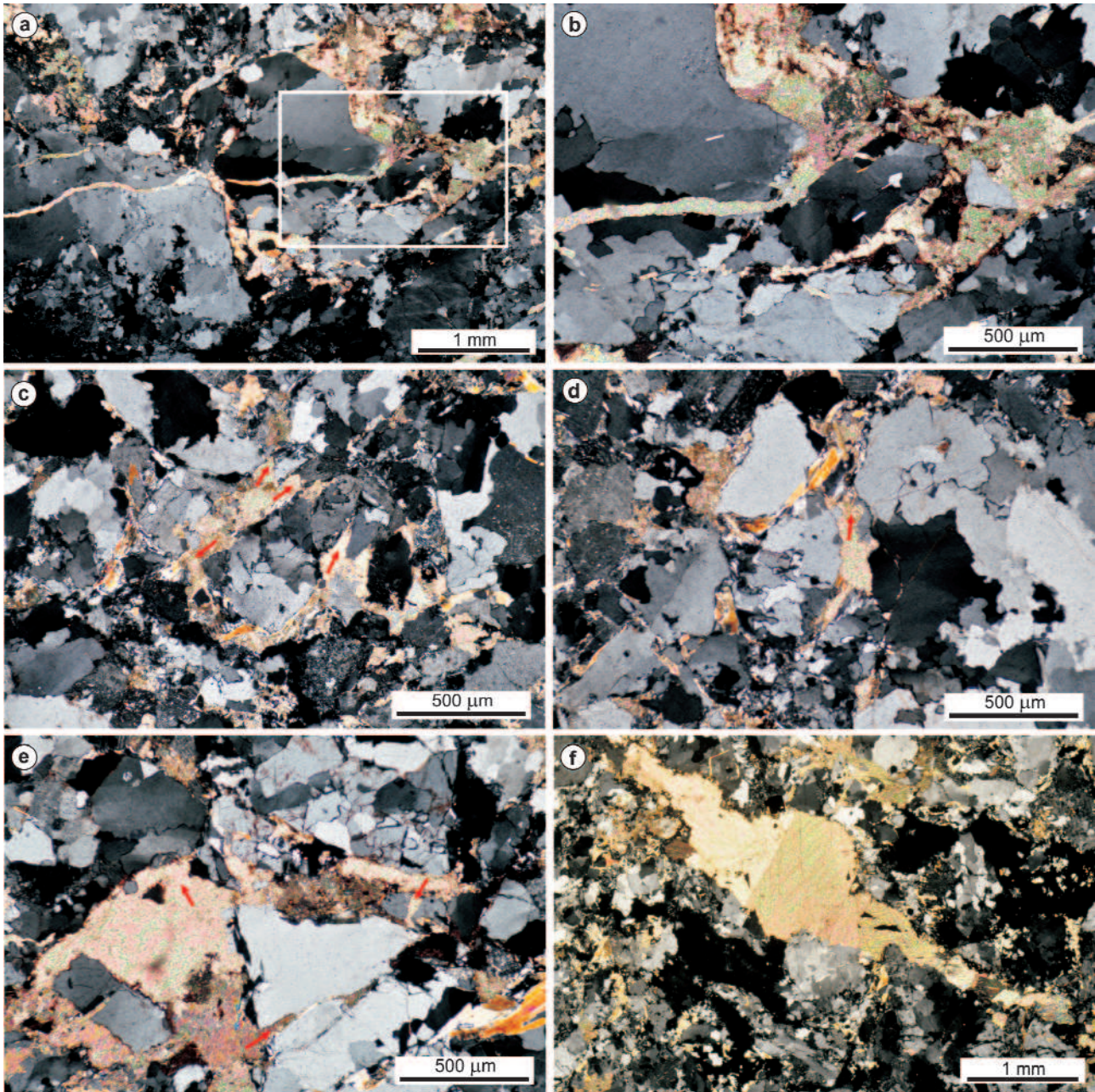


11. ábra. Kalcittal cementált breccsaminták a Korpádi Homokkő középső szakaszából (Tu-1 fúrás); korábban konglomerátumként dokumentált minták
 Figure 11. Calcite-cemented breccia core samples from the middle part of the Korpád Sandstone section, borehole Tu-1; these samples were described as conglomerate 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 metamorfizált kőzeteket 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 kérdésszerű 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 konglomerátumréteggel 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, Máriagyúd–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-mecsekítől 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 terep aljzatában a későbbi szerkezetalakulás szempontjából a Szlavóniai–Drávai-terepum autochtonnak, vagy parautochtonnak tekinthető (CSÁSZÁR 2005). A lokális korrelációhoz azonban a hasonló permi képződményeket harántoló Csarnóta–1, Máriagyúd–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 Közöny* **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 képződményei 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. — *Kézirat 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 pszeuromorfózák 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 kapcsolatrendszer. — *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.