

## A Siklósbodony Sb–1 mélyfúrás feltételezett karbon–perm határképződményeinek ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői

*Mineralogical, petrographic and geochemical characteristics of siliciclastic rocks from the supposed Carboniferous–Permian boundary in borehole Siklósbodony Sb–1, South-western Hungary*

R. VARGA Andrea<sup>1</sup> – RAUCSIK Béla<sup>2</sup> – SZAKMÁNY György<sup>1</sup>

(7 ábra, 4 táblázat)

*Tárgyszavak: homokkő, aleurit, röntgen-pordiffrakció, geokémia, késő-paleozoikum, Tésényi Homokkő Formáció, Korpádi Homokkő Formáció, Dél-Dunántúl, Magyarország*

*Keywords: sandstone, siltstone, X-ray diffraction, geochemistry, Late Palaeozoic, Tésény Sandstone Formation, Korpád Sandstone Formation, southern Transdanubia, Hungary*

### Abstract

This paper reports on mineralogical, petrographic and geochemical characterisations of clastic sedimentary rocks of the supposed Carboniferous–Permian boundary. The latter can be found at a depth of 700 m in borehole Siklósbodony (Sb–1), southern Transdanubia, Hungary.

According to our results, neither lithostratigraphic nor geochemical boundaries were recognized in the depth interval 673.0–712.0 m of the sequence from borehole Sb–1. Proof of the existence of the sediments studied was found in the same source area which is dominated by quartz-rich metamorphic rocks. Based on previous petrological studies and interpretations, the authors suggest the Tésény Sandstone Formation from borehole Sb–1 is unconformably overlain by the Korpád Sandstone Formation; furthermore, the position of the lithostratigraphic boundary showing tectonic contact is at a depth of 642.0 m.

### Összefoglalás

A tanulmány a Siklósbodony Sb–1 fúrásban 700 m mélységben feltételezett karbon–perm határ közvetlen környezetéből származó törmelékes üledékes kőzetminták részletes ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzését mutatja be.

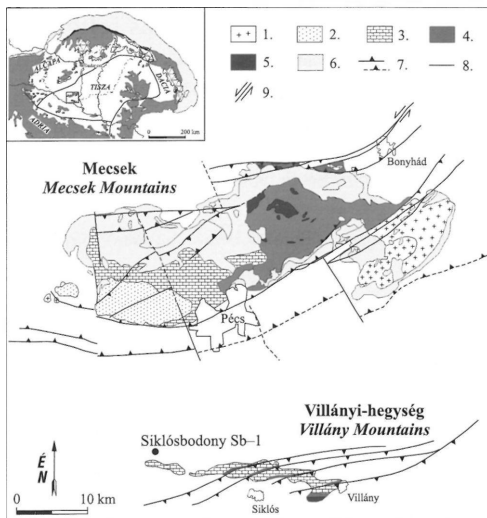
Eredményeink alapján az Sb–1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományában nem jelölhető ki ásványtani, kőzettani vagy geokémiai határ. A vizsgált képződmények lefordási területe egységes, uralkodóan kvarcdús metamorf kőzetek lepusztulásából származik. Figyelembe véve a korábbi ásványtani és kőzettani vizsgálatok eredményeit, az Sb–1 fúrásban harántolt, a Korpádi Homokkő Formáció és a Tésényi Homokkő Formáció közötti kőzetrétegtani határt tektonikus jelleggel 642,0 m mélységbe helyezzük.

### Bevezetés

A Villányi-hegység északi előterének nyugati részén a Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) 1968-ban mélyítette a Siklósbodony–1 (Sb–1) mélyfúrást, amely

<sup>1</sup> ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: raucsikvarga@freemail.hu; gyorgy.szakmany@geology.elte.hu

<sup>2</sup> Veszprémi Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem u. 10, e-mail: raucsik@almos.vein.hu



1. ábra. A Mecsek és a Villányi-hegység egyszerűsített földtani térképe a mintagyűjtés helyének feltüntetésével (NAGY 1968 alapján, CSONTOS et al. 2002 szerkezetföldtani adatainak felhasználásával). Jelmagyarázat: 1. gránit; 2. perm; 3. triász; 4. jura; 5. kréta; 6. neogén; 7. térképezett/feltételezett áttolódás; 8. transzfer vető; 9. oldaleltolódás

Fig. 1 Generalized geological map of the Mecsek and Villány Mts and sample locality (modified after NAGY 1968 with structural geological data of CSONTOS et al. 2002). Legend: 1 granite; 2 Permian; 3 Triassic; 4 Jurassic; 5 Cretaceous; 6 Neogene; 7 thrust mapped/supposed; 8 transfer fault; 9 strike slip fault

célja a perm képződmények kutatása volt (1. ábra). A feltárt rétegsor jelentőségét azonban az adta, hogy a mélyfúrás az alsó-perm képződmények alatt felső-karbon törmelékes képződményeket harántolt. A siklósbodonyi fúrás kőzetanyagának vizsgálata így szervesen kapcsolódott a karbon kőszéntelepek feltárását célzó kutatáshoz.

Az Sb-1 fúrás földtani értékelését KASSAI (1969) végezte, aki az első részletes anyagvizsgálat eredményeit felhasználva (FAZEKAS 1969; IVÁN 1969) jelentésében a mélyfúrás 76,0–700,0 m közötti mélységtartományát kora-perm korúnak tekintette, és a Siklósbodonyi Homokkő Formációba sorolta. A 700,0–1200,2 m mélységköz – véleménye szerint – a felső-karbon Tésenyi Homokkő Formáció törmelékes összletét tárta fel. Eredményei alapján a 700,0 m mélységben kijelölhető karbon–perm határt folyamatosnak tekintette. Az első feldolgozást követő további vizsgálatok részben módosították KASSAI (1969) megállapításait, illetve megkérdőjelezték a karbon–perm határ helyzetét és típusát (HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI 1976; BARABÁSNÉ STUHL 1986–88). A helyes értelmezést, az érvek és ellenérvek összevetését azonban megnehezítette az a tény, hogy az anyag-

vizsgálati eredmények döntő része publikálatlan jelentés formájában, adattárban található meg (FAZEKAS 1969; IVÁN 1969; KASSAI 1969; BARABÁSNÉ STUHL 1986–88).

A karbon–perm határ helyzetének pontosítását nehezítette az is, hogy az Sb-1 fúrás maganyaga részben megsemmisült, továbbá az archivált kőzetminták revíziós vizsgálatára nem került sor, így a korábbi jelentésekre támaszkodó, összefoglaló jellegű publikációk az adott szerző szubjektív véleményét tükrözik (FÜLÖP 1994; JÁMBOR 1998). A jelenleg elfogadott álláspont alapján az Sb-1 fúrás perm képződményei a Korpádi Homokkő Formációba tartoznak, valamint a 700,0 m mélységben meghúzott karbon–perm határ nem tekinthető folyamatosnak (JÁMBOR 1998).

Az Sb-1 fúrás által feltárt Korpádi és Tésényi Homokkő Formáció képződményei csak mélyfúrásokból ismertek, ezért a képződmények közettani-geokémiai jellemzését, a terület ősföldrajzi rekonstrukcióját és az üledékképződés modellezését megnehezítik a felmerült bizonytalanságok. Munkánkban – a dél-dunántúli paleozoikumai törmelékes képződmények részletes újvizsgálatát megcélzó kutatás részeként (OTKA T 034924 téma) – a siklósbodonyi fúrásban feltételezett karbon–perm határ archivált mintáinak (673,0–712,0 m) részletes feldolgozását végeztük el annak reményében, hogy a korszerű ásványtani, közettani és geokémiai vizsgálatok segítségével pontosítható az ősmaradványok hiányában litológiai alapon kijelölt kor- és képződményhatár.

### **A karbon–perm határ helyzete az Sb-1 mélyfúrásban: tények és ellentmondások**

KASSAI (1969) a Siklósbodony-1 fúrás földtani értékelésében a mélyfúrás talpától (1200,2 m) 700,0 m-ig terjedő szakaszt a felső-karbonba sorolta. Ez az összlet szürke színű, sok liditkavicsot tartalmazó, uralkodóan metamorf lepusztulási területről származó képződményeket tartalmaz, amelyből – véleménye szerint – üledékfolytonosan fejlődik ki a perm rétegsor. 570,0–700,0 m között tarka átmeneti kőzeteket különített el, amelyek felett 114,0 m-ig uralkodóan gránit lepusztulási anyagából álló tarka törmelékes rétegsor található. A fáciesszelvényen látható szín- és szemcsenagysági viszonyok harmonikus menete alapján, továbbá a kavicseloszlási szelvény segítségével meghúzott karbon–perm határt harmonikusnak (üledékfolytonosnak) dokumentálta. Értelmezése bizonyítékanak tekintette azt a tényt is, hogy a vékonycsiszolatok kiértékelése (FAZEKAS 1969) alapján megadott határ nem egyezett meg sem a szín alapján elkülönített, sem a kavicseloszlás alapján megvont határral, amely – álláspontja szerint – harmonikus átmenetre utal.

FAZEKAS (1969) két eltérő lehordási területű szakaszra bontotta a vizsgált rétegsort: 114,7–642,0 m között olyan jól-közepesen osztályozott homokköveket figyelt meg, amelyek rosszul koptatott szemcséit döntően magmás és metamorf kvarcsezemcsék, pertites ortoklász, mikroklin, szericiteseedett vagy üde savanyú plagioklász, biotit, muszkovit és közettörmelék (kvarcit, plagiogneisz, gránit, aplit, agyagpala, finomszemcsés homokkő, különböző típusú vulkanitok) szemcsék alkották. Ettől eltérően a 642,0–1200,2 m mélységtartományban megfigyelhető törmelékanyag gyakorlatilag kizárólag metamorf kőzetek lepusztulási

termékét tartalmazza, a savanyú vulkanittörmelékek mennyisége jelentéktelen. Ezen a szakaszon belül kiemelten kezelte a 642,0–1106,0 m mélységtartományt, amelyre változó szemcsenagyságú és szerkezetű, rosszul osztályozott, metamorf közettörmelékben, polikristályos kvarcban és csillámban gazdag törmelékes üledékes kőzetek jellemzők. Kiemelte, hogy a fúrásban gyakoriak az átalakulási jelenségek (különösen 400,8–543,4 m mélységben), amelyekre karbonátásványkiválások, karbonát-klorit-vasoxid anyagú mikroteléreik és fészkek, továbbá hintett ércindikációk (pirit, kalkopirit, kovellin, galenit, fakóérc) utalnak.

IVÁN (1969) geofizikai jelentését a földtani vizsgálatok, valamint a korbesorolás eredményeinek ismeretében készítette. Munkájában 702,8 m mélységben jelölte ki a karbon–perm határt; a karbon homokkő összlet (14–20 gamma) az ugrás-szerűen megemelkedett gamma-intenzitás alapján választható el az alsó-perm homokkővektől (10–12 gamma, helyenként azonban meghaladja a 15 gammát).

HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI (1976) véleménye szerint a siklósbodonyi fúrás paleozoos rétegsora üledékfolytonos, azonban a felső-karbon–perm határ öslénytani adatok hiányában a redox-viszonyok fokozatos megváltozása alapján jelölhető ki. Vizsgálataik alapján a zöldesszürke, szürkészöld felső-karbon rétegek közé 570–980 m között egyre gyakrabban ékelődnek vörösbarna és vörös színű rétegek, ezért – KASSAI (1969) véleményével ellentétben – 570 m mélységben húzták meg a karbon–perm határt.

BARABÁSNÉ STUHL (1986–88) a perm fekéüppézdőmányaikról készített jelentésében az Sb–1 fúrásban a színváltozást, az üledékes jellegeket, az ásványos és a kőzettani összetétel különbségeit, valamint a törmelékanyag durvaságának változása alapján kijelölhető ciklusokat figyelembe véve a karbon–perm határt 700 m mélységben húzta meg. Feltételezését LACZÓ (in BARABÁSNÉ STUHL 1986–88) vitrint-reflexió adataival támasztotta alá, amelyek szerint a siklósbodonyi fúrás 200 m és 500 m mélységéből származó minták  $R_o$  értéke (2,41 és 2,46%) megfelel a biosztratigráfiailag igazolt alsó-perm Korpádi Homokkő  $R_o$  értékének. A 820 m mélységből vizsgált minta  $R_o$  értéke (3,35%) azonban a biztosan felső-karbon kőzetek  $R_o$  értékével egyezik meg. BARABÁSNÉ STUHL (1986–88) véleménye szerint ez a karbon–perm határon olyan nagyobb üledékhányat jelezhet, amelyet vagy üledékhézag, vagy tektonikus érintkezés okozott. A folyamatos üledékképződés ellen szól tovább GÓCZÁN (in BARABÁSNÉ STUHL 1986–88) mikropaleontológiai eredménye is, amely szerint az Sb–1 fúrásból (779,6–798,6 m) wesztfáliai spórák kerültek elő, ezen belül egy forma a wesztfáliai emelet B zónájának középső szintjétől a D zóna alsó szintjéig terjedő időegységet képviseli. Figyelembe véve, hogy a siklósbodonyi fúrás karbon szakaszának legfelső része is wesztfáliai korú, továbbá a karbon és a perm képződmények  $R_o$  értékében nagymértékű különbség mutatható ki, BARABÁSNÉ STUHL (1986–88) összefoglaló következtetésében tektonikus határt tételez fel a Tésényi és a Korpádi Formáció üledékes rétegsora között.

FÜLÖP (1994) a magyarországi paleozoikum képződeményeket összefoglaló munkájában a Tésényi Homokkő Formáció jellemzésénél mutatja be az Sb–1 fúrás rétegsorát. A közölt rétegtani táblázatban az Sb–1 fúrás karbon kőzeteit a stefániai emeletbe helyezi, ezzel ellentétben, a szövegben FÜLÖP is utal arra, hogy az előkerült sporomorphák wesztfáliai kort jeleznek. KASSAI (1969) jelentésére alapozva a fúrásban folyamatos karbon–perm határt feltételez, azonban HETÉNYI

& RAVASZSNÉ BARANYAI (1976) és BARABÁSNÉ STUHL (1986–88) ezzel ellentétes eredményeit is megemlíti.

A karbon törmelékes rétegsor vizsgálatának korábbi eredményeit foglalja össze JÁMBOR (1998) munkája, szemléletmódját azonban – HETÉNYI & RAVASZSNÉ BARANYAI vizsgálatain túl – döntően BARABÁSNÉ STUHL (1986–88) álláspontja határozza meg. Hangsúlyozza, hogy a Sb–1 jelű fúrásban 700,0 m-ben meghúzott karbon–perm határ nem folytonos. Véleménye szerint a felső-karbon rétegsor felül csonka, az alsó-permi képződmények alatt hiányzik a Tésényi Formációnak az a fiatalabb része, amelyből a nyugat-mecseki miocén konglomerátum felső-karbon növénymaradványos kavicsai származnak.

### Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

Munkánk során a Siklósbodony Sb–1 fúrásban 700,0 m-nél feltételezett karbon–perm határ környezetéből (673,0–712,0 m) származó 16 kőzetminta részletes ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát végeztük el (I. táblázat). Összehasonlítás céljából két olyan – a Tésényi Homokkő Formációt képviselő – mintát is kiválasztottunk, amelyeket korábbi kutatásunk során már vizsgáltunk (VARGA et al. 2001).

I. táblázat. A Siklósbodony Sb–1 fúrásból vizsgált minták jegyzéke

Table I Samples studied from borehole Siklósbodony Sb–1

	<i>mélység (m)</i>	<i>litológia</i>	<i>vizsgálati módszerek</i>
1.	673,0–684,0 /b	lilászvörös, csillámos, kőzetlisztes, aprószemcsés homokkő	XRF; ICP-MS; XRD
2.	673,0–684,0 /c	lilászvörös, kavicsos homokkő	PM; ICP-MS
3.	685,0–689,3	lilászvörös, kőzetlisztes, aprószemcsés homokkő	XRF; ICP-MS; XRD
4.	689,3–690,0	lila, durvaszemcsés homokkő	PM; XRF; ICP-MS; XRD
5.	690,5–693,5	lilászvörös konglomerátum	PM
6.	692,0–693,5	lila, durvaszemcsés homokkő	PM; XRF; ICP-MS; XRD
7.	693,5–694,0	lila konglomerátum	PM
8.	694,0–697,0	lilászvörös, csillámos aleurolit	XRF; ICP-MS; XRD
9.	697,0–702,0	lilászszürke, csillámos, kőzetlisztes, aprószemcsés homokkő	XRF; ICP-MS; XRD
10.	697,0–702,0 /b	zöldesszürke, csillámos, kőzetlisztes, finomszemcsés homokkő	XRF; ICP-MS; XRD
11.	697,0–702,0 /d	zöldesszürke homokkő, mikroereket tartalmaz	PM
12.	697,0–702,0 /e	lila-zöld foltos, kőzetlisztes agyagkő	PM; XRF; ICP-MS; XRD
13.	697,0–702,0 /f-1	tarka konglomerátum	PM
14.	697,0–702,0 /f-2	tarka konglomerátum	PM
15.	702,0–708,0 /a	zöldesszürke, csillámos, nagyszemcsés homokkő	PM; XRF; ICP-MS
16.	708,0–712,0 /d	zöldesszürke aleurolit	XRF; ICP-MS; XRD
17.	739,0–746,0	vörös, finomszemcsés homokkő (Sb–1/1 – VARGA et al. 2001)	PM; ICP-MS; XRD
18.	847,2–850,1	szürke, durvaszemcsés homokkő (Sb–1/5 – VARGA et al. 2001)	PM; ICP-MS

A kőzetminták ásványtani és kőzettani jellemzése makroszkópos megfigyelésekre, petrográfiai mikroszkópos (PM) és röntgen-pordiffrakció (XRD) vizsgálatok eredményeire épült. Munkánk során a vékonycsiszolatok leírását az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén végeztük el. A röntgen-pordiffrakció mérések a Veszprémi Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén készültek, amelyekhez – az előzetes kőzettani vizsgálatok alapján – 11 homokkő és aleurolit mintát választottunk ki (I. táblázat). A felvételeket Philips PW 1710 típusú készülékkel,  $\text{CuK}_\alpha$  sugárforrással, hajlított grafitgykristály-monokromátor és proporcionális számláló detektor alkalmazásával készítettük (csőáram: 40 mA, csőfeszültség: 50 kV, résrendszer:  $1^\circ$ - $1^\circ$ , goniométer-sebesség: 0,035°/s). A minták ásványos összetételének meghatározásához a porított kőzetmintákból három mérésorozatot készült: (1) teljes minta, orientálatlan diffrakció felvétel, ún. „rázós” mintatartóban; (2)  $< 2 \mu\text{m}$  szemcseméretű frakció vizsgálata, desztillált vizes ülepitést és ultrahangos kezelést követően, légszáraz minta; (3) a 2. sorozat mintáiról etilén-glikolos kezelést (4 órán keresztül,  $80^\circ\text{C}$ -on) követően készített felvételek. Az alapfelvétel szerint kalcitot tartalmazó mintákat a  $< 2 \mu\text{m}$ -es frakció vizsgálata előtt 5 m/m%-os, szobahőmérsékletű ecetsav-oldattal kezeltük. A rétegszilikátokat a bázisreflexiók helyzete alapján különítettük el. Az illit/szmektit kevert szerkezet szmektit-hányadának meghatározásához SRODONÍ (1984) módszerét alkalmaztuk. A  $14 \text{ \AA}$ -ös, nem expandáló ásványt („kloritot”) tartalmazó mintáknál finomabb résrendszert és lassabb felvételi sebességet (0,005°/s) alkalmaztunk, hogy a klorit 002 csúcsa nagyobb biztonsággal elkülöníthető legyen más fázisok (kaolinit, szerpentinásványok)  $7 \text{ \AA}$ -ös bázisreflexiójától. A rétegek közötti tér domináns kationjának meghatározásához a klorit-tartalmú mintákat 350, 450, 550 és  $640^\circ\text{C}$ -on hőkezeltük, majd a lehűlésig exsikkátorban tároltuk (BAILEY 1988).

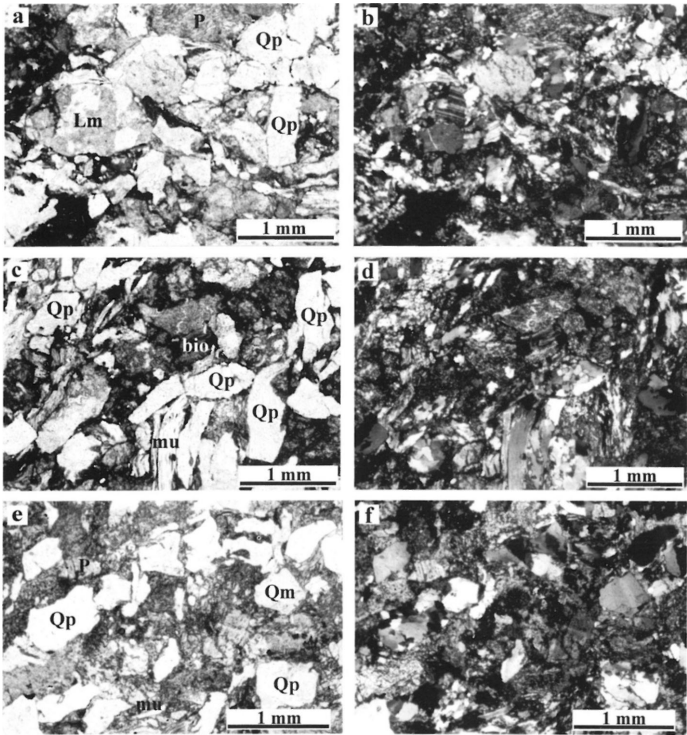
A geokémiai vizsgálatokhoz 13 db teljes kőzetmintát választottunk ki, amelyeket törés után achátmozsarban megfelelő finomságúra porítottunk. Az így előkészített minták fő- és nyomelem koncentrációit a Tübingeni Egyetem Geokémiai Tanszékén röntgenfluoreszcens spektrometriás módszerrel (XRF) határozták meg. A méréseket Bruker AXS S4 Pioneer típusú készülékkel, Rh anód alkalmazásával végezték. A ritkaföldfémek (RFF) meghatározása ICP-MS módszerrel a Bálint Analitika Kft. (Budapest) laboratóriumában történt.

### A feltételezett karbon–perm határ képződményeinek kőzettani összetétele

Az Sb–1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományából vizsgált kőzetanyag litológiailag kőzetlisztes agyagkővet, csillámos aleurolitot, rosszul osztályozott, kőzetlisztes vagy darakavicsos homokkővet és konglomerátumot egyaránt tartalmaz. A 697,0 m feletti mélységből származó minták döntően lila, lilászvörös színűek, a feltételezett karbon–perm határ közvetlen környezetéből és a nagyobb mélységből származó kőzetek tarka, átmeneti jellegű követően zöldesszürke színűek (I. táblázat).

A rétegsorban elfoglalt helyzettől függetlenül a vizsgált homokkővek általános jellemzője a közepes-rossz osztályozottság (2. ábra). A törmelék szemcsék döntően

szögletesek, gyengén koptatottak, alárendelten néhány kerekített, többszörös áthalmazásra utaló monokristályos kvarc is előfordul. A szemcsék rendszerint pontszerűen vagy vonal mentén érintkeznek, azonban szutúrás szemcsehatárok szintén megfigyelhetők. A mátrix mennyisége változó, a szemcseméret csökkenésével és az agyagfrakció mennyiségének növekedésével a homokkövek fokozatos átmenete figyelhető meg a wacke jelleg felé. A cementet az oxidált, lilásvörös kőzetekben uralkodóan hematit alkotja, azonban az agyagásványok (illit/szericit), a klorit és a karbonátásványok szerepe is jelentős.



2. ábra. Rosszul osztályozott homokkövek az Sb-1 fúrásból. a–b. 689,3–690,0 m (1N és +N); c–d. 692,0–693,5 m (1N és +N); e–f. 702,0–708,0 m (1N és +N). Jelmagyarázat: Qp: polikristályos kvarc; Qm: monokristályos kvarc; Lm: metamorf kőzettörmelék; P: plagioklász; mu: muszkovit; bio: biotit

Fig. 2 Poorly sorted sandstone samples from borehole Sb-1. a-b 689.3–690.0 m (1N and +N); c-d 692.0–693.5 m (1N and +N); e-f 702.0–708.0 m (1N and +N). Legend: Qp: polycrystalline quartz; Qm: monocrystalline quartz; Lm: metamorphic rock fragment; P: plagioclase; mu: muscovite; bio: biotite

Az Sb-1 fúrás tanulmányozott szakaszának homokkövei legnagyobb mennyiségben sok alkristályból álló polikristályos kvarcot (Qp) tartalmaznak, amelyek között undulaló kioltású, megnyúlt, szutúrásan érintkező és egyensúlyi kristályosodásra utaló (poligonális) változatok egyaránt gyakoriak. A Qp szemcséken belül az elsődleges átkristályosodás különböző fokozataival találkozhatunk, továbbá új alkristályok növekedését is megfigyelhetjük. A monokristályos kvarc (Qm) mennyisége elhanyagolható. További ásványtörmeléként változó mennyiségben plagioklász, káliföldpátot, muszkovitot és kloritosodó biotitot figyelhetünk meg (2. ábra). A káliföldpát viszonylag nagyméretű szemcsék formájában fordul elő, azonban mennyisége minden mintában jóval kevesebb a plagioklász mennyiségénél. Az általában üde, vagy a kezdődő szericitedés nyomait mutató plagioklással ellentétben a helyenként pertites káliföldpát-szemcsék erőteljesen átalakultak, közepesen-erősen szericitedtek és/vagy agyagásványosodtak; egyes metszetek teljesen átalakultak, így csak az agyagos-szericites pszeudomorfójuk ismerhető fel. A közettörmelékek mennyisége jelentős, anyaguk döntően instabilis, metamorf eredetű (Lm), amelyek szövete granoblasztos (kvarc, plagioklász) vagy lepido-granoblasztos (kvarc±plagioklász±muszkovit±biotit). Alárendelten finomszemcsés homokkő törmelék (Ls), valamint savanyú vulkanit fragmentum (Lv) szintén azonosítható, amely kevés és ritkán előforduló porfirós elegyrészt tartalmaz.

A homokkövekben az akcesszóriák mennyisége alárendelt, csiszolatonként néhány szemcse formájában idiomorf, kissé nyúlt cirkon; idiomorf, étetett felszínű rutil; továbbá kisméretű, koptatott, nyúlt, zöld-sárgászöld pleokroizmus turmalin fordul elő.

A homok méretű törmelékes ásványszemcsék között kiemelkedő arányú polikristályos kvarc belső szerkezete a metamorf deformáció különböző állomásait tükrözi, amely a lehordási területen uralkodó metamorf kőzetegyüttesre hívja fel a figyelmet (GÖTZE & ZIMMERLE 2000). Hasonló forrásterületet jelez a kőzettörmelékek mennyiségi és minőségi eloszlása, amelyeket GARZANTI & VEZZOLI (2003) osztályozása alapján a protolit összetételének megfelelően a metapszammit/metafelzit kategóriába sorolhatunk.

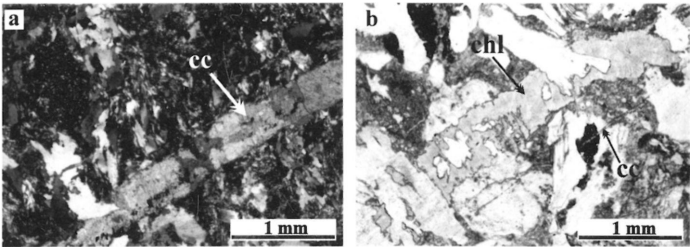
Az Sb-1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományát képviselő osztályozatlan – esetenként irányított szövétű – ortokonglomerátum mintákban önálló ásványként kvarc, plagioklász, káliföldpát, törmelékes csillám (elsősorban muszkovit, továbbá kifakult, néha kloritosodott biotit), valamint ritkán akcesszóriák fordulnak elő (cirkon, apatit). A kavicsanyag csaknem kizárólag metamorf eredetű kőzet- és ásványtörmelék szemcsékből áll. Uralkodó a kvarcit (erősen irányított szövétű, „szalagos” kvarcit; egyensúlyi körülmények között képződött kvarcit; finomszemcsés, tűzkő eredetű kvarcit; telérkvarc-törmelék), emellett nagy mennyiségben kistűkű metaüledékek fordulnak elő. Változó arányban kvarc-albitpala; kvarc-albit-muszkovitpala; finomszemcsés, kis metamorf fokú pala (kvarc, csillám, szericit és agyagásvány); fillit-agyagpala (kvarc, finomszemcsés csillám, agyagásvány és kevés opakásvány); milonit (nagyobb méretű muszkovit és kisebb méretű kvarc nagyon finomszemcsés, jól foliált mátrixban); továbbá alárendelt mennyiségben durvaszemcsés ortogneisz jelenik meg a konglomerátum metamorf eredetű kavicsanyagában. Ez utóbbi kőzettípust kvarc, plagioklász, káliföldpát és bauerites biotit reliktumok alkotják, a gneisz-



kavicsokban az elsődleges granitoid szövet még felismerhető. A homokkövek törmelékes szemcséihez hasonlóan a konglomerátum kavicsanyagában is megfigyelhetünk néhány vulkáni eredetű kőzetet, amelyet porfirós szövetű, teljesen átalakult kavicsok képviselnek. Ezekben fenokristályként karbonátos-agyagos földpát utáni pszeudomorfózák, kisebb méretű kvarckristályok, valamint opakásványokból álló halmazok fordulnak elő.

Ellentétben a korábbi leírásokkal (KASSAI 1969; JÁMBOR 1998), az Sb-1 fúrás kőzetanyagában megfigyelt fekete üledékes eredetű kavicsok és törmelékszemcsék nem liditek (vékonyrétegű kovakőzet), hanem szervesanyagban gazdag, kifestő metamorfózison átesett agyagkövek vagy aleuolitok, amelyek petrográfiai hasonlóság alapján valószínűleg idősebb karbon kontinentális képződményekből halmozódtak át (R. VARGA et al. 2003).

Néhány kőzetmintában klorittal kitöltött pszeudomorfózákat („fészkeket”), továbbá olyan párhuzamos, kalcit vagy klorit+kvarc kitöltésű ereket, mikroteléreket figyelhetünk meg, amelyek metszik a törmelékes szemcséket és az elsődleges szöveti elemeket (3. ábra). Ezek az utólagos – valószínűleg hidrotermális eredetű – átalakuláshoz kapcsolódó jelenségek azonosak FAZEKAS (1969) által dokumentált megfigyelésekkel.



3. ábra. Kalcittal (cc) és klorittal (chl) kitöltött mikroerek az Sb-1 fúrásból (697,0–702,0 m; d minta; +N és 1N)

Fig. 3. Veins in sandstone infilled with calcite (cc) and chlorite (chl) from borehole Sb-1 (697.0–702.0 m; sample 'd'; +N and 1N)

Eredményeink alapján az Sb-1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományában nem jelölhető ki kőzettani határ, a vizsgált képződmények lehordási területe egységes, uralkodóan kvarcdús metamorf kőzetek (kvarcit, kvarc-albitpala, kvarc-albit-muszkovitpala, fillit, gneisz) lepusztulásából származnak. Megfigyeléseink csaknem teljesen megegyeznek FAZEKAS (1969) tapasztalataival, aki kiemelte, hogy a siklósbodonyi fúrás 642,0–1200,2 m közötti szakasza kizárólag metamorf kőzetek lepusztulási termékét tartalmazza, továbbá összetételében nem párhuzamosítható a kutatási terület felszínén vagy mélyfúrásból ismert más rétegsorával.

### A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye

A siklósbodonyi fúrásban a teljes kőzetmintákból készült alapfelvételek eredményeit felhasználva (II. táblázat) – litológiától és mélységtől függetlenül – a kvarc és a 10 Å-ös fázis (illit±muszkovit) uralkodó részaránya jellemzi a vizsgált kőzetanyagot. Általánosan előforduló járulékos elegyrész a földpát, amely intenzitásarányai alapján nagy valószínűséggel albit-dús plagioklász. A feltételezett karbon–perm határ közvetlen környezetéből (697,0–702,0 m) és a fiatalabb képződményekből (673,0–697,0 m) származó, agyagfrakcióban gazdag mintákban a hematit szintén lényeges elegyrész, míg a durvább szemcseméretű homokkövekben csupán kis mennyiségben jelenik meg. A fúrás 702,0 m feletti törmelékes kőzeteinek alapfelvételein járulékos és mellékes elegyrészként klorit±szmektit azonosítható; továbbá néhány minta kimutatható mennyiségű karbonátot (kalcit±dolomit) is tartalmaz. A 702,0 m alatti szakaszból vizsgált minták – a kvarc, a 10 Å-ös fázis és az albit mellett – kis mennyiségben kloritot vagy berthierint tartalmaznak, továbbá az orientálatlan felvételeken szmektit, valamint egy mintában hematit jelenik meg (II. táblázat).

A vizsgált minták  $<2\ \mu\text{m}$ -es frakciójának minőségi és félmennyiségi összetételét a II. táblázat tartalmazza. Eredményeink alapján az illit±muszkovit, a klorit, a berthierin és az illit/szmektit kevert szerkezet változatos arányban alkotja ezt a frakciót. A rétegsorban elfoglalt helyzettől függetlenül, minden mintában az illit±muszkovit százalékos aránya a legnagyobb, amely a – kőzettani vizsgálatok eredményének megfelelően – jelentős mennyiségű törmelékes eredetű muszkovitot tükröz (4. ábra). A finomabb szemcseméretű kőzetek  $<2\ \mu\text{m}$ -es frakciójában kiemelkedő az illit±muszkovit mennyisége (80–95%), amely összhangban van azzal az általános tapasztalattal, hogy folyóvízi üledékekben – a hidrodinamikai osztályozódásnak megfelelően – a törmelékes rétegszilikátok mennyisége az aleurolitokban és a kőzetlisztes, finomszemcsés homokkövekben nagyobb, mint a durvaszemcsés homokkövekben.

A feltételezett karbon–perm határ feletti képződményekből (673,0–697,0 m) származó kőzetek  $<2\ \mu\text{m}$ -es frakciójában 5–25% klorit mutatható ki (II. táblázat). A fázis 7 Å-ös reflexiója a hőkezelés során 640 °C-on omlott össze, ami termikusan stabil, Mg-dús kloritra utal (4/b. ábra). A feltételezett határ alatti minták közül egy tartalmaz jelentős mennyiségű kloritot (702,0–708,0 m/a), amely hasonló termikus viselkedésű. A reflexió előbbiekből leírt viselkedése kizárja számottevő mennyiségű kaolinit-ásvány jelenlétét, hiszen ezek bázisreflexiója már 500 °C-os felfűtés hatására – a kaolinit kristályossági fokától függően – összeomlik, vagy diffúz csúcsá szélesedik.

A Mg-klorit megjelenésének leggyakoribb előfeltétele a magnézium-ionokban gazdag pörusoldat kialakulása, ami – nem metamorf kőzetek esetében – elsősorban evaporitos környezetben valósulhat meg. Utólagos (hidrotermás vagy metamorf) felülbélyegzés hatására más típusú, pl. Al-, vagy Fe-kloritból is kialakulhat Mg-klorit (WEAVER 1989). A rendelkezésre álló adatok azonban nem teszik lehetővé, hogy a Mg-klorit eredetét pontosabban meghatározzuk.

A 700,0 m feletti minták  $<2\ \mu\text{m}$ -es frakciójának másik jellegzetes alkotója az illit/szmektit kevert szerkezet. ŠRODON (1984) módszerét és nevezékτανát alkalmazva, a reflexiók elmozdulása I/S-, ill. I/SII-rendeztett közberetégzésű,

II. táblázat. A teljes kőzetminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredménye és a <2  $\mu\text{m}$ -es frakció félmennyiségi összetétele  
 Table II Results of X-ray powder diffraction (XRD) analysis (bulk rock and <2  $\mu\text{m}$  fraction)

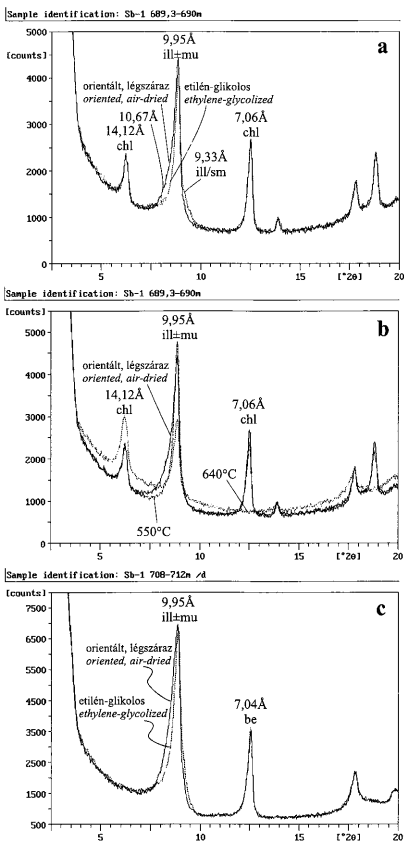
minta	a teljes kőzetminták ásványos összetétele		a <2 $\mu\text{m}$ -es frakció félmennyiségi összetétele				a <2 $\mu\text{m}$ -es ill/sm jellemzése	
	uralkodó ásványok	járulékos és mellékes elegyrészek	ill $\pm$ mu	chl	be	ill/sm	exp	Kübler ind.
			%				%	?? <sup>o</sup>
Sb-1 673,0–684,0 m /b	q, ill $\pm$ mu, hae	ab, chl, sm (?)	80	15	-	5	10–20	0,84
Sb-1 685,0–689,3 m	q, ill $\pm$ mu, hae	ab, chl, sm (?), cc, do (?)	80	10	-	5	10–20	0,79
Sb-1 689,3–690,0 m	q, ill $\pm$ mu	ab, chl, sm (?), hae, cc, do (?)	70	25	-	5	10–20	0,74
Sb-1 692,0–693,5 m	q, ill $\pm$ mu	ab, chl, sm (?), hae, cc, do (?)	75	15	-	10	10–20	0,98
Sb-1 694,0–697,0 m	q, ill $\pm$ mu, hae	ab, chl, sm (?)	80	5	-	15	10–20	0,80
Sb-1 697,0–702,0 m	q, ill $\pm$ mu, hae	ab, chl, sm (?)	95	-	5	ny	<10	0,80
Sb-1 697,0–702,0 m /b	q, ill $\pm$ mu, hae	ab, chl, sm (?)	95	-	5	ny	<10	0,83
Sb-1 697,0–702,0 m /e	q, ill $\pm$ mu, hae	ab, chl, sm (?)	95	-	5	ny	<10	0,86
Sb-1 702,0–708,0 m /a	q, ill $\pm$ mu	ab, chl, sm (?)	50	45	5	-	-	0,80
Sb-1 708,0–712,0 m /d	q, ill $\pm$ mu	ab, be (?), sm (?)	70	-	30	ny	<10	0,76
Sb-1 739,0–746,0 m	q, ill $\pm$ mu	ab, be (?), hae, sm (?)	90	-	10 $\pm$ ka	-	-	0,70

Jelmagyarázat: q: kvarc; ill $\pm$ mu: illit $\pm$ muszkovit; hae: hematit; ab: albit; chl: klorit; sm: szmektit; cc: kalcit; do: dolomit; be: berthierin; ill/sm: illit/szmektit kevert szerkezet; ka: kaolinit; exp: duzzadóképes hányad a kevert szerkezeten belül; ny: nyomnyi mennyiség; ?: bizonytalan meghatározás

Legend: q: quartz; ill $\pm$ mu: illite $\pm$ muscovite; hae: haematite; ab: albite; chl: chlorite; sm: smectite; cc: calcite; do: dolomite; be: berthierine; ill/sm: illite/smectite mixed-layer; ka: kaolinite; exp: expandability; ny: trace amount; ?: ambiguous determination

4. ábra. A vizsgált minták <2  $\mu\text{m}$ -es frakciójának jellegzetes röntgen-pordiffraktogramjai. a-b. 689,3–690,0 m; c. 708,0–712,0 m, „d” minta. Jelmagyarázat: ill $\pm$ mu: illit $\pm$ muszkovit; be: berthierin; chl: klorit; ill/sm: illit/szmektit kevert szerkezet; 550 °C: 550 °C-os hevítést követő felvétel; 640 °C: 640 °C-os hevítést követő felvétel

Fig. 4 Typical XRD patterns of the <2  $\mu\text{m}$  fraction of the samples studied. a–b 689.3–690.0 m; c 708.0–712.0 m, sample 'd'. Legend: ill $\pm$ mu: illite $\pm$  muscovite; be: berthierine; chl: chlorite; ill/sm: mixed-layer illite/smectite; 550 °C: heated at 550 °C; 640 °C: heated at 640 °C



10–20% duzzadó komponenst tartalmazó fázisra utal (4/a. ábra). Ez a fázis a fűrés idősebb képződményeiben visszaszorul, azonban a feltételezett karbon–pém határ közvetlen környezetéből (697,0–702,0 m) származó három mintában, valamint a 708,0–712,0 m mélységtartományból származó homokkőben az etilén-glikolos kezelés hatására még megfigyelhető kismértékű változás a 10 Å-ös csúcs jelalakjában. A nagyobb szögértékű oldalon enyhén kidomborodik a reflexió lefutása – párhuzamosan a kisebb szögértékű oldal élesedésével – miközben a 12–12,5 Å-ös tartományban gyenge alapvonal-emelkedés utal a fázis expansziójára, ami <10% expandáló réteget tartalmazó illit/szmektitre jellemző (4/c. ábra).

A siklósbodonyi fúrás kőzetanyagából kimutatott illit/szmektit kevert szerkezethez hasonló tulajdonságú agyagásvány a sziléziai felső-karbon (ŚRODONI 1984), továbbá a kinnekullei ordoviciumi (BRUSEWITZ 1988; INOUE et al. 1990) metabentonitokban fordul elő, amely azonban magmás eredetű. Számos, ma már klasszikusnak tekintett tanulmány (pl. PERRY & HOWER 1970; REYNOLDS & HOWER 1970; ŚRODONI 1984) rámutatott arra, hogy az illitesedés előrehaladása nagymértékben függ a kiindulási anyag típusától: a tufa-tufit, vagy bentonit eredetű szmektit csak intenzívebb hőhatásra képes ugyanolyan mértékű illitesedésre, mint a „törmelékes” eredetű (ŠUCHA et al. 1993). Elfogadva a ŠUCHA et al. (1993) által közölt hőmérsékleti adatokat, az Sb–1 fúrás mintáiban – törmelékes eredetű kiindulási anyagot feltételezve – a szmektit illitesedésének 80–90%-os mértéke 120–180 °C-os felfűtésnek felel meg. Tág értelemben vett magmás eredet esetén 220–250 °C szükséges ugyanekkora mértékű átalakuláshoz. A mélyfúrásból rendelkezésre álló legnagyobb vitrinit-reflexió adatok ( $R_0=3,35$ ) a törmelékes eredetet teszik valószínűbbé, noha intermedier-savanyú kőzettörmeléklet leírtak a rétegsor felső (alsó-perm) szakaszából (FAZEKAS 1969).

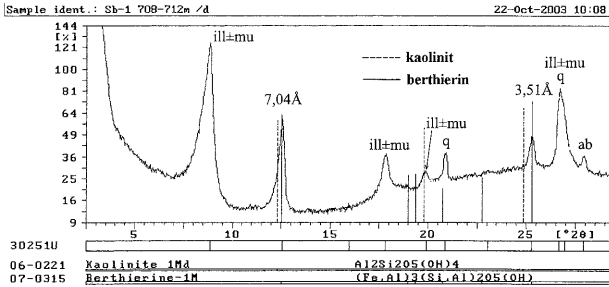
Az illit/szmektit kevert szerkezetű fázisok magmás vagy törmelékes eredetének tisztázásához elterjedt módszer a politípiá meghatározása (YODER & EUGSTER 1955). A vizsgált minták <2  $\mu\text{m}$ -es frakciójának orientálatlan felvételein azonban a kis mennyiségű illit/szmektit hkl reflexióira más filloszilikátok csúcsai is rálapódnak, ami megakadályozza a politípiá azonosítását.

A siklósbodonyi fúrás rétegsorában feltételezett karbon–perm határ jellegének pontosítását, valamint a diagenetikus átalakultsági fok jellemzését a Kübler-index értékének meghatározása szintén elősegíti. A vizsgált szakaszon belül a Kübler-indexek a mélységtől függetlenül 0,70–0,98  $2\theta^\circ$  közötti értéket vesznek fel (II. táblázat), azaz egységesen a diagenetikus tartományt jelzik, továbbá nem mutatnak olyan változást, ami tektonikus vagy eróziós diszkoordinációt igazolna.

A feltételezett karbon–perm határ közvetlen környezetéből és az idősebb képződményekből származó mintákban a 7 Å-ös fázis 00l reflexióinak helyzete azt sugallja, hogy nem kaolinit, hanem berthierin jelenik meg ezekben a törmelékes kőzetekben (5. ábra). Orientált mintákon, kis sebességű felvételi körülmények (0,005°/s goniométer sebesség) mellett ugyanis a kaolinit 7,10–7,16 és 3,57 Å-nél, valamint a berthierin 7,04–7,07 és 3,51 Å-nél jelentkező csúcsai – még együttes jelenlétük esetén is – jól elkülönülnek egymástól.

A berthierin üledékes környezetben a korai diagenézis során redukzív,  $\text{Fe}^{2+}$ -ionokban dús körülmények között a kaolinit átalakulása révén keletkezik (BHATTACHARYYA 1983). Ez az ásvány a tapasztalatok szerint 150–180 °C-on chamosittá alakul, így jelenléte a maximális felfűtésről is információt ad (WEAVER 1989). Ez, valamint a mélyfúrás Tésenyi Homokkő szakaszából származó vitrinit-reflexió adat ( $R_0=3,35$ ) alapján feltételezhető, hogy a teljes rétegsor felfűtése nem haladta meg a 160–180 °C-ot.

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat adatai alapján az Sb–1 fúrás 673,0–712,0 m közötti mélységtartományából származó kőzetek uralkodó ásványai azonosak, a mennyiségi arányokban megfigyelhető különbséget elsősorban a minták eltérő szemcsemérete alakította ki (I. táblázat). Jelentősebb ásványtani különbség a vizsgált aleurolitok és homokkővek hematit- és karbonáttartalmában, valamint



5. ábra. A berthierin bázisreflexióinak azonosítása a 708,0–712,0 m, „d” minta <2 μm-es frakciójában, a berthierin és a kaolinit reflexiók irodalmi adatainak feltüntetésével. Jelmagyarázat: q: kvarc; ill±mu: illit±muszkovit; ab: albit

Fig. 5 Identification of base reflections of berthierine on the <2 μm fraction of the sample 'd' 708.0–712.0 m. Berthierine and kaolinite reflections are from the X-Ray diffraction database. Legend: q: quartz; ill±mu: illite±muscovite; ab: albite

<2 μm-es frakciójának minőségi és félmennyiségi összetételében mutatkozik. Figyelembe véve a makroszkópos megfigyelések tapasztalatait (közetszín, szervesanyagtartalom), ez elsősorban az üledékképződési és/vagy diagenetikus környezet redox viszonyaihoz hozható kapcsolatba, így a feltételezett karbon-perm határ kijelölését nem indokolja.

### A geokémiai vizsgálat eredménye

A siklósbodonyi fúrásból kiválasztott kőzetek XRF módszerrel meghatározott fő- és nyomelemkoncentrációit a III. táblázat tartalmazza. A Tésenyi Homokkő formációt képviselő összehasonlító minták (739,0–746,0 m – Sb-1/1; 847,2–850,1 m – Sb-1/5) kémiai összetételét VARGA et al. (2001) publikálta. Az ICP-MS módszerrel meghatározott ritkaföldfémek (RFF) koncentrációit, továbbá a geokémiai értelmezés során felhasznált hányadosokat a IV. táblázatban tüntettük fel. Referenciaként a sziliciklasztos kőzetek geokémiai vizsgálatában elterjedt módon a felső kontinentális kéreg (FKK) átlagos összetételét használtuk (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001).

Az Sb-1 fúrás aleurolit és homokkő mintáinak FKK átlagos összetételére normált főelemkoncentráció-eloszlásait a 6/a. ábra mutatja be, amelyen a nagy- és durvaszemcsés homokköveket kitöltött síkidomokkal jelöltük. A vizsgált minták főelemeloszlása nem mutat határozott mélységfüggő változást, azonban a szemcseméret és a karbonáttartalom jelentősen befolyásolja a kőzetek kémiai összetételét. A törmelékes kőzetek SiO<sub>2</sub>-koncentrációja a FKK átlagához nagyon hasonló, de – két minta kivételével – annál valamivel kisebb érték. A TiO<sub>2</sub>-, az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, a Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, a K<sub>2</sub>O- és a P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-koncentrációja az agyag- és aleurolitfrakcióban gazdag mintákban többnyire meghaladja a

III. táblázat. A Siklósbodony Sb-1 fúrásból származó aleurolit és homokkő minták fő- és nyomelemösszetétele (673,0–712,0 m). Jelmagyarázat: LOI: izzítási veszteség; FKK: felső kontinentális kéreg (TAYLOR & McLENNAN 1985); \*: McLENNAN (2001) alapján

Table III Major and trace element composition of siltstone and sandstone samples from borehole Siklósbodony Sb-1 (673.0–712.0 m). Legend: LOI: loss on ignition; FKK: upper continental crust (TAYLOR & McLENNAN 1985); \*: after McLENNAN (2001)

Mélység (m)	Siklósbodony Sb-1										FKK
	673,0– 684,0/b	685,0– 689,3	689,3– 69s	692,0– 693,5	694,0– 697,0	679,0– 702,0	679,0– 702,0/b	679,0– 702,0/e	702,0– 708,0/a	708,0– 712,0/d	
SiO <sub>2</sub>	62,5	59,1	64,4	66,5	61,0	62,1	65,1	70,9	63,1	61,5	66,0
TiO <sub>2</sub>	1,12	0,91	0,43	0,49	1,19	0,84	0,80	0,56	0,26	1,16	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,9	17,1	10,8	10,2	19,4	21,1	19,8	17,1	9,3	22,6	15,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,75	7,46	3,87	3,84	7,99	6,03	4,93	3,99	7,04	2,99	5,03
MnO	0,03	0,15	0,33	0,33	0,03	0,01	0,01	0,01	0,13	0,02	0,08
MgO	1,90	2,81	2,61	3,44	1,99	0,80	0,80	0,70	3,61	1,00	2,20
CaO	0,47	2,34	5,97	4,98	0,21	0,25	0,16	0,21	7,05	0,31	4,20
Na <sub>2</sub> O	1,41	1,24	1,40	1,03	1,17	1,24	1,09	0,97	1,33	1,29	3,90
K <sub>2</sub> O	3,11	3,02	1,70	1,66	3,29	4,06	3,87	3,35	0,55	4,09	3,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,08	0,06	0,05	0,03	0,07	0,06	0,10	0,03	0,16	0,15
LOI	3,70	6,33	7,17	8,27	3,97	3,84	3,43	3,06	8,12	4,25	
Total	100,03	100,54	98,74	100,79	100,27	100,34	100,05	100,95	100,52	99,37	
Rb	162	159	89	83	196	254	229	205	25	208	112
Sr	128	132	223	158	122	129	121	97	233	110	350
Ba	691	661	332	357	764	680	662	548	103	847	550
Pb	15	20	11	3	20	22	21	18	22	7	20
Th	9	7	7	2	13	15	17	14	3	12	11
Zr	207	139	121	141	245	212	230	126	88	212	190
Nb	16	16	-	-	17	20	16	13	-	18	25 (12*)
Y	34	33	19	22	32	29	34	23	18	43	22
V	98	105	50	96	119	104	86	89	45	117	60 (107*)
Cr	105	110	58	62	121	79	83	61	46	139	35 (83*)
Co	24	29	13	21	32	9	9	11	26	8	10 (17*)
Ni	54	54	25	37	68	15	16	17	38	23	20 (44*)
Zn	68	92	43	61	103	31	36	33	105	28	71

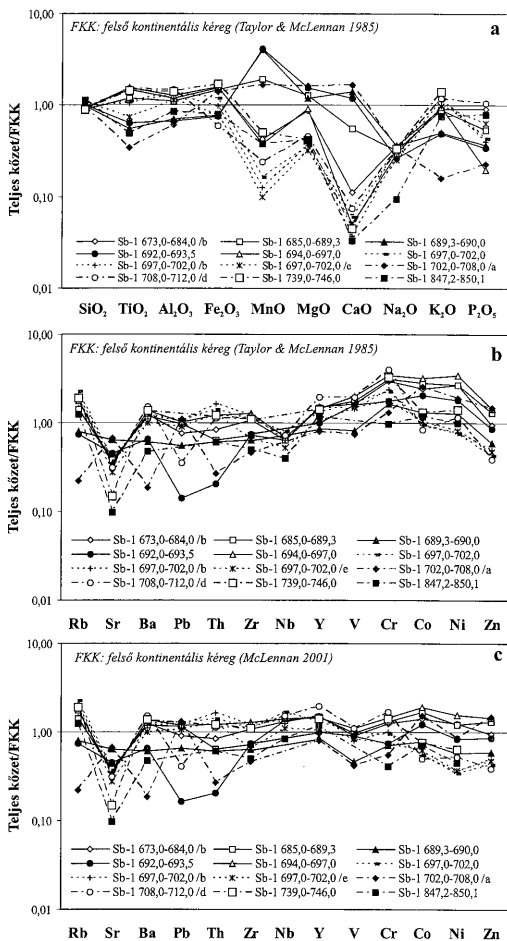
homokfrakcióban dús mintákban mért koncentrációkat, továbbá a FKK átlagához képest különböző mértékű dúsulást jelez. A nagy- és durvaszemcsés homokkővek TiO<sub>2</sub>-, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, K<sub>2</sub>O- és P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-koncentrációja a FKK átlagos összetételénél kisebb érték (III. táblázat). Ez a különbség egyértelműen tükrözi a szemcseméret módosító hatását, amelyet a kvarc „felhígító” tulajdonságán keresztül az aleurolit – aprószemcsés homokkővek és a durvaszemcsés homokkővek eltérő ásványos összetétele okoz (McLENNAN et al. 1990; CULLERS 1995). Ezzel párhuzamos a fizikai osztályozódás szerepe, hiszen a nehézasványok (pl. rutil, apatit) és a rétegszilikátok (elsősorban illit/muskovit, biotit és klorit) a finomabb szemcseméretű frakcióban dúsulnak, amely a TiO<sub>2</sub>, az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, a Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, a K<sub>2</sub>O és a P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> koncentrációjának növekedését idézi elő (McLENNAN et al. 1990; BAULUZ et al. 2000). A MnO mennyiségében a legtöbb mintában negatív anomáliát figyelhetünk meg, azonban ez a főelem négy mintában – három a feltételezett karbon–perm határ feletti, egy az alatti szakaszból származik – jelentős mértékben dúsult (6/a. ábra). Ebben a négy mintában kiugróan nagy a MgO és a CaO koncentrációja, továbbá az izzítási

IV. táblázat. A Siklósbodony Sb-1 fúrásból származó aleurolit és homokkő minták RFF-összetétele (673,0–712,0 m). Jelmagyarázat: FKK: felső kontinentális kéreg (TAYLOR & MCLENNAN 1985);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$

Table IV REE composition of siltstone and sandstone samples from borehole Siklósbodony Sb-1 (673.0–712.0 m). Legend: FKK: upper continental crust (TAYLOR & MCLENNAN 1985);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$

Mélység (m)	Siklósbodony Sb-1												FKK	
	673,0– 684,0 /b	673,0– 684,0 /c	685,0– 689,3	689,3– 690,0	692,0– 693,5	694,0– 697,0	697,0– 702,0	697,0– 702,0 /b	697,0– 702,0 /c	702,0– 708,0 /a	708,0– 712,0 /d	739,0– 746,0		847,2– 850,1
La	37,9	33,0	37,9	16,9	21,4	28,1	34,4	37,5	22,2	10,4	39,5	43,5	20,1	30
Ce	84,6	68,6	78,2	35,1	43,9	59,8	66,8	72,7	40,9	19,1	84,8	98,9	42,9	64
Pr	9,5	8,02	9,68	4,29	4,84	6,69	7,33	8,57	4,39	2,46	9,42	10,9	4,98	7,1
Nd	39,7	34,3	43,5	18	21,3	27,5	28,1	35,8	17,2	9,12	39,4	43	20,8	26
Sm	7,63	6,68	9,35	4,13	5,11	6,77	5,38	6,52	3,11	2,06	8,54	8,24	4,5	4,5
Eu	1,56	1,3	2,12	0,99	1,29	1,05	1,01	1,24	0,63	0,85	1,62	1,78	0,87	0,88
Gd	6,8	5,99	8,85	4,83	4,16	6,03	5,08	6,08	3,68	2,21	7,48	7,02	4,38	3,8
Dy	6,28	5,42	8,81	4,01	4,59	6,19	5,23	6,51	4,15	1,94	7,93	7,63	4,48	3,5
Ho	1,13	1,05	1,65	0,83	0,82	1,2	1,07	1,22	0,81	0,47	1,43	1,42	0,86	0,8
Er	3,38	3,01	5,09	2,55	2,65	3,52	2,96	3,56	2,45	1,33	4,42	4,34	2,68	2,3
Tm	0,47	0,42	0,68	0,38	0,38	0,59	0,47	0,57	0,37	0,19	0,58	0,6	0,33	0,33
Yb	3,58	3,05	5,21	2,77	2,86	3,98	4,08	3,97	2,58	1,35	4,04	4,56	2,3	2,2
$La_N/Sm_N$	3,13	3,11	2,55	2,58	2,64	2,61	4,02	3,62	4,49	3,18	2,91	3,32	2,81	4,20
$La_N/Yb_N$	7,15	7,31	4,92	4,12	5,06	4,77	5,70	6,38	5,81	5,21	6,61	6,45	5,91	9,21
$Gd_N/Yb_N$	1,54	1,59	1,38	1,41	1,18	1,23	1,01	1,24	1,16	1,33	1,50	1,25	1,54	1,40
SRFF	202,53	170,84	211,04	94,78	113,30	151,42	161,91	184,24	102,47	51,48	209,16	231,89	109,18	146,37
$Eu/Eu^*$	0,66	0,63	0,71	0,68	0,85	0,50	0,59	0,60	0,57	1,22	0,62	0,71	0,60	0,65





6. ábra. A Siklósbodony Sb-1 fúrásból származó aleurolit és homokkő minták felső kontinentális kéreg (FKK) átlagos összetételére normált főelem- (a) és nyomelem- (b–c) eloszlása

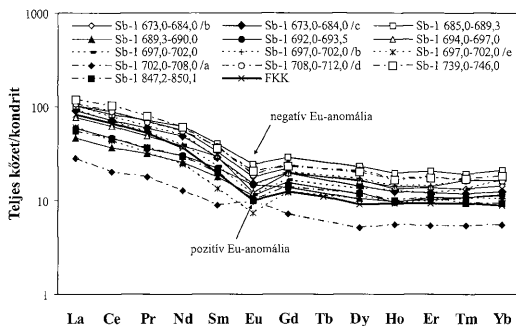
Fig. 6 The upper continental crust-normalized (FKK, Hungarian abbreviation) major (a) and trace (b–c) element composition of siltstone and sandstone samples from borehole Siklósbodony Sb-1

veszteség értéke, ezért nagy valószínűséggel – a MgO és a CaO mennyiségén túl – a MnO koncentrációját is a karbonáttartalom (kalcit és dolomit) határozza meg (III. táblázat). A karbonátszegény mintákban a főelemek közül a MgO és a CaO mennyiségében, továbbá valamennyi minta Na<sub>2</sub>O-koncentrációjában jelentős mértékű negatív anomáliát figyelhetünk meg (6/a. ábra), amely kialakításában döntően a kémiai mállás elemmobilizáló hatása játszhatta a legnagyobb szerepet (VARGA et al. 2002).

A főelemek eloszlásához hasonlóan, a vizsgált nyomelemek koncentrációja és a rétegtani helyzet között sem ismerhető fel szabályszerű összefüggés, azonban a finomabb szemcsenagyságú kőzetek nyomelemtartalma általában meghaladja a durvaszemcsés homokkövekben mért koncentrációkat (6/b. ábra). A Rb-, a Ba-, a Th-, a Zr-, az Y- és a Zn-koncentráció a FKK átlagához (TAYLOR & MCLENNAN 1985) közeli, annál valamivel kisebb vagy nagyobb értéket vesz fel. A Sr, az Pb és a Nb mennyisége általában kevesebb, a V, a Cr, a Co és a Ni koncentrációja a legtöbb mintában nagyobb, mint a FKK átlagos összetétele (III. táblázat). A Rb és a Ba FKK átlagos összetételére normált koncentrációja jól korrelál a K<sub>2</sub>O mennyiségével, amely arra utal, hogy ezek az elemek az alkáliföldpátookban és a K-gazdag rétegszilikátokban fordulnak elő (MCLENNAN et al. 1990; CULLERS 1995; BAULUZ et al. 2000). A Sr üledékes rétegsorokban leggyakrabban karbonátokhoz és földpátokhoz kapcsolódik, amelyekben a Ca-t helyettesíti (DYPVIK & HARRIS 2001). A siklósbodonyi fúrás vizsgált rétegsorában a Sr-koncentráció a CaO mennyiségével párhuzamosan változik, azonban a bázisos és neutrális plagioklászok hiányában arányát döntően a karbonáttartalom határozza meg.

Általános tapasztalat, hogy a sziliciklasztos kőzetek V-, Cr-, Co- és Ni-koncentrációja a bázisos és az ultrabázisos kőzettörmelékek arányától függ (DINELLI et al. 1999; AMOROSI et al. 2002; ZIMMERMANN & BAHLBURG 2003). A vizsgált rétegsor forrásanyaga azonban uralkodóan savanyú összetételű, metamorf eredetű kőzettörmelék, ezért a kompatibilis nyomelemekben (V, Cr, Co, Ni) megfigyelhető pozitív anomália a lehordási terület kőzetösszetételével nem magyarázható. A széleskörű geokémiai kutatások eredményeként rendelkezésre álló adatbázis alapján MCLENNAN (2001) rámutatott arra, hogy a TAYLOR & MCLENNAN (1985) által publikált felső kontinentális kéreg összetételében számos nyomelem – így a Nb, a V, a Cr, a Co és a Ni – koncentrációjának referenciaértékét módosítani szükséges (III. táblázat). Az Sb-1 fúrás aleurolit és homokkő mintáinak FKK módosított összetételére (MCLENNAN 2001) normált nyomelemekkoncentráció-eloszlásait a 6/c. ábra mutatja be, amelyen a 6/b. ábrától eltérően mind a Nb kis mértékű negatív anomáliája, mind a kompatibilis elemek pozitív anomáliája eltűnt. Ez a különbség felhívja a figyelmet arra, hogy a törmelékes kőzetek összehasonlításakor széles körben használt, TAYLOR & MCLENNAN (1985) által közölt adatok értelmezési problémákat okozhatnak, ezért célszerűbb MCLENNAN (2001) elektronikus publikációjában megjelent referenciák alkalmazása.

Az Sb-1 fúrás feltételezett karbon-perm határképződményeinek kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985) normált RFF-eloszlása a – 702,0–708,0 m mélységtől származó minta kivételével – a FKK átlagos összetételéhez hasonló (7. ábra), amely az üledékes folyamatok homogenizáló hatására vezethető vissza (BHATIA 1985; TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 1990). A kondritra normált diagramon a siklósbodonyi minták frakcionált RFF-eloszlását figyelhetjük meg,



7. ábra. A Siklósbodony Sb-1 fúrásból származó aleurit és homokkő minták kondritra (TAYLOR & MCLENNAN 1985) normált RFF-eloszlása. Jelmagyarázat: FKK: felső kontinentális kéreg (TAYLOR & MCLENNAN 1985)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of siltstone and sandstone samples from borehole Siklósbodony Sb-1, compared to UCC (FKK, Hungarian abbreviation). Chondrite normalization factors and UCC composition from TAYLOR & MCLENNAN (1985)

amely a  $La_N/Yb_N$  arány segítségével számszerűsíthető (IV. táblázat). A  $La_N/Yb_N$  hányados 4,12 és 7,31 között változik, minden esetben kisebb a FKK átlagos összetételére jellemző értéknél (9,21). A RFF-ek kondritra normált eloszlása a könnyű RFF-ek gazdagodásával ( $La_N/Sm_N=2,55-4,49$ ) és a nehéz RFF-ek közel azonos mennyiségével jellemezhető ( $Gd_N/Yb_N=1,01-1,59$ ), amelyhez negatív Eu-anomália ( $Eu/Eu^*=0,50-0,85$ ) társul. A korábbi diagramokhoz hasonlóan, a RFF-eloszlások is tükrözik a finomszemcsés kőzetek megnövekedett nyomelem-koncentrációját, amelyet a nagyobb  $\Sigma RFF$  értékek jeleznek (IV. táblázat). Ez az összefüggés arra utal, hogy a RFF-eket hordozó ásványok az agyagfrakcióban dúsulnak. A siklósbodonyi fúrás törmelékes kőzeteinek RFF-geokémiai jellemzői tipikusan kontinentális forrásterületről származó üledékanyagot jeleznek (BHAITA 1985; MCLENNAN 1990).

A 702,0–708,0 m mélységek közötti származó, eltérő geokémiai viselkedésű minta kondritra normált RFF-eloszlása szintén frakcionált ( $La_N/Yb_N=5,21$ ), azonban határozott pozitív Eu-anomáliát ( $Eu/Eu^*=1,22$ ) mutat, továbbá a  $\Sigma RFF$  értéke a vizsgált rétegsorban a legkisebb (51,48). A kőzettani vizsgálatok szerint ez a nagyszemcsés homokkő jelentős mennyiségű karbonátcementet tartalmaz, amely – a CaO és a Sr kiugró mennyiségén túl – pozitív Eu-anomáliát idézett elő.

Az előzőekben vázolt geokémiai bélyegek alapján megállapítható, hogy az Sb-1 fúrás vizsgált mélységtartományában (673,0–712,0 m) nem jelölhető ki geokémiai határ, az adott szakaszt képviselő minták kémiai összetételének változatosságát döntően a szemcseméretben és a karbonát-tartalomban megfigyelhető különbségek alakították ki. Maganyag hiányában a fúrás 700,0 m-es mélységében feltételezett karbon–perm határ feletti, igazoltan a Korpádi

Homokkő Formációhoz tartozó kőzetek geokémiai vizsgálatát nem állt módunkban elvégezni, továbbá – a fúrás kőzetanyagának selejtezése következtében – erre a későbbiekben sincs lehetőség. Korábbi kutatásunk során azonban elvégeztük a Tésenyi Homokkő Formáció felső-karbon rétegsorát reprezentáló homokkövek geokémiai jellemzését (VARGA et al. 2001; VARGA 2002; R. VARGA et al. 2003). Eredményeink alapján az Sb–1 fúrás 673,0–712,0 m közötti mélységtartományából származó minták fő- és nyomelemeloszlása a Tésenyi Homokkő Formáció kőzetanyagának geokémiai jellemzőivel párhuzamosítható (6, 7. ábra; összehasonlító minták: Sb–1 739,0–746,0 m és 847,2–850,1 m).

### Összefoglaló következtetések

Munkánkban a Siklósbodony Sb–1 fúrásban 700 m mélységben feltételezett karbon–perm határ (KASSAI 1969; BARABÁSNÉ STUHL 1986–88; FÜLÖP 1994; JÁMBOR 1998) közvetlen környezetéből származó archivált minták (673,0–712,0 m) részletes ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát végeztük el, az ősmaradványok hiányában litológiai alapon kijelölt rétegtani határ pontosítása érdekében.

Eredményeink alapján az Sb–1 fúrás 673,0–712,0 m mélységtartományában nem jelölhető ki ásványtani, kőzettani vagy geokémiai határ, a vizsgált képződmények lehordási területe egységes, uralkodóan kvarcdús metamorf kőzetek lepusztulásából származik. Az adott szakaszt képviselő minták ásványtani (<2  $\mu\text{m}$ -es frakció összetétele) és kémiai összetételében tapasztalt eltéréseket döntően a szemcseméretben, a karbonáttartalomban és az üledékképződési és/vagy diagenetikus környezet redox viszonyaiban megfigyelhető különbségek alakították ki. A Korpádi Homokkő Formáció és a Tésenyi Homokkő Formáció határának megvonása ez utóbbi alapján megalapozatlan, hiszen pusztán a kőzetszín nem alkalmazható különböző korú rétegsorok elkülönítésére. Hasonló redox környezet mindkét képződményben kialakult, amelyet az uralkodóan vörös színű Korpádi Formáció szürke rétegei, valamint a döntően szürke, zöldesszürke Tésenyi Formáció vörös üledékes kőzetei jeleznek (HETÉNYI & RAVASZNÉ BARANYAI 1976; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

Figyelembe véve, hogy az Sb–1 fúrás vitatott mélységtartományából korjelző ősmaradvány nem került elő, a biosztratigráfiai határ nem adható meg. Ennek megfelelően a karbon–perm határ kijelölése sem valósítható meg, célszerűnek tartjuk azonban a litosztratigráfiai határ kijelölését, azaz a két képződmény kőzetrétegtani alapon történő elkülönítését. Ezt nehezíti, hogy a siklósbodonyi fúrás vizsgált szakaszának ásványtani és kőzettani kifejlődése eltér a Mecsek-hegység és környezete területén ismert paleozoikumi üledékes rétegsorok összetételétől, amelyre FAZEKAS (1969) is felhívta a figyelmet. A mélyfúrásokból ismert Korpádi Homokkő Formáció törmelékanyaga általában éretlen, változókéony összetételű, jelentős mennyiségű gránit-, gneisz-, kvarcit- és vulkaniszemcsét tartalmaz (FAZEKAS 1987; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A Tésenyi Homokkő Formációt harántoló további mélyfúrások (Téseny T–2–T–7, Bogádmindszent Bm–1, Diósvizsló Dv–3) litológiai és geokémiai bélyegei szintén eltérnek az Sb–1 fúrás bizonyítottan felső-karbon szakaszának jellegzetességeitől (VARGA et al. 2001; VARGA 2002; R. VARGA et al. 2003).

Elfogadva BARABÁSNÉ STUHL (1986–88) következtetését, amelyet LACZÓ (in BARABÁSNÉ STUHL 1986–88) vitrint-reflexió adataival és GÓCZÁN (in BARABÁSNÉ STUHL 1986–88) mikropaleontológiai eredményével támasztott alá, az Sb-1 fúrásban harántolt karbon–perm határ valószínűleg tektonikus. Véleményünk szerint azonban az így feltételezett jelentős üledékhézagoknak, amely két formációt (litosztratigráfiai egységet) választ el, a litológiai összetételben is tükröződni kell. A kőzetrétegtani osztályozás során legkézenfekvőbb és elsőként elvégzendő tagolás ugyanis a kőzet különböző ásványtani, kőzettani, geokémiai és geofizikai bélyegei alapján történik. Az Sb-1 fúrás teljes rétegsorának részletes ásványtani és kőzettani feldolgozásakor FAZEKAS (1969) 642,0 m mélységben ismert fel olyan éles litológiai különbséget, amely a törmelékes képződményeket két eltérő lehordási területű szakaszra bontotta. Az itt kijelölhető litológiai határ feletti képződmények összetétele megfeleltethető a Korpádi Formáció definíciójában megadott kritériumoknak. A 642,0–1200,2 m mélységtartományban megfigyelhető törmelékanyag egységes, uralkodóan metamorf kőzetek lepusztulási termékét tartalmazza. Ebből a szakaszból került elő a felső-karbon kort jelző szegényes sporomorpha mikroflóra, így – véleményünk szerint – ez a mélységtartomány párhuzamosítható a Tésényi Homokkő Formációval. Ez a litosztratigráfiai bontás nincs ellentmondásban a korábbi vitrint-reflexió adatokkal, hiszen az 500 m ( $R_o=2,46\%$ ) és a 820 m ( $R_o=3,35\%$ ) közötti szakaszból nem áll rendelkezésre mérési adat, így ez alapján határozottan csak az jelenthető ki, hogy a határ az 500–820 m mélységtartományon belül húzódik. Az Sb-1 fúrás törmelékes rétegsorának javasolt rétegtani besorolásával szükségtelenné válik a 700,0 m feletti, metamorf lehordási területéről származó sziliklasztos rétegeket a Korpádi Homokkő Formáció alsó (Siklóbodonyi Homokkő, – BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998) tagozataként elkülöníteni.

A bemutatott vizsgálati eredmények és az elemzett publikációk alapján a Siklóbodony Sb-1 fúrásban harántolt, a Korpádi Homokkő Formáció és a Tésényi Homokkő Formáció közötti litosztratigráfiai határt tektonikus jelleggel 642,0 m mélységbe helyezzük. Őslénytani adatok hiányában a biosztratigráfiai határ (karbon–perm időszak határa) nem jelölhető ki.

### Köszönetnyilvánítás

A fúrásokból származó kőzetanyagot a Mecsekérc Környezetvédelmi Rt. biztosította számunkra. A mintagyűjtésnél nyújtott segítségéért MÁTHÉ Zoltánnak és JÓZSA Sándornak szeretnénk köszönetet mondani. Köszönettel tartozunk MERÉNYI Lászlónak és VICZIÁN Istvánnak a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok különböző szakaszaiban nyújtott segítségükért.

A röntgenfluoreszcens spektrometriás mérésekért a Tübingeni Egyetem Geokémiai Tanszékét, továbbá PINTÉR Farkast illeti köszönet. Az ICP-MS vizsgálatokért a szerzők a Bálint Analitika Kft.-nek mondanak köszönetet.

Ez a munka az OTKA T 034924 téma keretein belül készült.

## Irodalom – References

- AMOROSI, A., CENTINEO, M. C., DINELLI, E., LUCCHINI, F. & TATEO, F. 2002: Geochemical and mineralogical variations as indicators of provenance changes in Late Quaternary deposits of SE Po Plain. – *Sedimentary Geology* **151**, 273–292.
- BAILEY, S. W. 1988: Chlorites: Structures and Crystal Chemistry. – In: BAILEY, S. W. (Ed.): *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*. – *Reviews in Mineralogy* **19**, 347–403.
- 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. 1986-88: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés III. fejezete a perm feképződményeiről. – *Kéziratok jelentés, MÉV Adattár*, 54–81.
- BAULUZ, B., MAYAYO, M. J., FERNANDEZ-NIETO, C. & GONZALEZ-LOPEZ, J. M. 2000: Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. – *Chemical Geology* **168**, 135–150.
- BHATIA, M. R. 1985: Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. – *Sedimentary Geology* **45**, 97–113.
- BHATTACHARYA, D. P. 1983: Origin of berthierine in ironstone. – *Clays and Clay Minerals* **31**, 173–182.
- BRUSEWITZ, A. M. 1988: Asymmetric zonation of a thick Ordovician K-bentonite bed at Kinnekulle, Sweden. – *Clays and Clay Minerals* **36**, 349–353.
- CULLERS, R. L. 1995: The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. – *Chemical Geology* **123**, 107–131.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J. & WÓRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). – *Tectonophysics* **357**, 81–102.
- DINELLI, E., LUCCHINI, F., MORDENTI, A. & PAGANELLI, L. 1999: Geochemistry of Oligocene-Miocene sandstones of the northern Apennines (Italy) and evolution of chemical features in relation to provenance changes. – *Sedimentary Geology* **127**, 193–207.
- DYPVİK, H. & HARRIS, N. B. 2001: Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios. – *Chemical Geology* **181**, 131–146.
- FAZEKAS V. 1969: A Siklósbodony 1. sz. mélyfúrás maganyagának ásvány-kőzettani vizsgálata. – *Kéziratok jelentés, MÉV Adattár*, 19 p.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. – *Földtani Közlöny* **117/1**, 11–30.
- FÜLÖP J. 1994: Tésényi Homokkő Formáció. – In: FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 322–332.
- GARZANTI, E. & VEZZOLI, G. 2003: A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. – *Journal of Sedimentary Research* **73/5**, 830–837.
- GÖTZE, J. & ZIMMERLE, W. 2000: Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. – *Contributions to Sedimentary Geology* **21**, 1–91.
- HETÉNYI R. & RAVASZNÉ BARANYAI L. 1976: A baranyai antracittelepes felsőkarbon ősszlet a Siklósbodony 1. és a Bogádmindszent 1. sz. fúrás tükrében. – *MÁFI Évi Jelentése 1973-ról*, 323–361.
- INOUE, A., WATANABE, T., KOHYAMA, N. & BRUSEWITZ, A. M. 1990: Characterization of illitization of smectite in bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. – *Clays and Clay Minerals* **38**, 241–249.
- IVÁN L. 1969: Siklósbodony-1 sz. fúrás geofizikai értékelése. – *Kéziratok jelentés, MÉV Adattár*, 3 p.
- 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. 1969: A Siklósbodony-1 sz. fúrás földtani értékelése. – *Kéziratok jelentés, MÉV Adattár*, 7 p.
- MCLENNAN, S. M. 1990: Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. – In: LIPIN, B. R. & MCKAY, G. A. (Eds): *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. – *Reviews in Mineralogy* **21**, 169–200.

- McLENNAN, S. M. 2001: Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**, 2000GC000109, 24 p.
- McLENNAN, S. M., TAYLOR, S. R., McCULLOCH, M. T. & MAYNARD, J. B. 1990: Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 2015–2050.
- NAGY, E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. – *MÁFI Évkönyv* **51/1**, 198 p.
- PERRY, E. & HOWER, J. 1970: Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. – *Clays and Clay Minerals* **18**, 165–177.
- REYNOLDS, R. C. JR. & HOWER, J. 1970: The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. – *Clays and Clay Minerals* **18**, 25–32.
- R. VARGA, A., SZAKMÁNY, Gy., JÓZSA, S. & MÁTHÉ, Z. 2003: Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous siliciclastic rocks (Téseny Sandstone Formation) from the Slavonian–Drava Unit (Tisza Megaunit, S Hungary) – summarized results. – *Acta Geologica Hungarica* **46/1**, 95–113.
- ŠRODOŇ, J. 1984: X-ray powder diffraction identification of illitic materials. – *Clays and Clay Minerals* **32/5**, 337–349.
- ŠUCHA, V., KRAUS, I., GERTHOFFEROVÁ, H., PETES, J. & SEREKOVÁ, M. 1993: Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the East Slovak Basin. – *Clay Minerals* **28**, 243–253.
- TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M. 1985: *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. – Blackwell Scientific Publications LTD, 312 p.
- VARGA A. 2002: A dél-dunántúli felső-karbon homokkövek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. – Diplomadolgozat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 104 p.
- VARGA A., SZAKMÁNY Gy., JÓZSA S. & MÁTHÉ Z. 2001: A nyugat-mecseki alsó-miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsainak és a Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek petrográfiai és geokémiai összehasonlítása. – *Földtani Közlemények* **131/1–2**, 11–36.
- VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY Gy., HARTYÁNI Zs., SZILÁGYI V. & HORVÁTH T. 2003: Mállási indexek összehasonlítása: a kémiai mállás hatása törmelékes kőzetek ásványos összetételére. – *Magyar Kémiai Folyóirat* **108/9**, 387–396.
- WEAVER, C. E. 1989: *Clays, Muds, and Shales*. – Elsevier, Amsterdam, 819 p.
- YODER, H. S. & EUGSTER, H. P. 1955: Synthetic and natural muscovite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **8**, 225–280.
- ZIMMERMANN, U. & BAHLBURG, H. 2003: Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. – *Sedimentology* **50/6**, 1079–1104.

Kézirat beérkezett: 2004. 02. 06.