

Amikor a kompasz nem segít, avagy miről mesél egy fúrómagban megjelenő deformációs szalag?

SCHUBERT Félix¹, VARGA Andrea², APRÓ Mihály³, CSISZÉR Andrea⁴

¹SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, e-mail: schubert@geo.u-szeged.hu, <http://orcid.org/0000-0001-8647-5354>

²SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, e-mail: raucsikvarga@geo.u-szeged.hu, <https://orcid.org/0000-0002-8673-1482>

³Mol Nyrt.

⁴SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

What kind of information can be gained from a borecore-hosted deformation band?

Abstract

Over the last decades, more and more publications concerned with syn-diagenetic deformation processes. This tendency is obvious also in Hungary, that is proven by several recent studies dealing with deformation bands and their formation conditions. In these articles, authors provide detailed deformation history and stress field reconstructions of the studied formations. These results are dominantly based on structural geological data determined in outcrops. In the present study we analysed an unoriented bore core sample, which hosts a deformation band, therefore, to which the traditional structural geological methods cannot be applied. Hereby, we have introduced a complex methodology including petrological, image analysis-based microstructural and geochemical approaches that might help to characterize deformation bands and their particular formation conditions in cases of both outcrop and borehole samples. In order to reveal the alteration processes that relate to the deformation band studied, we thoroughly studied the petrology and diagenetic history of the host sandstone.

Keywords: diagenetic history, deformation band, image analysis, Raman map, Fry method

Összefoglalás

Az utóbbi években a szerkezetföldtani kutatások mind gyakrabban foglalkoznak a diagenézis tartományában lejátszódó szerkezetalakulási folyamatokkal. Ennek látványos bizonyítékai az elmúlt években, hazai lelőhelyekről származó deformációs szalagokat és azok képződési körülményeit bemutató tanulmányok. E cikkek szerzői – többek között – terepi, szerkezetföldtani adatok feldolgozásával készítették részletes deformációtörténet- és feszültségmező-rekonstrukciót az adott képződményekre vonatkozóan. Munkánk során egy orientálatlan fúrómagban megjelenő, ebből kifolyólag a klasszikus szerkezetföldtani módszerekkel nem vizsgálható deformációs szalagot tanulmányoztunk. Olyan kőzettani, mikroszerkezeti és geokémiai alapú módszertani összefoglalást kíséreltünk meg összeállítani, amelynek segítségével – természetesen a felszíni feltárások adta lehetőségeknél jóval szerényebb – információk gyűjthetők a szalagképződés körülményeiről egy pontszerű feltárás/minta esetén. A deformációs szalaghoz kapcsolódó átalakulások minél pontosabb megértése céljából részletesen vizsgálatuk a szalag és a befoglaló homokkő kőzettani jellemzőit és diagenézistörténetét.

Kulcsszavak: diagenézistörténet, deformációs szalag, képanalízis, Raman térkép, Fry-módszer

Bevezetés

A fluidumbányászat, a hulladék- illetve a felszín alatti széndioxid-elhelyezés szempontjából meghatározó fontosságú az adott földtani képződmény porozitásának és permeabilitásának ismerete (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005, STERNLOF et al. 2005). E kőzetfizikai paraméterek számszerű értékeinek ismeretén túl, ezek térbeli kiterjeszhetőségéhez lényeges az azokat befolyásoló földtani folyamatok

megismerése. E két kőzetfizikai tulajdonság változása – esetenként – kőzettani, geokémiai és szerkezetföldtani folyamatok egymásra hatásaként következik be, melyek gyakran a rutinszerűen alkalmazott szeizmikus, illetve geofizikai módszerek optimális vizsgálati mérettartományánál nagyságrendekkel kisebb térfogatokban játszódnak le (EXNER & TSCHEGG 2012).

Az elmúlt évtizedben robbanásszerűen megnőtt azon publikációk száma, amelyek alacsony hőmérsékletű (üledé-

kes) környezetekben lezajló deformációs és az ezekhez kapcsolódó fizikokémiai folyamatok hatásait vizsgálják. LAUBACH et al. (2010) e tudományterületet összefoglalóan „*structural diagenesis*” elnevezéssel illették, kiemelve, hogy a klasszikus üledékes kőzettani vizsgálat gyakran figyelmen kívül hagyja az üledékekben, illetve üledékes kőzetekben a szerkezeti elemekhez köthető átalakulásokat. E tudományterület tárgykörébe tartoznak a jelentős porozitással bíró karbonátos (pl. TONDI et al. 2006, ANTONELLINI et al. 2008, RUSTICHELLI et al. 2012), vulkáni (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005) és törmelékes üledékes kőzetekből (pl. AYDIN 1978, MOLLEMA & ANTONELLINI 1996, AYDIN et al. 2006, EICHHUBL et al. 2010, BEKE et al. 2021) világszerte mind nagyobb számban leírt deformációs szalagok. Hiánypótló munkájukban BEKE & FODOR (2014) elsőként foglalták össze magyar nyelven a deformációs szalagok típusait, az egyes szerzők által megalkotott osztályozási rendszereket, a szalagok kialakulását befolyásoló tényezőket és áttekintő jelleggel, számos hazai példát is bemutatnak.

A deformációs szalagok porózus (BEKE & FODOR 2014) üledékekben, illetve üledékes kőzetekben (leggyakrabban homokkövekben) kialakuló síkszerű (*curvilinear*) szerkezeti elemek (AYDIN 1978). Deformációs szalagok tágulós, kompaktió, egyszerű nyírás, illetve ezek kombinációi által alakulhatnak ki (AYDIN et al. 2006). Jellegzetes mikroszerkezeti bélyegeik, valamint a deformált markeremek megléte esetén az azokat kialakító deformációs rezsim, illetve a nyírás mértéke is meghatározható (EICHHUBL et al. 2010, EXNER & TSCHEGG 2012, PETRIK et al. 2014). RUSTICHELLI et al. (2012) szerint a szalagok minimum 15%-os kezdeti porozitás esetén alakulhatnak ki. Sajátos módon a kialakult szalagokban – főként a kompaktió-nyírásos szalagoknál, katalázos deformáció esetén – a mellékkőzethez képest jelentős mértékű porozitás, illetve permeabilitáscsökkenés következik be (SCHULTZ et al. 2010).

A deformációs szalagok mára ötösztatúvá bővült kinematikai rendszerében AYDIN et al. (2006) kompaktió, kompaktió nyírás, egyszerű nyírásos, tágulós nyírás és tisztán tágulós szalagokat különítenek el. Ezek közül leggyakrabban a kompaktió nyírás típus alakul ki. A nyírásos komponens nélkül, csupán kompaktió hatására kialakuló deformációs szalagok (kompaktió szalagok) olyan diszkontinuitások, amelyek nyírás nélküli térfogatsökkenés (mikrotörések, szemcsetörések, szemcsezúzódás, nyomási oldódás) hatására alakulnak ki a legnagyobb főfeszültség irányára merőlegesen (MOLLEMA & ANTONELLINI 1996, ISSEN & RUDNICKI 2000, EICHHUBL et al. 2010, FOSSEN et al. 2011, BEKE & FODOR 2014). AYDIN et al. (2006) rendszerének másik „szélsőtagját” a tágulós szalagok képviselik, melyek a legkisebb rövidülés irányára merőlegesen alakulnak ki.

A nemzetközi munkákban – törmelékes üledékes kőzetekben előforduló – deformációs szalagok uralkodó részét felszíni feltárásokban kibukkanó, jól osztályozott és kerekített, eolikus homokkövekből írták le (FOSSEN et al. 2007). Mindazonáltal számos, nem eolikus homokkő testből (pl. karbonátos kőzetekből) is említettek már deformációs szalagokat (EXNER & TSCHEGG 2012, BEKE et al. 2021).

Jelen munkánkban olyan mélyfúrásból származó, deformációs szalagot tartalmazó homokkő mintát mutatunk be, amely – petrográfiai bizonyítékok alapján – szemmel láthatóan hatással volt a fluidummigrációra. Ezt bizonyítandó bemutatjuk a mellékkőzet részletes petrográfiai elemzését, valamint ezek alapján a képződmény vizsgált szakaszára felállított diagenesztörténeti modellt. A fűrőmag kis méretéből fakadó korlátozott feltártság, illetve a szöveti markeremek csekély száma miatt a szalagot kialakító kinematikai körülmények és a nyírás mértéke egyértelműen nem határozható meg. Ezt az információhiányt kiküszöbölendő, a deformációs szalag genetikai hovatartozását, valamint a szalag kialakulásához kapcsolódó folyamatokat a szalag részletes képanalízissel támogatott mikroszerkezeti vizsgálatával, valamint különböző mikrospektroszkópai vizsgálatokkal igyekeztünk pontosítani.

Alkalmazott módszerek

A vizsgált mintákból kis sebességű vágógép alkalmazásával, Buehler EpoThin kékre színezett epoxy műgyantával vákuumimpregnált vékonycsiszolatokat készítettünk. A csiszolatokat DICKSON (1965) alapján, nátrium-alizarinszulfonát és kálium-hexaciano-ferrát vegyületek savas oldatával kezeltük a különböző karbonátfázisok elkülönítése érdekében.

A petrográfiai vizsgálatokat Olympus SZX7 binokuláris, illetve BX41 polarizációs mikroszkóppal végeztük. A képanalízisre kiválasztott vékonycsiszolatokat Olympus SZX7 binokuláris mikroszkóphoz csatlakoztatott Olympus DP-10 típusú digitális kamerával rögzítettük, majd Adobe Photoshop CC, illetve Autopano Giga 2.6 szoftverek segítségével illesztettük össze.

A szemcseméret-eloszlás vizsgálatokhoz használt katódlumineszcens felvételek egy Olympus BX43 polarizációs mikroszkóphoz csatolt RELION CL berendezéssel készültek, 8 keV gyorsítófeszültség mellett. A felvételeket Olympus DP73 digitális kamerával rögzítettük.

A Raman térképet THERMO DXR Raman mikroszkóppal készítettük (lézer hullámhossz: 532 nm, teljesítmény: 5 mW, résméret: 25 µm, optikai rác: 1800 karc/mm, felvételi idő: 5×3 sec/spektrum). A térkép mérete 10×5 mm volt, a mérési gridben a pontok x-y irányú távolsága 150 µm volt. A bemutatott K és Fe elem térképek Jobin Yvonne XGT-5000 röntgenfluoreszcens mikroszkóppal készültek, 50 keV gerjesztőfeszültséget használva, 100 µm-es átmérőjű területet gerjesztve. Mind a Raman, mind az elem térképeket polírozott vékonycsiszolatokon készítettük.

A pásztázó elektronmikroszkópos felvételeket Hitachi S4700 típusú készüléken, 20 keV gyorsító feszültség alkalmazásával vettük fel. A mérést megelőzően a mintákat Au-Pd-réteg felgőzölésével tettük elektromosan vezetővé.

A komputertomográfus (CT) felvétel GE Lightspeed VCT 64 szeletes berendezéssel készült. A CT adatok kiértékelését OsiriX 7.5 program segítségével végeztük.

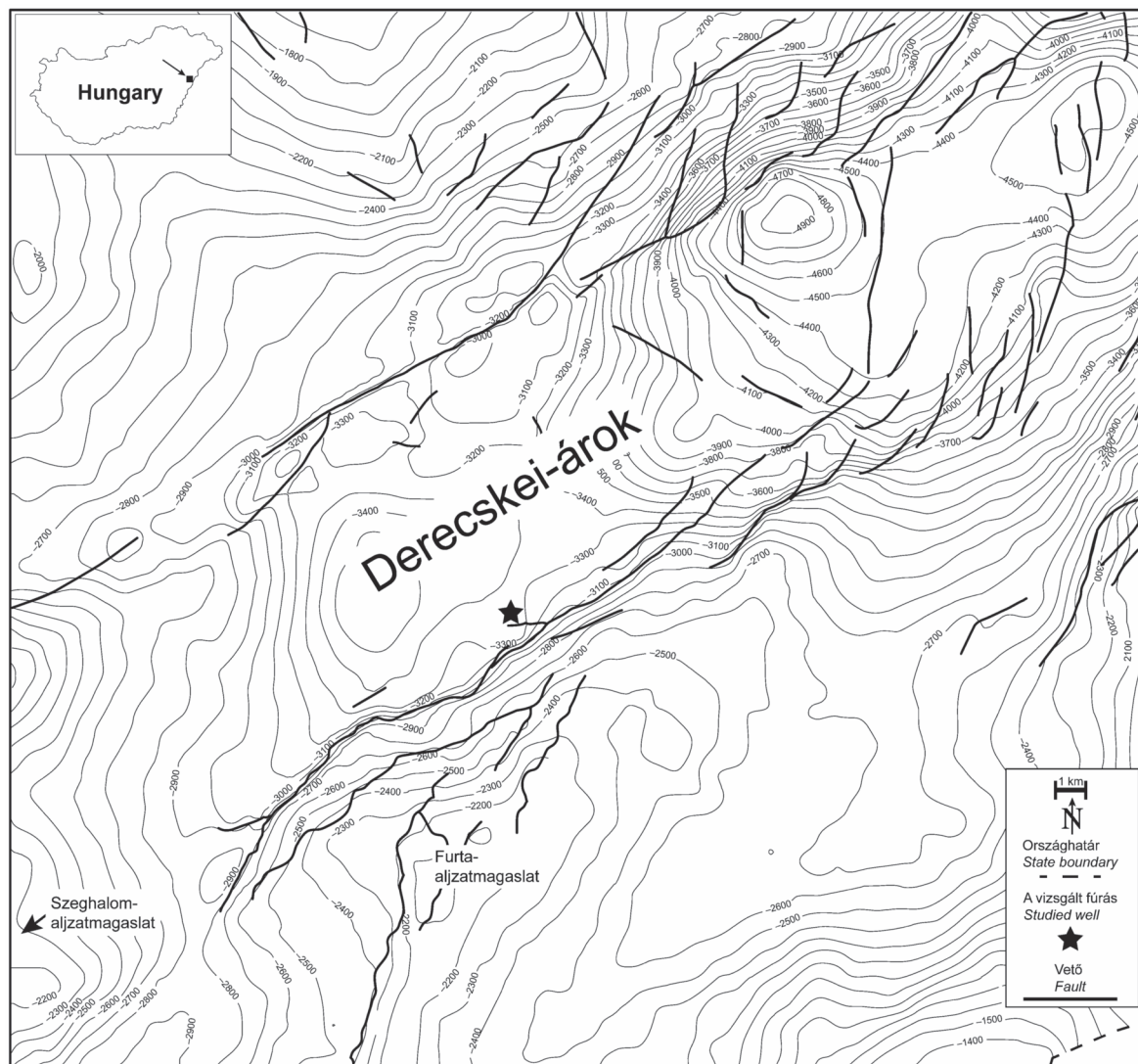
A „2D porozitás” kifejezés alatt a továbbiakban vékony-

csiszolatok kiválasztott részein (doménjein) képanalízis segítségével meghatározott porus-területszázalékot értünk, az alábbi kifejezéssel meghatározva 2D porozitás = $[(a \text{ vizsgált doménben kimért kék epoxy műgyantával kitöltött porusok területe (pixel}^2)/a \text{ vizsgált domén területe (pixel}^2)] \times 100$. A 2D porozitás értéke (terület%-ban kifejezve), természetéből fakadóan, nem egyezik meg a kőzetminta valós porozitásával, mindazonáltal információval szolgálhat a mintát felépítő szerkezeti elemek porozitásának különbözőségeiről. A kék epoxy műgyantával kitöltött porusok, illetve a katódlumineszcens módszerrel megjelenített karbonátcement területének meghatározásához ImageJ 1.53g szoftvert alkalmaztuk. Mivel a porusokat jelző kék szín árnyalati terjedelme az impregnáló műgyanta réteg vastagságától függően változó (pl. a másodlagos eredetű porusokban), ezért a kék színű pixelek leválasztásakor a küszöbértékeket mintánként választottuk meg, folyamatosan ellenőrizve a leválasztás helyességét. A B–211 minta egyes doménjeinek szemcseméret-eloszlását 1N és katódlumineszcens felvételeken, JMicroVision 1.2.7

szoftverrel határoztuk meg. A Fry-módszer alkalmazása során (FRY 1979) a szemcséközéppontok koordinátáit polírozott vékonycsiszolatok 1N-os kompozit felvételein, az ImageJ 1.53g program alatt futó makró felhasználásával határoztuk meg. Az így kapott xy szemcséközéppont koordinátákon a Fry-vizsgálatot az EllipseFit v.3.8.0 szoftverrel végeztük. A deformációs ellipszis meghatározása során felmerülő szubjektív hatást kiküszöbölendő, az ellipszis illesztését a szoftver „Exponential edge detection” (WALDRON & WALLACE 2007) moduljával végeztük. E módszer előnye, hogy nem igényel információt a szemcsék alakjára vonatkozóan.

A vizsgált minták

Tanulmányunkban egy, a Derecskei-árok déli oldalán mélyült fúrás 3621 méteréből származó két miocén korú homokkő mintát vizsgáltuk (B–211 (3620,0–,2 m) és B–212 (3620,2–,4 m) (*1. ábra*). A Derecskei-árok a Pannon-me-



1. ábra. A Derecskei-árok pre-pannoniai képződményeinek mélységtérképe a szeizmikus szelvényeken azonosított vetők feltüntetésével. A tanulmányban vizsgált minták a csillaggal jelölt fúrásból származnak

Figure 1. Depth of pre-Pannonian formations in the Derecske Trough. The studied well is indicated with a black star

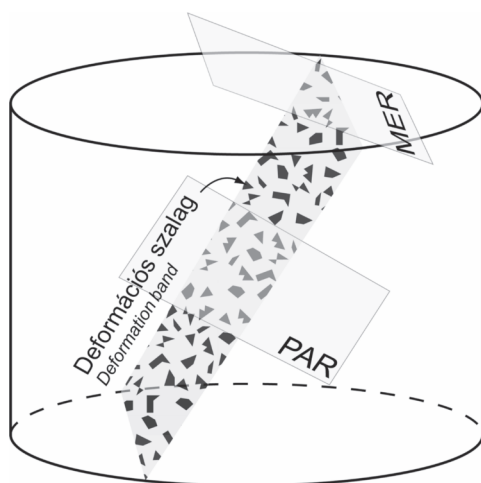
I. táblázat. A deformációs szalagot tartalmazó magminta környezetében előforduló homokkő és tufa anyagú minták jellemző 2D porozitás értékei (SCHUBERT et al. 2011)

Table I. Representative 2D porosity values of core samples in the vicinity of the deformation band (SCHUBERT et al. 2011)

Mintaszám/ Sample ID	Mélység/Depth (m)	2D porozitás/ 2D porosity (%)	Litológia/Lithology
B-112	3568	0,3	Piroklasztit/tufa
B-121		0,1	Piroklasztit/tufa
B-211	3621	18,9	Homokkő
B-212		2,0	Homokkő
B-233	3627	0,5	Piroklasztit/tufa
B-239		7,9	Piroklasztit/tufa
B-256	3630	0,7	Piroklasztit/tufa
B-262	3635	0,9	Piroklasztit/tufa

dencerendszer egy ÉK–DNy-i csapású, a középső részén 6500 m-t meghaladó mélységű részmedencéje. A vizsgált magminták környezetében – váltakozva – homokkő és piroklasztit (tufa) anyagú képződmények fordulnak elő. A mintákat tartalmazó kb. 70 méteres intervallum sajátos jellemzője, hogy kőzettípustól függetlenül, kis távolságokon belül is, a 2D porozitás értékeinek szélsőséges váltakozása figyelhető meg (I. táblázat).

A B-211-es minta egy 45°-os dőlésszögű deformációs szalagot tartalmaz, míg a B-212 minta a magminta döntő részét alkotó homokkővet reprezentálja. A minták származási mélységében a fúrás tengelye 4°-kal tért el a függőlegetől, ami a vizsgált szerkezetekből levonható következtetéseket nem befolyásolta. A B-211-es mintában megjelenő deformációs szalagból két, egymásra merőleges vékonycsiszolatot (PAR és MER) készítettünk (2. ábra). A PAR jelű metszet a deformációs szalag síkjának csapásvonalára merőleges, míg a MER jelű a csapásvonallal párhuzamos helyzetű. A különböző orientációjú metszetek vizsgálatával egyrészt a deformációs szalag és az üledékes rétegzés irányának viszonyát, másrészt a prekinematikus szöveti elemek irányítottágában bekövetkező változást igyekeztünk vizsgálni.



2. ábra. A PAR és MER metszetek orientációja a deformációs szalag magmintán belül elfoglalt helyzetéhez viszonyítva

Figure 2. The orientation of the PAR and MER sections, respectively, relative to the deformation band

Eredmények

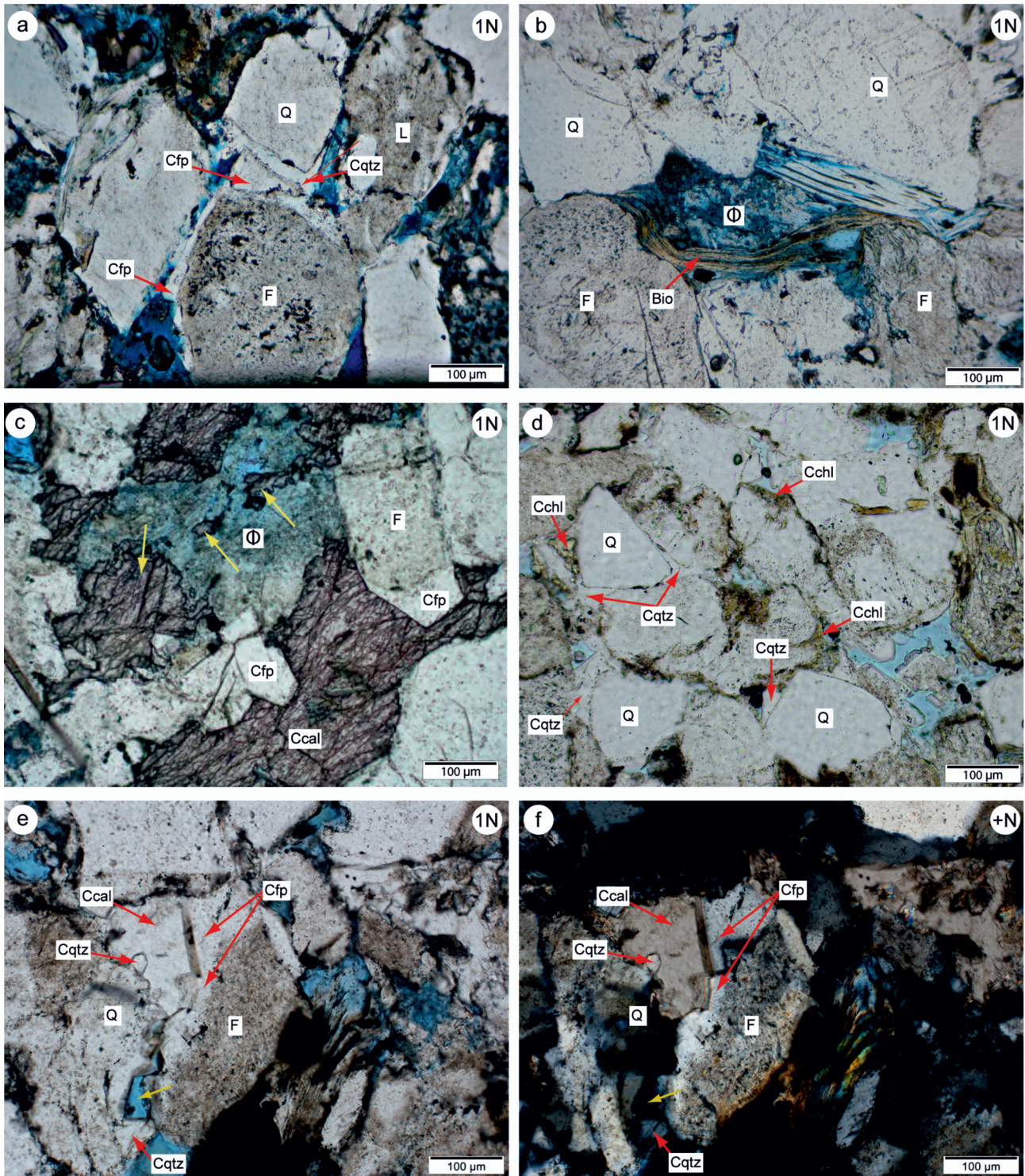
Vékonycsiszolat petrográfia, pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat

A B-211 és –212 minta uralkodóan homok szemcseméretű, elvéve 2 mm-nél nagyobb szemcséket (kőzettörmelék) tartalmazó, rosszul osztályozott kavicsos homokkő. A kőzet makroszkóposan barnásszürke színű, tömött, kompakt szerkezetű. Az üledékes irányítottágra csupán a helyenként, esetleg kisebb csoportokban előforduló, orientáltan elhelyezkedő, kőzetliszt–homok mérettartományba eső csillámlamezek utalnak. A vázalkotó szemcsék – mind azok mérete, alakja, mind ásványos összetételük – tekintetében a két minta azonos tulajdonságokkal bír, ezért az alábbi szakaszban a két minta törmelékes szemcséit együtt jellemezzük.

A törmelékes szemcsék uralkodóan kvarc, (plagioklász) földpát, metamorf és vulkáni kőzettörmelék, alárendelten muszkovit és biotit anyagúak (3. ábra a). Mindkét mintára jellemző a törmelékes szemcsék változatos alakja. Szögletes és jól koptatott szemcsék egyaránt megjelennek, helyenként a kvarcsemmék jól–kitűnően koptatottak. Gyakori azonban, hogy a szemcsék szegélye csipkés, kisebb-nagyobb beöblösödések tartalmaz, amely formák több esetben a szemcsék póruster felőli oldalán is megfigyelhetők. Ez a szemcsék alakjának utólagos (diagenetikus) módosulására utal. A szemcseérintkezések egyenes vonalúak, illetve konkáv–konvex szemcsehatárok jellemzőek. Akcesszórius elegyrészként opak ásvány, anatóz, turmalin, cirkon és epidot jelenik meg.

Az ásványtöredékek közül a kvarcsemmék uralkodóan polikristályosak, erősen unduláló kioltásúak, gyakran több szutúrált alszemcsét tartalmaznak. Méretük nem haladja meg a 750 µm-t, rendszerint szögletesek, szilánkosak. Az alárendelt mennyiségű monokristályos szemcse nem unduláló kioltású, zárványmentes, alakatlan (törött) vagy félig sajátalakú. A földpátsemmék rendszerint táblásak vagy alakatlanok, gyakran lekerekítettek, méretük 800 µm-nél kisebb. Anyaguk uralkodóan – különböző mértékben szericitesedett – plagioklász, ami gyakran poliszintetikus ikres, sűrűn ikerlemezes. A földpátsemméket helyenként részlegesen vasas karbonát helyettesíti. A muszkovit rendszerint üde, esetenként finomszemcsés agyagásvasnyos (illit) halmazállapotú alakult. Mérete erősen változó, a legnagyobb szemcsék elérik a 1,5 mm-t. Az alárendelt mennyiséget képviselő, barnás biotitsemmék rendszerint átalakultak, expandáló

→ **3. ábra.** A B-211 mintáról készült polarizációs mikroszkópos felvételek. (a) A törmelékes kvarc- és földpátsemmék körül megjelenő autigén kvarc és földpát továbbnövekedés. A kvarccement helyenként magába zárja a földpát anyagú továbbnövekedést, ami a kvarc földpát cementet követő kiválására utal. (b) Törmelékes kvarc, földpát és biotit szemcsék között, egy feltételezhetően kőzettörmeléksemmé részleges kioldódásával kialakult másodlagos póruster (Φ). A póruster körül megjelenő hajlott biotitsemmé arra utal, hogy a visszaoldódás a mechanikai kompaktiót követően történt. (c) A szemcsék közötti térben kivált, az autigén földpát kiválást követő vasas kalcit. A kalcitcement roncsai (sárga nyílak) a késői visszaoldódására utalnak, ami hozzájárult a mintában megfigyelt magas másodlagos porozitás kialakulásához. (d) A törmelékes kvarcsemmékben gyakran megjelenő autigén kvarc továbbnövekedés. Jellemző, hogy a kvarcsemmék továbbnövekedésektől mentes részeit gyakran kloritcement vonja be.



A korai klorit feltételezhetően gátolta a kvarc továbbnövekedés kialakulását. (e) és (f) A törmelékes földpát- és kvarcsezemcséken megjelenő autigén földpát és kvarc továbbnövekedés. A fennmaradó pórusteret vasas kalcit töltötte ki (Ccal). A kvarc földpát cementet követő megjelenését a kvarccementben megfigyelhető kompromisszumos határ jelzi (sárga nyíl). A kvarc továbbnövekedésben jellegzetes, sajátalakú földpát továbbnövekedés után fennmaradt másodlagos pórus figyelhető meg

Rövidítések: törmelékes szemcsék Bio - biotit, F - földpát, L - közettörmelék, Q - kvarc, cement fázisok Ccal - vasas kalcit cement, Cchl - klorit cement, Cfp - földpát cement, Cqtz - kvarc cement

Figure 3. Polarized light microscope images of sample B-211. (a) Authigenic quartz and feldspar overgrowth around detrital quartz and feldspar grains. (b) Secondary pore (Φ) surrounded by detrital quartz, feldspar and biotite. The pore formed probably by the dissolution of a lithoclast. (c) Ferroan calcite precipitated after authigenic feldspar. Subsequently, the ferroan calcite has partially dissolved. (d) Authigenic quartz overgrowth on detrital quartz grains. (e, f) Authigenic quartz and feldspar overgrowth around detrital quartz and feldspar grains followed by ferroan calcite. Yellow arrow denotes empty pore, where feldspar cement probably dissolved following precipitation of the quartz cement

Abbreviations: detrital grains Bio - biotite, F - feldspar, L - lithoclast, Q - quartz, authigenic cement phases Ccal - ferroan calcite cement, Cchl - chlorite cement, Cfp - feldspar cement, Cqtz - quartz cement

lódta, fakó színűek, részlegesen vagy teljesen kloritosodtak, illetve parányi Ti-fázisból (anatáz) álló szemcséket tartalmaznak (3. ábra b). Mind a muszkovit, mind a biotit gyakran gyűrt, kaptafaszerűen a szomszédos szemcsékre hajlott (3. ábra b).

A metamorf kőzettörmelék-szemcsék uralkodóan átkristályosodott és irányított szövetű kvarcból és földpátból (plagioklász) állnak, alárendelten – orientáltan elhelyezkedő – muszkovitot és biotitot tartalmaznak. A kőzettörmeléken belül a kvarc-szemcsék rendszerint unduláló kioltásúak, megnyúltak; a plagioklászban helyenként hajlott, deformációs ikerlemezek jelennek meg. Akcesszórius elegyrész-ként turmalin- és cirkonkristályok figyelhetők meg bennük. A vulkáni kőzettörmelék alapanyag-fragmentumok képviselik. Ezek döntően üveges alapanyagban plagioklász mikrolitokból állnak, továbbá plagioklász, biotit és/vagy rezorbeált kvarc mikrofenokristályt vagy mikrolitot tartalmazó vulkáni kőzettörmelék azonosítható.

A vázalkotó szemcsék között, különösen az átalakult biotitot tartalmazó metamorf kőzettörmelék környezetében, gömbös pirithalmazok jelennek meg cementként. A B–212 minta, illetve a B–211 minta deformációs szalagon kívüli részein mind az önállóan, mind a kőzettörmelékben előforduló kvarc- és földpátszemcsék póruster felőli szegélyén gyakran jelenik meg a szemcsével azonos anyagú autigén továbbnövekedési cement (3. ábra c, d). A kvarccement egyrészt szintaxiális továbbnövekedés, másrészt a törmelékes szemcsé pórusterbe nyúló sajátalakú ránövekedése (domén továbbnövekedés). A szemcsé és az autigén perem között gyakran porszegély (dust rim) látható. A részlegesen átalakult, zavaros megjelenésű detritális földpát autigén albit továbbnövekedése általában tiszta, zárványszegény. További cementfázisként sötétbarna, finomszemcsés, a pórusok falát bevonó kloritot figyeltünk meg (3. ábra d). Ezt követően a fennmaradó pórusteret – részlegesen – karbonát cementálta, ami halványlila színre festődő, vasas kalcit (3. ábra c, e, f).

A B–211 minta döntő részén számottevő a kitöltetlen, túlméretes pórusok mennyisége, ami 19 terület% 2D porozitásnak felel meg. A vékonycsiszolatban kék színnel megjelenő pórusok egy része a (feltételezhetően) vulkáni eredetű törmelékes szemcsékhez, míg másik részük a részlegesen visszaoldódott metamorf kőzettörmelékhez kapcsolódik (3. ábra b). Mindazonáltal a legtöbb esetben a kioldódott szemcsék maradványai már nem azonosíthatók, azonban a túlméretes pórusok szegélyén parányi karbonátkristályok láthatók. Ez arra utal, hogy másodlagos cement- és szemcseoldódási porozitásról van szó. A B–212 minta esetében a kitöltetlen pórusok mennyisége lényegesen alacsonyabb, a 2D porozitás értéke egy nagyságrenddel kisebb, 2 terület%-nak adódott. Katódlumineszcens képek felhasználásával – a 2D porozitás számításához hasonlóan – megbecsültük a két mintában megjelenő karbonátcement területarányos mennyiségét, ami a 7,7 (B–212), illetve 1,1 (B–211) terület%-nak adódott.

A fenti megállapításokat a B–211 minta friss törési felületén, illetve polírozott vékonycsiszolatain elvégzett pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok megerősítették, illet-

ve az alábbiak szerint árnyalták. A visszaszórt elektronképeken, helyenként jelentősen feldúsulva, megjelenő piritfázis szemcséi egyértelműen gömbös-framboidális habitust mutatnak (4. ábra a, b). E pirithalmazok gyakran a törmelékes kvarc-szemcsék peremén, az autigén továbbnövekedésben, illetve a póruskitöltő karbonátcementben jelennek meg (4. ábra a). A felvételek tanúsága szerint a pórusokban megjelenő pirit szemcséin szálas, lemezes (ez utóbbi esetben jellemzően hullámos körvonalú) agyagásvány (illit?) jelenik meg (4. ábra c). Ezt követően a pórusterben jól fejlett kristályokkal rendelkező, mennyiségüket tekintve az eddigieknél jelentősebb mennyiségű klorit és albit vált ki (4. ábra b, e, d). A kloritlemezek sajátalakú albitkristályokban megfigyelhető „beágyazott” helyzete egyértelműen igazolja, hogy az albitcement képződése a klorit kiválását követően zajlott. Az albit anyagú póruscementációval egyidejűleg és/vagy azt követően sajátalakú kvarckristályokkal jellemezhető cement képződött (4. ábra e, f).

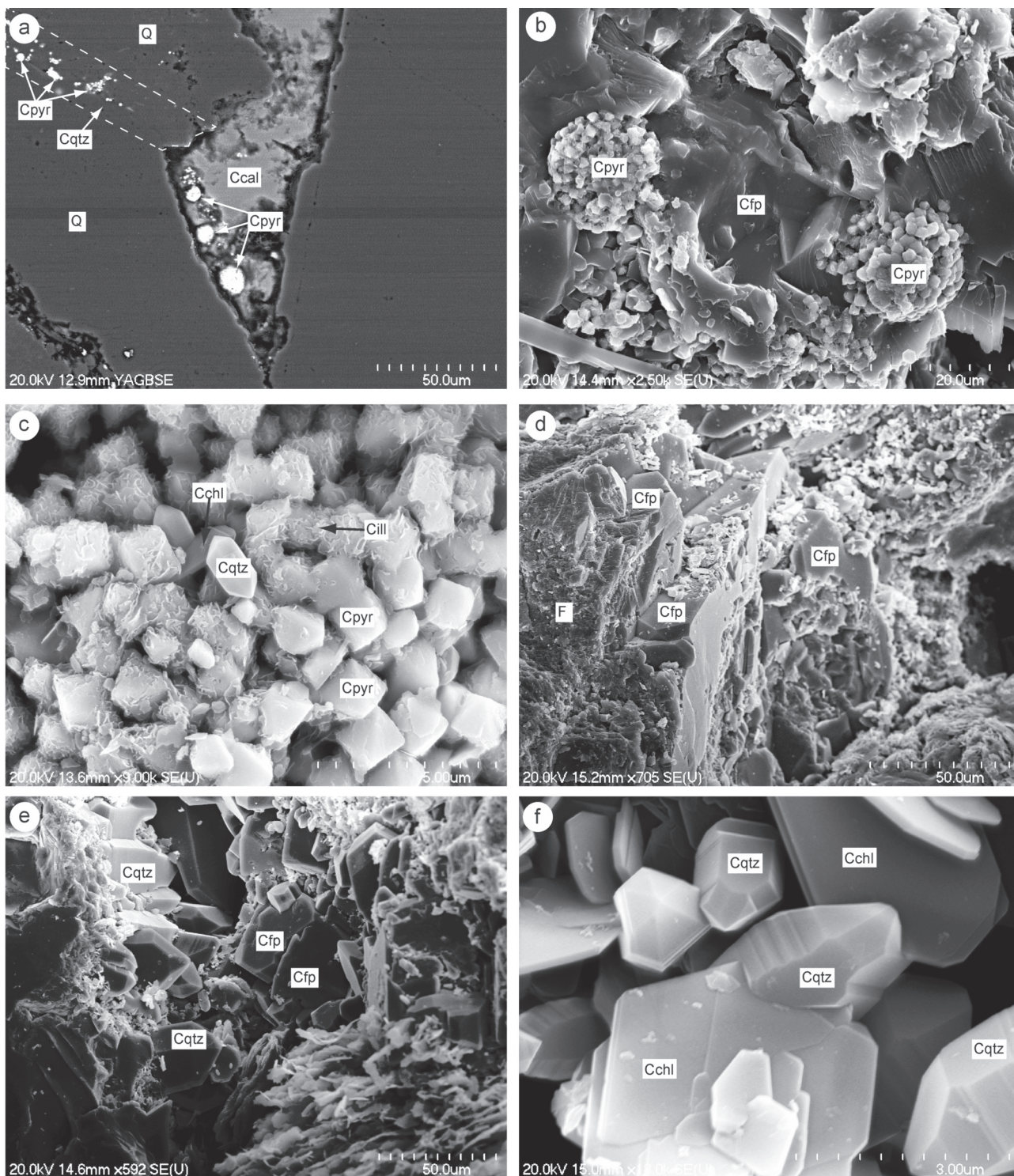
A fentiek alapján a következő paragenetikai sorrend vizsgálható (5. ábra). A deformálódott rétegszilikátok és az egyenes szemcsehatárok jelentősebb mechanikai kompaktációt jeleznek. A konkáv-konvex, illetve szutúrált szemcse-érintkezés azonban már nyomási oldódással járó kémiai kompaktációra utal. A részlegesen kitöltött pórusok, valamint a szabad pórusterben megfigyelhető deformált csillám-szemcsék alapján feltételezhető, hogy a jelenleg tapasztalható (másodlagos) porozitás javarészt a képződményt ért jelentősebb kompaktációt követően alakult ki.

Az első cementfázis a framboidális pirit (korai diagenezis), ami a reaktív vasat tartalmazó szemcsék (biotit, klorit) környezetében jelenik meg. Ezzel párhuzamosan a szilikát-fázis inkongruens oldódása zajlott anatáz és agyagásványképződés (illit?), illetve kloritcement kíséretében. A szemcsék érintkezési felületén bekövetkező nyomási oldódás eredményeként autigén albit és kvarc jelent meg. Ezt követően a homokkővet vasas kalcit cementálta, ami helyettesítésként is megfigyelhető. A paragenetikai sorrend utolsó elkülöníthető fázisa a másodlagos porozitást kialakító cement- és szemcseoldódás.

A deformációs szalag jellemzése

A B–211 mintában – szabad szemmel – a magminta tengelyével kb. 45°-os szöget bezáró, 3–4 mm széles, barnászürkés színű, sík szerkezeti elem figyelhető meg, ami diffúz határokkal érintkezik a mellékkőzettel (6. ábra a). A szalag meredek szöget zár az elszórtan, de orientáltan elhelyezkedő csillámlemezek meghatározta üledékes foliációval (6. ábra b). Szabad szemmel a sávban szemcsék nem figyelhetők meg. A komputertomográfus felvételen egyértelműen kitűnik, hogy a minta, a fenti deformációs szalagon

→ 4. ábra. A B–211 és B–212 mintákról készült másodlagos (SE) és visszaszórt (YAGBSE) elektronképek. (a) Törmelékes kvarc-szemcsék autigén továbbnövekedésében bezárt framboidális pirit-szemcsék. A pirit-szemcsék a szemcséközi térben, a pórusok falán, a pórusok falán, a pórust kitöltő vasas kalcitba zárva jelennek meg (B–212 minta). (b) Földpátcementbe záródott framboidális pirit szemcse-halmazok (B–212 minta). (c) Pirit-szemcséket bevonó autigén illit.

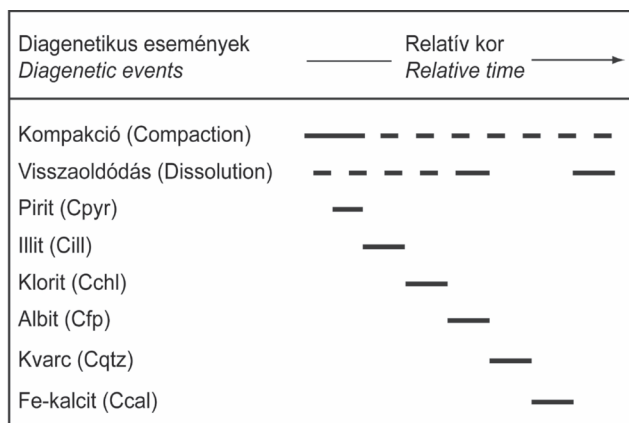


A piritszemcsék között a klorit anyagi cementszemcsét részlegesen bezáró, sajátalakú kvarckristályok (B-212 minta). (d) Törmelékes földpátszemcséken kívül, azokat részlegesen borító földpátcement (B-211 minta). (e) A szemcséközi teret részlegesen kitöltő földpát- és kvarccement (B-211 minta). (f) A pórusteret részlegesen kitöltő, sajátalakú klorit és azokat helyenként bezáró kvarckristályok (B-212 minta)

Rövidítések: törmelékes szemcsék: F - földpát, Q - kvarc, cementfázisok: Ccal - vasas kalcitcement, Cchl - kloritcement, Cfp - földpátcement, Cill - illitcement, Cpyr - piritcement, Cqtz - kvarccement

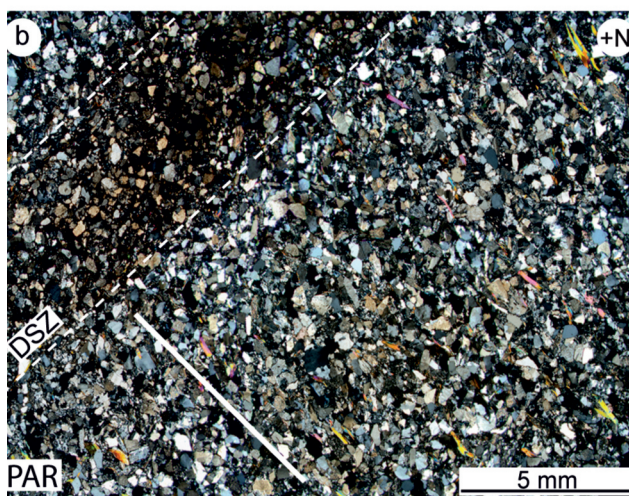
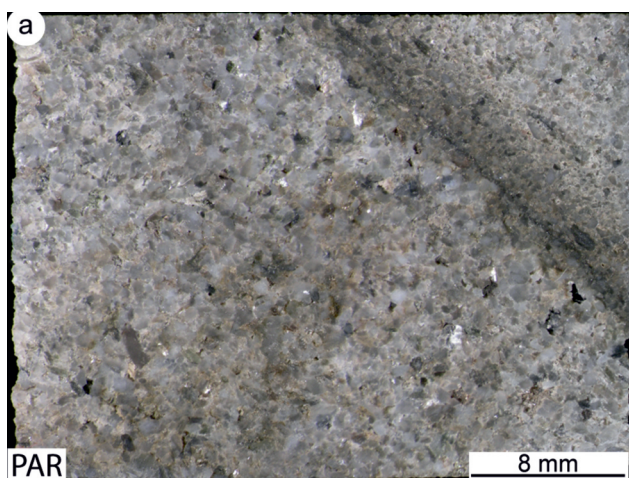
Figure 4. Secondary (SE) and back-scattered (YAGBSE) electron images of sample B-211 and 212. (a) Pyrite framboids enclosed in authigenic overgrowth of detrital quartz grains and intergranular ferroan calcite cement (B-212). (b) Framboidal pyrite aggregates embedded in subsequent feldspar cement (B-212). (c) Pyrite grains covered by authigenic illite. Among them, tiny quartz crystals occur enclosing flakes of the early chlorite cement (B-212). (d) Detrital feldspar grain with authigenic feldspar overgrowth (B-211). (e) Detail of an intergranular pore partially filled by feldspar and quartz cement (B-211). (f) Grains of authigenic chlorite cement partly enclosed by successive euhedral quartz (B-212)

Abbreviations: detrital grains F - feldspar, Q - quartz, authigenic cement phases Ccal - ferroan calcite cement, Cchl - chlorite cement, Cfp - feldspar cement, Cill - illite cement, Cpyr - pyrite cement, Cqtz - quartz cement



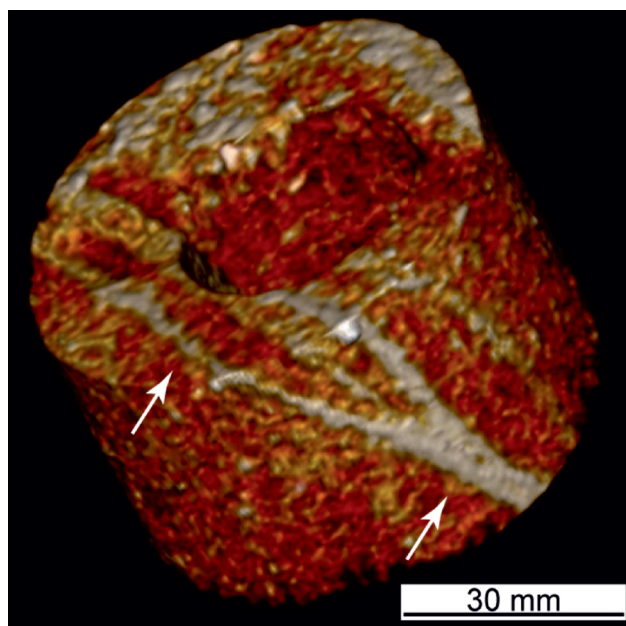
5. ábra. A B-211 és -212 alapján a mellékkőzetre vonatkozó diagenetikus események paragenetikus sorrendje

Figure 5. Paragenetic sequence of the diagenetic events of the deformation band's host rock based on B-211 and 212 samples



6. ábra. A vizsgált deformációs szalag sztereomikroszkópos (a) és polarizációs mikroszkópos (b) képe. A (b) ábrán a fehér vonal a muszkovitszemcsék által meghatározott üledékes foliáció irányát jelzik. DSZ - deformációs szalag

Figure 6. Stereo (a) and polarized light microscope (b) images of the studied sample. In Fig. (b) white line denotes bedding defined by tiny muscovite flakes. DSZ - deformation band



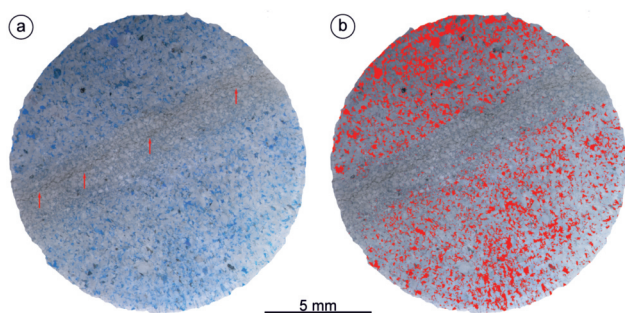
7. ábra. Komputertomográffal készült felvétel a B-211 magmintáról. Az alkalmazott küszöbértékek révén a fehér pixelek a magasabb, a sárgák az átmeneti, míg a vörösek az alacsonyabb sűrűségű részeket jelölik. A fehér nyílak a szétseprűződő szalagköteget jelöli

Figure 7. Computed tomography model of the B-211 core sample. As a result of thresholding applied white pixels represent high, yellow ones intermediate, while red one's low density. White arrows denote anastomosing band members

kívül további két hasonló helyzetű, szabad szemmel nem látható, sík szerkezeti elemet is tartalmaz (7. ábra). Noha ezen szerkezeti elemek relatív kora átmetsződési viszonyaik alapján nem határozható meg egyértelműen, hasonló dőlésirányuk és -szögük alapján feltételezhetően ugyanazon szerkezeti elem (deformációs esemény) szétseprűződő tagjai lehetnek.

Makroszkóposan a szalag középvezetében egy 1 mm-nél keskenyebb, határozott sötét vonal figyelhető meg (6. ábra). Polarizációs mikroszkóp alatt a szalag csapásával párhuzamosan több sötét (nyomásoldódási) film húzódik, melyeket gyakran intenzív visszaoldódási bélyegeket (hullámos, beöblösödő szemcsehatárok) mutató kvarcsepcsék öveznek (8. ábra). A törmelékes szemcsék – noha lényegesen kisebb amplitúdójú – hullámos körvonala a szalagon kívül is jellemző, azonban nyomásoldódási filmek a szalagon kívüli nem jelennek meg.

A szalagban a vázalkotó szemcsék anyaga uralkodóan kvarc és alárendelten enyhén szericitesedett földpát, míg a muszkovit- és biotitszemcsék mennyisége és mérete nagyságrendekkel kisebb, mint a szalagon kívül. A törmelékes szemcsék mérete a deformált zónában lecsökken, míg a szemcsék közötti, sötétbarna színű mátrix mennyisége számottevően megnő. A visszazórt elektronképeken a szalag szemcséi gyakran intenzíven töredezték. E törések jellemzően a kvarcsepcsék peremén figyelhetők meg (9. ábra), míg a szemcséken átfutó, transzgranuláris törések előfordulása elenyésző. A peremi „lepattozódások” (flaking) révén a szemcsék gyakran csipkés, hullámos határvonalúak. A szalag szemcséit számos esetben a peremokről letöredezett



8. ábra. A deformációs szalagot tartalmazó vékonycsiszolat 1N-os mikroszkópi képe. (a) A kék epoxy műgyantával kitöltött képrészek az üres pórusokat jelzik. A piros nyilak a szalagon belül futó nyomásoldódási filmeket jelölik. (b) A 2D porozitás meghatározása céljából, képanalízissel leválogatott üres pórusokat piros szín jelöli. A két domént összehasonlítva szembeötlő az üres pórusok számának hirtelen és számottevő lecsökkenése. A vékonycsiszolat PAR/MER metszetekhez viszonyított helyzete nem ismert

Figure 8. Polarized light microscopy image of the deformation band (1N). (a) The open pores are filled by blue epoxy resin. Red arrows indicate pressure solution seams. (b) Segmented image for 2D porosity estimation; red areas denote epoxy-filled pores

üde és egymással összeilleszthető törmelékiszemcsék övezik (9. ábra).

A PAR jelű metszetről készült vékonycsiszolatban a szalag-mellékkőzet határa rendszerint határozott, éles, különösen azokon a szakaszokon, ahol a határzónát a szalaggal párhuzamosan elhelyezkedő csillámlemezek alkotják (10. ábra). A mellékkőzetben az üledékes foliáció jól fejlett, amit elsősorban az üledékes csillámlemezek jelölnek ki. Több esetben megfigyelhető, amint egyes szöveti elemek a deformációs szalag és a mellékkőzet határán elhajlanak, elforognak. Ennek legfeltűnőbb példája a rétegzéssel közel párhuzamos pirittartalmú domén, illetve egyes törmelékes csillámok (10. ábra a, b) elhajlása a szalag-mellékkőzet határán. A MER jelű metszetben a mellékkőzet szemcséinek irányítottága gyengén fejlett, míg a szalagon belül a megnyúlt szemcsék jellemzően orientáltak, a szalaggal párhuzamos elrendeződést mutatnak (10. ábra c). A szalag-mellékkőzet határa folyamatos átmenetet mutat; a határzónában egyáltalán nem fi-

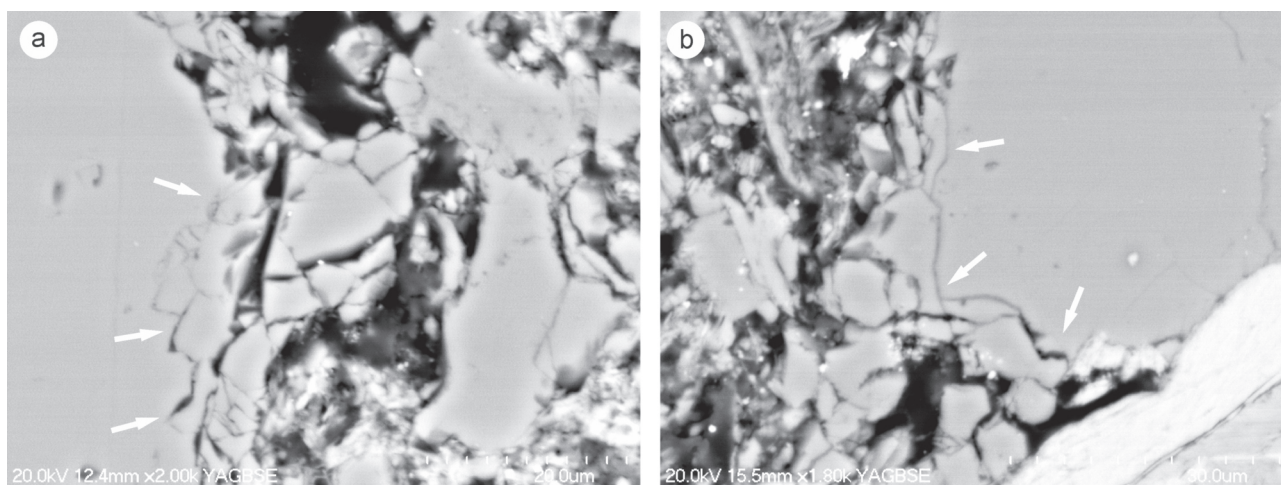
gyelhetők meg a PAR metszetre jellemző, a szalag-mellékkőzet határral párhuzamosan elhelyezkedő csillámiszemcsék.

Szemcseméret-összetétel/szemcseméret-eloszlás

A 11. ábra a B-211 minta három doménjéből – 1N és katódlumineszcens felvételeken – meghatározott kumulatív szemcseeloszlást mutatja be, az átlagos szemcseméret és annak szórásának feltüntetésével. A felvételeken minden egyértelműen lehatárolható, 15 μm -nél nagyobb szemcse legnagyobb átmérőjét lemértük. A szalagban előforduló törmelékes szemcsék kisebb mérete miatt egy felvételtől 324 darab szemcse méretét határoztuk meg (átlagos szemcseméret=185 μm ; =156 μm). A szalagon kívüli kőzetdomén uralkodó szemcsemérete lényegesen nagyobb, ezért egy felvételen kevesebb (95 darab) szemcse méretének meghatározására volt lehetőség. Ebben az esetben az átlagos szemcseméret 486 μm -nek adódott (=224 μm). A minta deformációs szalagon kívüli részeinek nagyobb szemcseméretéből adódóan felmerül, hogy a vizsgált terület (17,3 mm^2) vajon reprezentatívnak tekinthető-e – a teljes mintára vonatkozóan – az uralkodó szemcseméret meghatározása szempontjából. A reprezentatív terület meghatározása érdekében a mellékkőzet egy másik, véletlenszerűen kiválasztott, azonos területű részén is elvégeztük a szemcseméret meghatározását (szemcseszám 94 darab, átlagos szemcseméret 461 μm , =203 μm). A mellékkőzet két doménjének együttes, átlagos szemcsemérete 474 μm (=214 μm). Mivel mind a várható érték, mind a szórás 5%-nál kisebb eltérést mutat a mérési terület megduplázásával, az alkalmazott nagyításon készült felvételeket a szemcseméret-eloszlás szempontjából reprezentatívnak tekintjük.

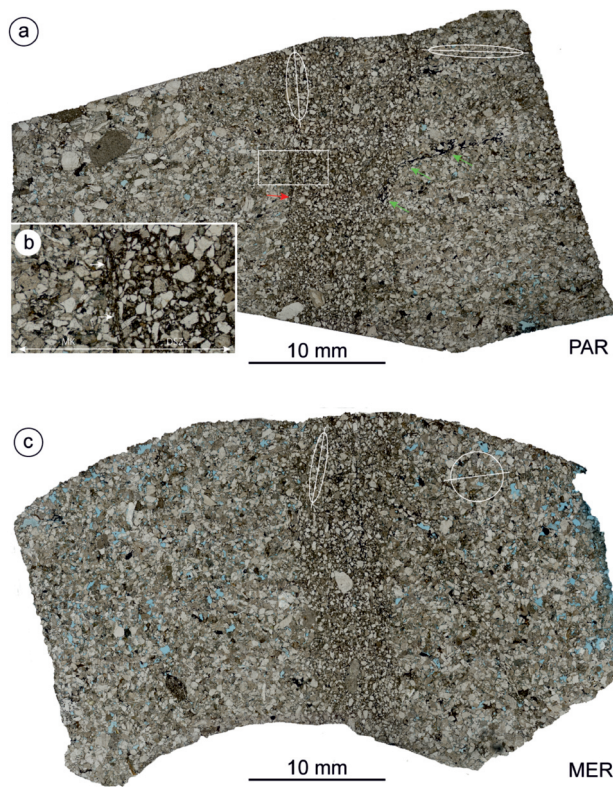
A deformációs ellipszis meghatározása Fry-módszerrel

A FRY (1979) által kidolgozott középpont-középpont módszer alapja, hogy a vizsgált kőzet (vagy ősmaradvány)



9. ábra. (a), (b) A szemcseperemi lepattogzódások (flaking) törmelékes kvarciszemcsék körül (visszaszórt elektronképek)

Figure 9. Clasts adjacent to quartz grains formed by grain flaking (back-scattered electron images)

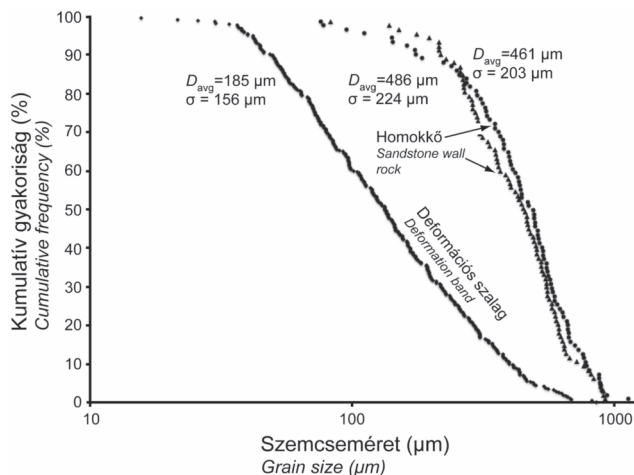


10. ábra. A FRY-módszerrel (1979) meghatározott alakváltozási ellipszisek a PAR és MER metszetek szalag és mellékkőzet doméneiben. (a) A PAR metszetben a deformációs szalagra jellemző alakváltozás ellipszis nagytengelye közel párhuzamos a szalaggal, míg a mellékkőzetre vonatkozó az előbbire csaknem merőleges. A zöld nyilak a szalag mentén elhajló piritsávot jelzik. Egyes részeken a szalag-mellékkőzet határ feltűnően éles, hirtelen átmenetet mutat (piros nyíl). A (b) ábrán bemutatott részt fehér táglalap jelöli. (b) A szalag-mellékkőzet határát a filloszilikátos szalagokra jellemző, orientált elhelyezkedésű csillámlemezek alkotják. (c) A MER metszetben a deformációs szalagra és mellékkőzetre vonatkozó alakváltozás ellipszisek. Feltűnő a szalag és a mellékkőzet domének között megfigyelhető különbség a nyitott pórusok számában

Figure 10. Polarized light microscope images of the PAR and MER sections, respectively, with the calculated strain ellipses for the deformation band and the host rock domains. (a) In section PAR the long axis of the strain ellipse is sub-parallel to the deformation band, while the host rock domain's long axis is almost perpendicular to the band. The green arrows indicate the shared pyrite layer. (b) Detail of the interface between the deformation band and the host rock. Note the preferentially oriented muscovite grains along with the domain's interface. (c) Strain ellipses determined for the deformation band and host rock domains in section MER. Note the difference in the number of open pores between the two domains

szemcséinek középpontjai közötti távolság – következésképpen – a végső alakváltozási ellipszis tengelyirányainak függvényében változik a deformáció során. A módszer alkalmazhatóságának feltétele, hogy a deformáció előtt a szemcsék Poisson-féle térbeli eloszlást mutassanak (MESCHÉDE 2001).

A B–211 minta PAR és MER metszetében a deformációs szalagra és annak környezetére jellemző végső alakváltozási tér jellemzése céljából a mintából készült vékonycsiszolat négy kiválasztott doménjét a FRY-módszerrel vizsgáltuk (10. ábra). Mindkét metszetben meghatároztuk a szalag, illetve az azzal szomszédos mellékkőzet doménjeire vonatkozó alakváltozási ellipszisek nagytengelyeinek orientációját (α), valamint a nagy- és kistengelyeik arányait



11. ábra. A deformációs szalag és a mellékkőzet két doménjén meghatározott szemcseméret-eloszlási diagramok. A szemcsék méretének meghatározása során a 15 μm -nél nagyobb szemcséket vettük figyelembe

Figure 11. Grain-size distribution diagrams of the deformation band and two host rock domains. All grains larger than 15 μm were counted

(II. táblázat). Az α szög a deformációs ellipszis nagytengelyének a kép hosszabbik oldalával bezárt szögét jelöli; az óramutató járásával egyező irányú helyzetet pozitív, az azal ellentétes irányút negatív előjellel jelezve. Jellemző, hogy mindkét metszetben a mellékkőzet, illetve a deformációs szalagra jellemző ellipszisek nagytengelyeinek orientációja páronként jelentős mértékben eltér. Számottevő eltérés figyelhető meg a kis- és nagytengely arányokban a két metszet (PAR és MER) mellékkőzeteinek esetében. Míg a PAR metszet mellékkőzetének tengelyaránya 4,5, addig a MER metszetben ez az érték 1,6, ami lényegesen kisebb deformációra utal.

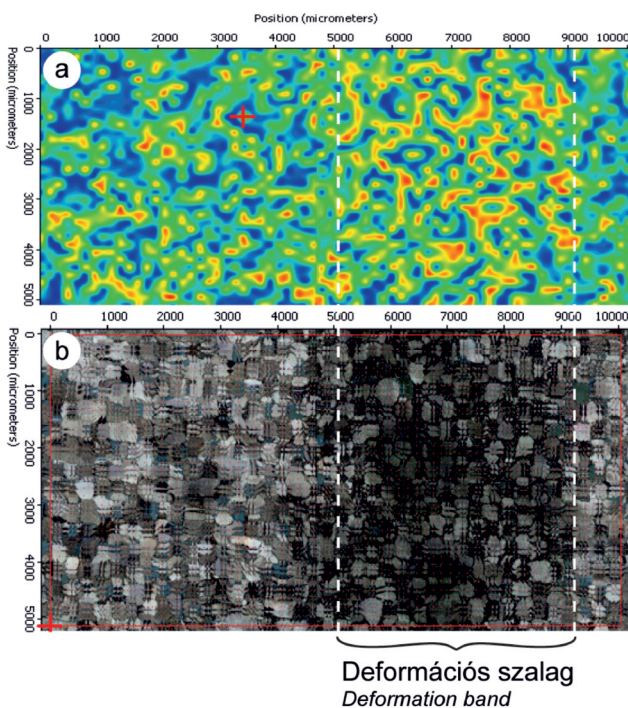
A szalag és a mellékkőzet domének Raman- és röntgen fluoreszcens (XRF) mikroszkópos vizsgálata

A deformációs szalag, illetve az azt befoglaló mellékkőzet ásványos-, illetve kémiai heterogenitásának kimutatása érdekében a szalagról és annak közvetlen környezetéről Raman- és XRF-spektroszkópos térképeket készítettünk. Míg az

II. táblázat. A PAR és MER metszet mellékkőzet és deformációs szalag doménjeiről, FRY-módszerrel (1979) kapott mérési eredmények. Az α szög a deformációs ellipszis nagytengelyének a kép hosszabbik oldalával bezárt szögét jelöli; az óramutató járásával megegyező irányt pozitív, az azal ellentétest negatív előjellel jelezve. A tengelyarány a deformációs ellipszis nagy- és kistengelyének arányát adja meg

Table II. Results of Fry (1979) analysis performed on the host rock and deformation band domains of the PAR and MER sections. The angle α measures between the long axis of the ellipse and the long side of the image; a positive angle goes clockwise. Axial ration is the ratio of the length of long axis to the short one

A vizsgált metszet (domén)/ The studied section (domain)	α ($^\circ$)	Tengelyarány/ Axial ratio	A mért szemcsék száma/ Number of measured grains
1. PAR (Mellékkőzet)	2	7,8	726
2. PAR (Deformációs szalag)	86	3,2	698
3. MER (Mellékkőzet)	-21	1,6	279
4. MER (Deformációs szalag)	-80	4,5	768



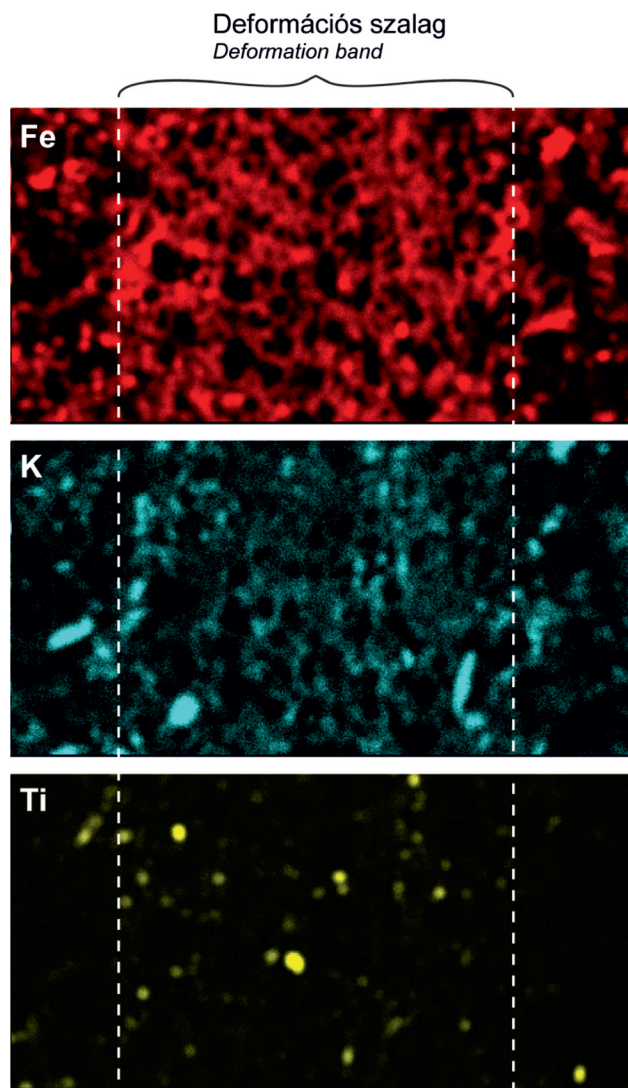
12. ábra. Raman-térkép a deformációs szalagról és az annak két oldalát alkotó mellékközetről. (a) A 146 cm^{-1} Raman-csúcs intenzitását bemutató hamis színes térkép. A vörös szín az intenzív 146 cm^{-1} -es csúcs jelenlétét, a kék szín annak hiányát jelzi. A köztes színek a fenti hullámszámhoz tartozó kisebb intenzitás, illetve az interpoláció következtében jelennek meg. (b) A deformációs szalag és a vele szomszédos mellékkőzet domének a Raman-térkép mérési pontjainak feltüntetésével (1N)

Figure 12. Raman map on the deformation band and the adjacent wall rock domains. (a) Colour-coded intensity image of the 146 cm^{-1} Raman peak. Warm colours stand for higher intensity of the 146 cm^{-1} peak. (b) The deformation band and the adjacent wall rock domains overprinted with points the of the Raman analysis

első módszer a minta vizsgált részének ásványos összetételéről nyújt információt, addig az utóbbi a szalag és annak mellékkőzete közötti elemeloszlásbeli eltéréseket mutatja ki. Az XRF-módszert – többek között – a Ramanfázistérkép nyújtotta térbeli felbontóképességénél kisebb szemcsék eloszlásában jelentkező eltérések kimutatása céljából alkalmaztuk.

A Raman mikroszkópos térképen (12. ábra a, b) a kb. 4 mm vastagságú szalag, illetve ennek 5, illetve 1 mm szélességű környezete jelenik meg. A szalag és a mellékkőzet hasonló ásványos összetétele ellenére a Raman-térképen, adott hullámszámok tekintetében egyértelmű eltérés mutatkozik a két domén között. A 12. ábrán bemutatott térkép az anatóz 146 cm^{-1} csúcsához tartozó intenzitáskülönbségek alapján színezett. Ennek megfelelően a melegebb színek az anatóz-szemcsék jelenlétét/dúsulását, míg a hidegebb árnyalatok annak alacsonyabb mennyiségét/hiányát jelzik. A térkép alapján egyértelműen megállapítható, hogy az anatóz mennyisége a deformációs szalag mentén megnő a mellékkőzetben mérhető mennyiséghez képest.

A XRF mikroszkópos térképek segítségével a szalag és annak környezetében a Si, Al, Mg, Fe, Ca, K, Ti, Mn elemek térbeli koncentrációkülönbségeit vizsgáltuk. Az elemtérképek alapján a Fe, Ti és K mennyisége magasabb, illetve a Fe és K esetében ezen elemek eloszlása egyenletesebb a sza-



13. ábra. Energiadiszerzív röntgen fluoreszcens mikroszkópos felvételek a Fe, K és Ti megoszlásáról a deformációs szalagról és az azt övező két mellékkőzet doménről. A képek hosszabbik oldala 6,3 mm

Figure 13. Element distribution maps of Fe, K and Ti determined on the deformation band and the adjacent wall rock domains using energy-dispersive X-ray spectroscopy. The width of the pictures is 6.3 mm

lagban, mint az azt övező mellékkőzetben (13. ábra). A többi vizsgált elem eloszlásában nem mutatkozott eltérés a szalag és a mellékkőzet között.

Diszkusszió

A petrográfiai megfigyelések és a szemcseeloszlási diagramok alapján a B-211 mintában megjelenő deformációs szalagnak minősülő szerkezeti elemében – a mellékkőzethez hasonló ásványos összetétel mellett – mind a vázalkotó szemcsék átlagos mérete, mind a porozitás lényegesen kisebb, mint a befoglaló homokkőben. A mintában – a csillámlamezek által meghatározott – gyengén fejlett, de egyértelmű üledékes foliáció figyelhető meg, ami a szalag síkjá-

val közel 90°-os szöget zár be. Ez arra enged következtetni, hogy a szalagban megfigyelhető szemcseméret-csökkenés nem az üledékanyag szemcseösszetételében bekövetkező változás, hanem szerkezetalakulási okokra visszavezethető jelenség (EICHHUBL et al. 2010).

Szemcseméret-csökkenést okozó mechanizmusok

A szalag szemcséiben a B–211 mintában megfigyelt szemcseméret-csökkenés – a SEM-BSE felvételek alapján – döntően a kvarcsejtszémcsék peremeinek lepattogzása (*flaking*) által következett be, nem pedig a deformációs szalagokban gyakran megfigyelt transzgranuláris törések révén (EICHHUBL et al. 2010). CHEUNG et al. (2012) triaxiális kísérleteik során porózus homokkőben létrehozott kompakciós szalagokat vizsgálva megfigyelték, hogy a nagyobb szemcsék a deformáció során érintetlenek maradnak. SAMMIS et al. (1987) megállapításaira hivatkozva ezt azzal magyarázzák, hogy egy gyengén osztályozott homokkőben a nagyobb szemcséket a kisebb szemcsék halmaza veszi körül, ezzel megóvva őket a törést létrehozó, kritikus tenziós feszültség kialakulásától. RAWLING & GOODWIN (2003) MARONE & SCHOLZ (1989) kísérleti eredményeire alapozva megállapították, hogy noha a transzgranuláris törések szemcseméret-csökkentő hatása intenzívebb, mint a szemcseperemi lepattogzásoké, de míg az előbbi mechanizmus csupán magas környezeti feszültség esetén aktív, addig az utóbbi már alacsony feszültségen lehetővé teszi az aprózódást. RAWLING & GOODWIN (2003) saját megfigyeléseik, illetve BIEGEL et al. (1989) munkájára hivatkozva megállapították, hogy olyan deformációs körülmények között, amelyek mellett a kvarcsejtszémcsék karéjos, peremi szilánkok leválásával aprózódnak, a földpát- és kőzettörmelék-sejtszémcsékben transzgranuláris repedések, valamint mikrotörések képződnek. Esetünkben a kvarcsejtszémcsék szalagon belül jelentkező dominanciája, valamint a szalagon belüli pszeudomátrix jelentős mennyisége alátámasztja RAWLING & GOODWIN (2003) hasonló összetételű (kvarc+földpát+kőzettörmelék) képződményekben tett megfigyeléseit. Feltételezhetően ezen intenzívebb deformációs mechanizmusok okozzák a kvarcsejtszémcsék relatív feldúsulását a szalagban, valamint a földpát- és kőzettörmelék-sejtszémcséből képződő pszeudomátrix számottevő mennyiségét a szalag szemcséi között. Feltételezve, hogy az autigén kvarc kiválása megelőzte a szalagképződést, a kvarcsejtszémcsék peremi aprózódása egyúttal magyarázatot ad arra a jelenségre is, hogy a B–211 mintában miért nem figyelhető meg a deformációs szalag kvarcsejtszémcséi körül – a mellékkőzetben általános – autigén továbbnövekedés. Ebben az esetben ugyanis elsőként maga az autigén továbbnövekedéssel kialakult szegély pusztulna le a szemcseperemekről.

A deformációs szalag kinematikai típusa és a deformáció mechanizmusa

A legtöbb deformációs szalag a kinematikai skála két „szélsőtagja” – a nyírási szalagok, illetve a kompakciós szalagok – közötti átmenetet képviselik (BEKE & FODOR 2014,

FOSSEN et al. 2016). A szalagképződés során domináns hatással bíró kinematikai mód meghatározására elsősorban a pretektonikus szöveti elemek alakváltozása alapján nyírási mód (EICHHUBL et al. 2004, PETRIK et al. 2014). Egyes szerzők (pl. EICHHUBL et al. 2010) a nyírási indikátorokat nem tartalmazó szalagokat tisztán kompakciós eredetűnek tekintik, igaz, a fenti szerzők megfigyeléseiket jó feltártságú, felszíni mintákon végezték. Felszíni feltárás hiányában a deformációs mechanizmus és a kinematikai típus meghatározása több mikroszerkezeti-geokémiai bélyeg komplex értelmezésével lehetséges.

Általánosan elfogadott tény, hogy a nyomási oldódás hatására az oldódási felszín mentén az agyag- és nehézasványok relatív feldúsulása következik be (pl. TRURNIT 1968, EVANS & ELMORE 2006, NENNA & AYDIN 2011). A megfigyelt nyomási oldódási filmek alapján így feltételezzük, hogy a szalag mentén, a mikro-XRF vizsgálatok által kimutatott pozitív vas anomália kialakulását – részben – a mellékkőzetben általánosan elterjedt, korai diagenetikus eredetű, framboidális pirit (illetve annak átalakulásával képződött másodlagos vas ásványok) nyomási oldódás hatására történő feldúsulása okozza.

A kapott elemterképek továbbá arra is rámutatnak, hogy – a mellékkőzethez képest – a szalag mentén a Ti mennyisége is megnő. MURAD (1997) kísérleti munkájának eredményei alapján – üledékes kőzetekben – az anatózsejtszémcsék nagyságrendekkel intenzívebb Raman-jelet adnak, mint a környező szilikátos mátrix ásványai, így – kaolin anyagú mátrixban – akár 0,02%-nyi anatóz jelenléte is kimutatható. Feltételezésünk szerint az anatóz ezen rendkívül Raman-aktív tulajdonsága is hozzájárul ahhoz, hogy míg az elemterképek – a szalag menti nyomási oldódás következtében – mind a Fe, mind a Ti esetében növekedést mutatnak, a deformációs szalag Raman térképén azonban Fe-tartalmú fázis feldúsulása nem mutatható ki. WORDEN & MORAD (2009) (cf. STONE & SIEVER 1996) a sztíliolitok mentén jelentkező Ti-tartalom növekedés egyik lehetséges magyarázatául a jelentős mennyiségű törmelékes kvarc – nyomási oldódás során bekövetkező – mobilizációját említik. Mivel a B–211 minta deformációs szalagjában jól fejlett, nyomási oldódási filmek figyelhetők meg, a szalag mentén jelentkező Ti-feldúsulás egyik lehetséges oka a törmelékes kvarcsejtszémcsék feloldódása, majd az így felszabaduló Ti, autigén anatóz formájában történő kiválása lehetett. Mindazonáltal CORRENS (1978) szerint üledékes kőzetekben a TiO₂ koncentrációját elsősorban a törmelékes oxidok és szilikátok (pl. klorit, agyagásványok, illetve diagenetikus fázisok, pl. anatóz) mennyisége határozza meg. A petrográfiai és elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján a mellékkőzetben az anatóz – uralkodóan autigén fázis formájában – az átalakult biotit-sejtszémcsék környezetében jelenik meg. Magas Ti-tartalmú biotit-sejtszémcséket a Derecskei-árkot határoló Szeghalomdóm ortogneisz mintáiból említenek (TÓTH & SCHUBERT 2018). Mindezek alapján a deformációs szalagban feldúsuló anatóz képződéséhez szükséges titánt – részben – az árkot övező metamorf kőzetekből származó, átalakuló biotit-sejtszémcsék szolgáltathatták. A biotit-sejtszémcsék átalakulásából

felszabaduló vas és kálium egyúttal ezen elemek szalag mentén tapasztalt feldúsuláshoz is hozzájárulhattak.

Törmelékes üledékes kőzeteket ért deformáció jellegének kimutatására több szerző alkalmazta a vázalkotó szemcsék – deformáció hatására bekövetkező – térbeli átrendeződésén alapuló „centrum-centrum” módszerek családjába tartozó Fry-eljárást (FRY 1979, ERSLEV 1988, BURMEISTER et al. 2009, ZULUAGA et al. 2014). Amennyiben feltételezzük, hogy a rétegzésre merőleges maximális rövidülést a kompaktációs folyamatok idézték elő (BURMEISTER et al. 2009), úgy kézenfekvőnek tűnik, hogy az üledékes foliációval szögbe bezáró deformációs szalagban a végső alakváltozási ellipszis irányítottasága eltér a befoglaló mellékkőzetben megfigyelt irányoktól. Mivel az általunk Fry-módszerrel vizsgált PAR és MER jelű minták az üledékes foliációt különböző orientációkban metszik, így az egyes metszetek mellékkőzet doménjeire jellemző deformációs ellipsziseknek is szükségképpen jelezniük kell a kompaktáció hatásának különbözőségét. A legfeltűnőbb eltérés a két metszetben a mellékkőzetekre vonatkozó deformációs ellipszisek tengelyarányaiban nyilvánul meg (PAR: 7,8; MER: 1,6). Véleményünk szerint ez azzal magyarázható, hogy míg a PAR metszet hozzávetőlegesen derékszögben, addig a MER ennél lényegesen kisebb szög alatt metszi a rétegzést (2. ábra). Azaz míg a PAR metszetben a kompaktáció maximális hatása figyelhető meg, addig a MER metszetben – a rétegzéssel közel párhuzamos helyzete miatt – a kompaktáció hatásának csupán töredéke mutatkozik meg.

A PAR és MER metszetekben a deformációs szalagra vonatkozó ellipszis tengelyarányai hasonló értékeket mutatnak (PAR: 3,2; MER: 4,5). Ugyanakkor a deformációs ellipszisek nagytengelyei mindkét metszetben közel párhuzamosan helyezkednek el a deformációs szalaggal (PAR és MER ábrák), jöhetnek a szalaghoz viszonyított „elforgatottságuk” jellege eltérő (PAR: 86° ; MER: -80°). Az ellipszis nagytengelyek – uralkodóan szalaggal párhuzamos – orientációja a szerkezeti elem képződése során a deformációs szalag síkjára merőleges kompaktációt, illetve a nyírásos komponens hiányát sejtetik. A szalag síkjára merőleges, számottevő kompaktációt egyértelműen bizonyítják a szalagban megjelenő nyomásoldódási filmek (8. ábra), valamint a Raman- és mikro XRF-térképek alapján igazolt fázis- és elemeldúsulás (12. és 13. ábra).

Noha a Fry-módszerrel kapott alakváltozási ellipszisek irányítottasága – a fentiek alapján – nem igazolja a nyírás hatását (vö. EICHHUBL et al. 2010), 1) a PAR metszetben megfigyelt hajlott piritsáv és csillámlemezek (10. ábra a), 2) a mellékkőzet-szalag határral párhuzamosan elhelyezkedő csillám szemcsék, valamint 3) a PAR metszetben a szalag-mellékkőzet éles határa (10. ábra b) alapján feltételezhető a nyírásos komponens. Noha a deformációs ellipszisek nagytengelyeinek bizonyos mértékű eltérése a szalag síkjától egyértelműen kimutatható, nem hagyható figyelmen kívül a szalag mentén képződött mátrix esetleges módosító hatása, ami befolyásolhatja a Fry-módszerrel született eredményeket.

A kizárólag egyszerű nyírás hatására kialakuló szala-

gokban (*simple shear bands*) a szemcsék rotációja és elcsúszása történik, míg jelentős porozitásváltozás (szemcseméret-csökkenés) nem következik be (AYDIN et al. 2006, FOSSEN et al. 2017). Az általunk vizsgált szalagban egyértelmű szemcseméret- és porozitáscsökkenés jelentkezik (8. és 11. ábra), valamint a fent bemutatott bélyegek alapján a szalagra merőleges kompaktáció is megfigyelhető. Mindezeket túl feltételezhető nyírásos komponens hozzájárulása is, amelynek mértéke – elsősorban a korlátozott mintaméret és feltártság miatt – jelentős bizonytalansággal terhelt. A fent ismertetett bélyegek alapján úgy véljük, hogy a B-211 mintában megjelenő deformációs szalag feltételezhetően nyírásos kompaktációs szalag (*shear enhanced compactional band*). (AYDIN et al. 2006).

A szalag menti deformációs mechanizmus

A deformációs mechanizmus tekintetében a szalag több sajátos jellemzővel bír. A kataklázos deformációs mechanizmus dominanciáját bizonyítja az intenzív szemcseméret- és porozitáscsökkenés, valamint a SEM-felvételeken megfigyelhető szemcseperemi lepattogzódások. Azonban a kőzet viszonylag magas rétegszilikát tartalma folytán – helyenként – a filloszilikátos szalagokra jellemző mikroszerkezet is megjelenik (10. ábra a, b).

Egyedi szalag kontra szalagköteg

Azonos ásványos összetétele mellett, a csökkent porozitási zóna – magasabb átlagos sűrűsége révén – olyan jelentős eltérést eredményez a deformációs szalag és a befoglaló homokkő átlagos sugárcsillapítás értékeiben, ami lehetővé teszi a fűrőmagban – szabad szemmel el nem különíthető – deformációs szalagok komputertomográfus (CT) azonosítását. E felvételek alapján a B-211 mintában három hasonló helyzetű, de eltérő vastagságú, illetve porozitású deformációs szalag jelenik meg. A CT-felvételeken látható fonatos megjelenést már több szerző is megfigyelte felszíni feltárásokból leírt deformációs szalagok esetében (pl. FOSSEN 2007, PETRIK et al. 2014). A vizsgált mintát feltáró fűrész 70 m hosszúságú, sziliciklasztos maganyagában deformációs szalagköteg kizárólag a B-211 minta mélységben fordul elő.

A kataklázos nyírási szalagok – PHILIT et al. (2017) megfigyelései alapján – rendszerint kötegekbe (*clusters*) rendeződve jelennek meg, amely kötegeken belül az egyedi szalagok 0,5–5 mm-es vastagságúak, míg e kötegek akár néhányszor 10 cm-es szélességet is elérhetnek (FOSSEN et al. 2016). SOLIVA et al. (2013) elmélete szerint, amelyet FOSSEN et al. (2017) tapasztalati megfigyelései is alátámasztanak, az extenziós rezsimben kialakult deformációs szalagok jellemzően kötegekbe csoportosulva jelennek meg, és dominánsan nyírásos, alárendelten kompaktációs jellegűek. Ezzel szemben a kompressziós feszültségmezőben képződött kompaktációs, illetve nyírásos deformációs szalagok esetében a kompaktáció intenzitása azonos vagy jelentősebb, mint a nyírásos komponens. Ez utóbbi esetben a szalagok nem csoportokba rendeződve jelennek meg, hanem egyenletes eloszlást mutatnak az adott

képződményben. Az általunk megfigyelt, a fúrás vizsgált szakaszában lokalizáltan, kötegben előforduló deformációs szalagok megjelenése összhangban van azzal a ténnyel, hogy a vizsgált képződmény az extenziós-transzteniós feszültségmezőben kialakult Derecskei-árok szin-rift képződményében fordul elő (LEMBERKOVICS et al. 2005, BALÁZS et al. 2016).

A szalag menti elmozdulás mértéke

Egyes szerzők terepi megfigyelései lehetőséget nyújtanak a deformációs szalagok mentén történt elmozdulás mértékének becslésére. FOSSEN et al. (2007) szerint az egyedi deformációs szalagok menti nyírásos elmozdulás jellemzően mm-es, esetleg cm-es nagyságrendű. EICHHUBL et al. (2010) tanulmánya szerint a nyírásos kompaktációs szalagok mentén a szalaggal párhuzamos elmozdulás – hozzávetőlegesen – a szalagvastagság 1/10-ének felel meg. BALLAS et al. (2013) gyengén konszolidált provance-i homokfeltárások vizsgálata alapján a szalagvastagság 1/20-ának megfelelő elmozdulást határoztak meg. PHILIT et al. (2017) különböző feszültségrezsimekben kialakult deformációs szalagok vizsgálata alapján arra a következtetésre jutott, hogy az extenziós környezetben képződött szalagok mentén a szalag menti elmozdulás cm-dm-es nagyságrendű, míg a kompressziós feszültségrezsimben kialakult szalagokban kisebb, mm-dm elmozdulás jellemző. PHILIT et al. (2015) szerint a szalagkötegek mentén bekövetkező elmozdulás néhányszor 10 cm-es, de akár méteres nagyságrendet is elérhet. A fenti szerzők munkái alapján – extenziós képződési környezetet feltételezve – a B-211 minta kataklázos nyírásos szalagkötege mentén néhány mm-es, legfeljebb cm-es nagyságú elmozdulás feltételezhető. Ezen feltételezés nagyságrendileg összhangban van a PAR jelű metszetben megfigyelhető piritsáv elmozdulásának mértékével (10. ábra a). EXNER & TSCHIEGG (2012) a nyírás mértékét (γ) a szalag menti elmozdulás/szalagszélesség arányaként fejezték ki. A B-211 minta PAR metszetében (10. ábra a) a deformációs szalag mentén elvonszolt piritsáv alapján a értéke 0,5-nek adódik. Ez az érték az EXNER & TSCHIEGG (2012) által éretlen, csekély (<150 m) betemetődésen átesett homokból leírt, kataklázos szalagokban kimutatott, legkisebb mértékű nyírásos alakváltozással azonos, azaz kataklázos szalagok esetében reális értéknek tekinthető. Mivel mintánkban az opak ásvány tartalmú horizont a szalag túlsó oldalán nem követhető, ezért a fenti értéket nyírásos alakváltozás tekintetében alsó becslésnek tekintjük.

A deformációs szalag képződésének mélysége

Egyéb módszerek (pl. termobarometria, mikrotermometria) alkalmazhatóságának hiányában a deformációs szalagok képződésének hozzávetőleges mélységtartománya a deformációs mechanizmus alapján becsülhető (FOSSEN 2010). FOSSEN (2010) a kataklázos szalagokat kialakító, intenzív szemcseaprózódás megindulásának minimális mélységét kb. 1000 m-es mélységbe helyezi, megjegyezve,

hogy a deformációt számos külső és belső tényező befolyásolja. DAVATZES & AYDIN (2003) 2–3 km-es mélységben, homokkőben kialakult kataklázos szalagokat említ. BEKE et al. (2019) – a Bükk és a Mátra térségében – a deformációs szalagok képződési mélységéről a terület részletes süllyedéstörténetének felhasználásával adtak becslést. A kvarc-szemcsékben gazdag mellékkőzet esetében a gyengén kataklázosodott minták esetében néhány száz és kb. 800 m közötti, míg az intenzív deformáción átesettek esetén 1000 m-nél nagyobb képződési mélységet feltételeztek. A felszíni feltárás, a mellékkőzetben megfigyelt diagenetikus bélyegek, valamint a süllyedéstörténeti modell hiányában, az általunk vizsgált minták képződését FOSSEN (2010) alapján legalább 1000 m-es mélységbe tesszük. Amint azt a *Szemcseméret-csökkenést okozó mechanizmusok* c. alfejezetben kifejtettük, a szemcseperemi lepattozások általános előfordulása, valamint a tranzgranuláris törések hiánya mérsékelt környezeti feszültség mellett bekövetkezett deformációra utal (MARONE & SCHOLZ 1989, RAWLING & GOODWIN 2003).

Mindazonáltal nem zárható ki, hogy a szalaggal párhuzamosan futó nyomásoldódási filmek a kataklázos deformációt követően alakultak ki. Ezt támasztja alá a mikrosztolitok folytonos futása, amelyek a kataklázos deformáció során – feltételezhetően – károsodtak vagy megsemmisültek volna. A szalag mentén képződött agyagos mátrix – a nyomási oldódást katalizáló hatása révén (BJØRKUM 1996) – a deformáció koncentrációjához, ezáltal a szalag menti intenzív nyomási oldódáshoz vezethetett. Ebből következően, a szalag mentén jelenleg megfigyelhető nyomásoldódási filmek a kataklázos deformációt követő nyomási oldódás hatására alakultak ki. Így nem zárható ki, hogy a PAR és MER metszetek szalag doménjeiben, a Frymódszerrel kapott deformációs ellipszisek szalaggal közel párhuzamos orientációja a késői nyomási oldódás módosító hatásának eredménye.

Amennyiben azonban elfogadjuk, hogy a nyomási oldódási filmek a szalagképződéssel egygenerációsak, úgy FOSSEN (2010) alapján a szalagképződés 2–3 km-t meghaladó mélysége (azaz a B-211 minta származási mélysége) sem zárható ki (oldódásos-cementációs mechanizmus, FOSSEN et al. 2007).

A fluidummigráció és deformációs szalag kapcsolata

A B-211 minta sajátossága, hogy a deformációs szalagot határoló mellékkőzetben egy nagyságrenddel magasabb 2D porozitás (19%) mérhető, mint a 70 méteres magfúrás többi homokkő mintájában (1. táblázat). A deformációs szalagok képződése hasonlóan magas, rendszerint 15%-ot meghaladó (elsődleges) porozitással bíró kőzettestekben indul meg (RUSTICHELLI et al. 2012). Esetünkben a B-211 mintában megfigyelt magas porozitás – a petrográfiai megfigyelések alapján – másodlagos eredetű; a jellemzően túlméretes pórusok egyes fázisok (kőzettörmelék, kalcitcement) kioldódásával jöttek létre. Amennyiben a fentiek alapján elfogadjuk, hogy a vizsgált, 3620 m-es mélységből származó kataklázos szalag 1000 m-t meghaladó mélységben képződ-

dött, felmerül a kérdés, hogy a szalag a magas elsődleges vagy netán a másodlagos porozitás révén alakult-e ki. Mivel a magfúrás mintáiban a deformációs szalag környezetében tapasztalható a legmagasabb 2D porozitás (*I. táblázat*), logikus feltételezés lenne a szalagképződést a magas másodlagos porozitással magyarázni. A szalagmenti megnövekedett (másodlagos) porozitás azonban a deformációs szalag fluidummigrációt módosító hatásával is magyarázható. TORABI & ZARIFI (2014) kataklázos szalagok közvetlen környezetére korlátozódó, fluidummigrációhoz köthető átalakulási folyamatokat említ. ANTONELLINI & AYDIN (1994) a deformációs szalagok mentén, azokkal párhuzamosan futó kalcitkiválások képződését a szalag menti fluidummigrációval magyarázzák. FOSSEN & BALE (2007) szerint a deformációs szalagok a szénhidrogén fluidumok szempontjából gátként működhetnek, addig, amíg a szénhidrogén fázis által kifejtett felhajtóerő nem haladja meg a fluidum szalagba lépéséhez szükséges kapilláris nyomást. Mivel a Derecskei-menedence miocén korú képződményeiből jelenleg is folyik szénhidrogén termelés, ezért feltételezhető, hogy a vizsgált deformációs szalag szénhidrogén fluidumra kifejtett rekesztő hatása révén a részlegesen gátolt migráció a szalag mentén zajlott, és sajátos módon nem cementációs folyamatokat, hanem a mellékkőzet egyes vázalkotó szemcséinek, illetve cementfázisának kioldódásához vezetett. Ezen esetben a magas másodlagos porozitás a deformációs szalagoknak nem okozója, hanem következménye.

A magfúrás másik kiemelkedő porozitású (8%) mintája tufa anyagú, amelyben határozott, egymással párhuzamos deformációs (kompakciós) szalagok jelennek meg, míg annak környezetében a tufakőzetek 2D porozitása nem éri el az 1%-ot (*I. táblázat*). A kompakciós szalagot övező mellékkőzetben a porozitás ebben az esetben is másodlagos eredetű. Mivel a magfúrás többi mintájában sem magas porozitás, sem deformációs szalag nem jelenik meg, alátámasztja a fenti feltételezést, miszerint a jelenleg megfigyelhető magas porozitás a deformációs szalagok fluidummigrációt befolyásoló hatására visszaoldódással alakult ki.

Összefoglalás

Dolgozatunkban megkíséreltük bemutatni, hogy mélyfúrásokból vagy rossz feltártságú lelőhelyekről származó minták deformációs szalagjainak vizsgálatára milyen mikroléptékű kiegészítő lehetőségek adódnak, amennyiben a klasszikus szerkezetföldtani módszerek alkalmazása nem lehetséges. Annak érdekében, hogy a deformációs szalag mentén bekövetkezett fizikai és kémiai folyamatokat minél részletesebben megérthessük, a deformációs szalag és annak mellékkőzetének részletes petrográfiai vizsgálatával megállapítottuk, hogy a kőzet üledékanyaga döntően metamorf, alárendelten vulkáni kőzetekből származik. Eredményeinket elektronmikroszkópos vizsgálatokkal kiegészítve meghatároztuk a vizsgált kőzetek diagenézis-

történetének fontosabb állomásait. Bemutattuk, hogy a deformációs szalagok képződési mechanizmusa szempontjából lényeges szemcseméret-csökkenés mértéke, illetve a domén léptékű porozitásváltozás – megfelelő mintaelőkészítési és képalakítási eljárással rögzített felvételek képanalízis alapú feldolgozása révén – számszerűsíthető. Igazoltuk, hogy a polarizációs és elektronmikroszkópos petrográfiai megfigyelések alapján meghatározható a szalag mentén történt szemcseméret-csökkenést okozó mechanizmus típusa, így a deformáció körülményei pontosíthatók. A mikroszöveti markerelemeknél, a mikrofotókon alkalmazott FRY-módszerrel (1979) rekonstruálható a kőzet egyes doménjeire jellemző végső alakváltozási ellipszis. Ezáltal meghatározható/pontosítható a szalag kinematikai típusa, illetve adott esetben a nyírás értelme. A deformációs szalag és mellékkőzetének mikro-XRF és Raman-spektroszkópos vizsgálati eredményei lehetővé teszik elemek, illetve ásványok kőzetdomén léptékű eloszlásváltozásainak kimutatását. Ezen megközelítések révén, különösen több irányú metszetek vizsgálata esetén, tovább pontosíthatók a rövidülés (kompakció) irányának meghatározásával.

Mindezek alapján igazolható volt, hogy a deformáció hatására – a szalagban – annak fejlődése során allokémiái átalakulás történt. A komputertomográfus (CT) vizsgálat igazolta, hogy a deformációs szalagok mentén lejátszódó fizikai és kémiai folyamatok képesek olyan sűrűségbeli inhomogenitást létrehozni, ami az eljárást alkalmassá teszi deformációs szalagok vizsgálatára. Esetünkben a CT-felvételeken – a makroszkóposan is megfigyelhető deformációs szalag mellett – további két, kevésbé markáns szerkezeti elem (szalag) jelenléte volt igazolható, ami e szalagok fonatos habitusát támasztja alá. A doménléptékű 2D porozitás megoszlása, valamint a petrográfiai bizonyítékok alapján feltételezzük, hogy a deformációs szalag fluidummigrációt módosító hatása a szalag mentén nem cementációt, hanem – rendhagyó módon – jelentős másodlagos porozitás kialakulását és lokális porozitásnövekedést eredményezett.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat szerzői köszönettel tartoznak a MOL Nyrt.-nek az adatok publikálhatóságának engedélyezéséért. Köszönjük KISS Károlynak (ME), KISS Balázsnak (MOL Nyrt.) és LUX Marcellnek (MOL Nyrt.) a cikk és az azt megelőző kutatási projekt elkészítése során nyújtott támogatásukat. Köszönet illeti BENCsik Attilát (SZTE) a különleges mintakészítési ötleteink kivitelezéséért, az SZTE Szent-Györgyi Albert Klinikai Központ munkatársait a CT-felvételek elkészítéséért, valamint STEINBACH Gábort (Szegedi Biológiai Kutatóközpont) a képanalízissel kapcsolatos problémáink megoldásában nyújtott segítségéért. A szerzők köszönettel tartoznak PETRIK Attilának, FODOR Lászlónak és egy anonim bírálóknak alapos és építő bírálatáikért, javaslataikért.

Irodalom – References

- ANTONELLINI, M. & AYDIN, A. 1994: Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78/3**, 355–377.
- ANTONELLINI, M., TONDI, E., AGOSTA, F., AYDIN, A. & CELLO, G. 2008: Failure modes in deep-water carbonates and their impact for fault development: Majella Mountain, Central Apennines, Italy. – *Marine and Petroleum Geology* **25/10**, 1074–1096. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.10.008>
- AYDIN, A. 1978: Small faults formed as deformation bands in sandstone. – *Pure and Applied Geophysics* **116**, 913–930. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00876546>
- AYDIN, A., BORJA, R. I. & EICHHUBL, P. 2006: Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. – *Journal of Structural Geology* **28/1**, 83–98. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.07.008>
- BALÁZS, A., MATENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2016: The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. – *Tectonics* **35/6**, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- BALLAS, G., SOLIVA, R., SIZUN, J.-P., FOSSEN, H., BENEDICTO, A. & SKURTVEIT, E. 2013: Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). – *Journal of Structural Geology* **47**, 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.11.008>
- BEKE B. & FODOR L. 2014: Deformációs szalagok porózus, szemcsés kőzetekben. – *Földtani Közlöny* **144/1**, 255–274. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2014.144.3.255-274>
- BEKE, B., FODOR, L., MILLAR, L. & PETRIK, A. 2019: Deformation band formation as a function of progressive burial: Depth calibration and mechanism change in the Pannonian Basin (Hungary). – *Marine and Petroleum Geology* **105**, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.006>
- BEKE, B., SZÓCS, E., HIPS, K., SCHUBERT, F., PETRIK, A., MILOVSKÝ, R. & FODOR, L. 2021: Evolution of deformation mechanism and fluid flow in two pre-rift siliciclastic deposits (Pannonian Basin, Hungary). – *Global and Planetary Change* **199**, 103434. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103434>
- BIEGEL, R. L., SAMMIS, C. G. & DIETERICH, J. H. 1989: The frictional properties of a simulated gouge having a fractal particle distribution. – *Journal of Structural Geology* **11/7**, 827–846. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90101-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90101-6)
- BJØRKUM, P. A. 1996: How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones? – *Journal of Sedimentary Research* **66/1**, 147–154. <https://doi.org/10.1306/D42682DE-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- BURMEISTER, K. C., HARRISON, M. J., MARSHAK, S., FERRÉ, E. C., BANNISTER, R. A. & KODAMA, K. P. 2009: Comparison of Fry strain ellipse and AMS ellipsoid trends to tectonic fabric trends in very low-strain sandstone of the Appalachian fold–thrust belt. – *Journal of Structural Geology* **31/9**, 1028–1038. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.010>
- CHEUNG, C. S. N., BAUD, P. & WONG, T. 2012: Effect of grain size distribution on the development of compaction localization in porous sandstone. – *Geophysical Research Letters* **39/21**, n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2012GL053739>
- CORRENS, C. W. 1978: *Titanium: Handbook of Geochemistry*. – Berlin–Heidelberg–New York, Springer Verlag, v. II/5, B–O.
- DAVATZES, N. & AYDIN, A. 2003: Overprinting faulting mechanisms in high porosity sandstones of SE Utah. – *Journal of Structural Geology* **25/11**, 1795–1813. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00043-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00043-9)
- DICKSON, J. A. D. 1965: A Modified staining technique for carbonates in thin section [7]. – *Nature* **205/4971**, 587–587. <https://doi.org/10.1038/205587a0>
- EICHHUBL, P., HOOKER, J. N. & LAUBACH, S. E. 2010: Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. – *Journal of Structural Geology* **32/12**, 1873–1886. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.02.004>
- EICHHUBL, P., TAYLOR, W. L., POLLARD, D. D. & AYDIN, A. 2004: Paleo-fluid flow and deformation in the Aztec Sandstone at the Valley of Fire, Nevada—Evidence for the coupling of hydrogeologic, diagenetic, and tectonic processes. – *Geological Society of America Bulletin* **116/9**, 1120. <https://doi.org/10.1130/B25446.1>
- ERSLEV, E. A. 1988: Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. – *Journal of Structural Geology* **10/2**, 201–209. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90117-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90117-4)
- EXNER, U. & TSCHEGG, C. 2012: Preferential cataclastic grain size reduction of feldspar in deformation bands in poorly consolidated arkosic sands. – *Journal of Structural Geology* **43**, 63–72. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.005>
- EVANS, M. A. & ELMORE, R. D. 2006: Fluid control of localized mineral domains in limestone pressure solution structures. – *Journal of Structural Geology* **28/2**, 284–301. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.10.004>
- FOSSEN, H. 2010: Deformation bands formed during soft-sediment deformation: Observations from SE Utah. – *Marine and Petroleum Geology* **27/1**, 215–222. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.06.005>
- FOSSEN, H. 2016: *Structural Geology*. – Cambridge Univ. Press, New York, 524 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>
- FOSSEN, H. & BALE, A. 2007: Deformation bands and their influence on fluid flow. – *AAPG Bulletin* **91/12**, 1685–1700. <https://doi.org/10.1306/07300706146>
- FOSSEN, H., SCHULTZ, R. A., SHIPTON, Z. K. & MAIR, K. 2007: Deformation bands in sandstone: a review. – *Journal of the Geological Society* **164/4**, 755–769. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-036>
- FOSSEN, H., SCHULTZ, R. A. & TORABI, A. 2011: Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. – *Journal of Structural Geology* **33/10**, 1477–1490. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.08.001>
- FOSSEN, H., SOLIVA, R., BALLAS, G., TRZASKOS, B., CAVALCANTE, C. & SCHULTZ, R. A. 2017: A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. – *Geological Society, London, Special Publications* **459/1**, 9–33. <https://doi.org/10.1144/SP459.4>
- FRY, N. 1979: Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strains. – *Journal of Structural Geology* **1/3**, 221–229. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(79\)90041-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(79)90041-5)

- ISSEN, K. A. & RUDNICKI, J. W. 2000: Conditions for compaction bands in porous rock. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **105/B9**, 21529–21536. <https://doi.org/10.1029/2000JB900185>
- LAUBACH, S. E., EICHHUBL, P., HILGERS, C. & LANDER, R. H. 2010: Structural diagenesis. – *Journal of Structural Geology* **32/12**, 1866–1872. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.10.001>
- LEMBERKOVICS V., BÁRÁNY Á., GAJDOS I. & VINCZE M. 2005: A szekvencia-sztratigráfiai események és a tektonika kapcsolata a Derecskei-árok pannóniai rétegsorában. – *Földtani Kutatás*, **42/1**, 16–24.
- MARONE, C. & SCHOLZ, C. H. 1989: Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge. – *Journal of Structural Geology* **11/7**, 799–814. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90099-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90099-0)
- MESCHEDÉ, M. 2001: *Methoden der Strukturgeologie*. – Spektrum Akademischer Verlag, 169 p.
- MOLLEMA, P. N. & ANTONELLINI, M. A. 1996: Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. – *Tectonophysics* **267/1–4**, 209–228. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00098-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00098-4)
- MURAD, E. 1997: Identification of minor amounts of anatase in kaolins by Raman spectroscopy. – *American Mineralogist* **82/1–2**, 203–206. <https://doi.org/10.2138/am-1997-1-222>
- NENNA, F. & AYDIN, A. 2011: The formation and growth of pressure solution seams in clastic rocks: A field and analytical study. – *Journal of Structural Geology* **33/4**, 633–643. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.01.014>
- PETRIK, A., BEKE, B. & FODOR, L. 2014: Combined analysis of faults and deformation bands reveals the Cenozoic structural evolution of the southern Bükk foreland (Hungary). – *Tectonophysics* **633/1**, 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.029>
- PHILIT, S., SOLIVA, R., BALLAS, G. & FOSSEN, H. 2017: Grain Deformation Processes in Porous Quartz Sandstones – Insight from the Clusters of Cataclastic Deformation Bands. – *EPJ Web of Conferences* **140**, 07002. <https://doi.org/10.1051/epjconf/201714007002>
- PHILIT, S., SOLIVA, R., LABAUME, P., GOUT, C. & WIBBERLEY, C. 2015: Relations between shallow cataclastic faulting and cementation in porous sandstones: First insight from a groundwater environmental context. – *Journal of Structural Geology* **81**, 89–105. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.10.001>
- RAWLING, G. C. & GOODWIN, L. B. 2003: Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. – *Journal of Structural Geology* **25/3**, 317–331. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00041-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00041-X)
- RUSTICHELLI, A., TONDI, E., AGOSTA, F., CILONA, A. & GIORGIONI, M. 2012: Development and distribution of bed-parallel compaction bands and pressure solution seams in carbonates (Bolognano Formation, Majella Mountain, Italy). – *Journal of Structural Geology* **37**, 181–199. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.01.007>
- SAMMIS, C., KING, G. & BIEGEL, R. 1987: The kinematics of gouge deformation. – *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH* **125/5**, 777–812. <https://doi.org/10.1007/BF00878033>
- SCHUBERT F., FINTOR K. & MOLNÁR L. 2011: „Diagenesis-történet vizsgálat”: a Gazzi-Dickinson módszer fejlesztése és tesztelése „nem hagyományos” tároló képződményekben a Derecskei-árokban. – *Kutatási jelentés*, MOL irattár, 55 p.
- SCHULTZ, R. A. & SIDDHARTHAN, R. 2005: A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. – *Tectonophysics* **411/1–4**, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.07.008>
- SCHULTZ, R. A., OKUBO, C. H. & FOSSEN, H. 2010: Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. – *Geophysical Research Letters* **37/22**, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GL044909>
- SOLIVA, R., SCHULTZ, R. A., BALLAS, G., TABOADA, A., WIBBERLEY, C., SAILLET, E. & BENEDICTO, A. 2013: A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties; new insight from Provence (southern France). – *Journal of Structural Geology* **49**, 50–63. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.11.011>
- STERNLOF, K. R., RUDNICKI, J. W. & POLLARD, D. D. 2005: Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **110/B11**, <https://doi.org/10.1029/2005JB003764>
- STONE, W. N. & SEVER, R. 1996: Quantifying compaction, pressure solution and quartz cementation in moderately- and deeply-buried quartzose sandstones from the greater Green River basin, Wyoming. – In: CROSSEY, L. J., LOUCKS, R. & TOTTEN, M. W. (eds): *Siliciclastic diagenesis and fluid flow: concepts and applications*. SEPM Special Publication **55**, 129–150.
- TONDI, E., ANTONELLINI, M., AYDIN, A., MARCHEGIANI, L. & CELLO, G. 2006: The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy. – *Journal of Structural Geology* **28/3**, 376–391. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.12.001>
- TORABI, A. & ZARIFI, Z. 2014: Energy release rate of propagating deformation bands and their hosted cracks. – *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **67**, 184–190. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2013.10.007>
- TÓTH, T. M. & SCHUBERT, F. 2018: Evolution of the arc-derived orthogneiss recorded in exotic xenoliths of the Körös Complex (Tisza Megaunit, SE Hungary). – *Journal of Geosciences* **63/1**, 21–46. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.253>
- TURNIT, P. 1968: Analysis of Pressure-Solution Contacts and Classification of Pressure-Solution Phenomena. – In: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, 75–84. https://doi.org/10.1007/978-3-642-88052-0_10
- WALDRON, J. W. F. & WALLACE, K. D. 2007: Objective fitting of ellipses in the centre-to-centre (Fry) method of strain analysis. – *Journal of Structural Geology* **29/9**, 1430–1444. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.06.005>
- WORDEN, R. H. & MORAD, S. 2009: Quartz Cementation in Oil Field Sandstones: A Review of the Key Controversies. – In: *Quartz Cementation in Sandstones* 1–20 Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444304237.ch1>
- ZULUAGA, L. F., FOSSEN, H. & ROTEVATN, A. 2014: Progressive evolution of deformation band populations during Laramide fault-propagation folding: Navajo Sandstone, San Rafael monocline, Utah, U.S.A. – *Journal of Structural Geology* **68/PA**, 66–81. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.008>

Kézirat beérkezett: 2021. 04. 13.