

## Deformációs szalagok porózus, szemcsés kőzetekben

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

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

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

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

#### Abstract

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

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

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

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

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

#### Összefoglalás

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

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

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

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

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

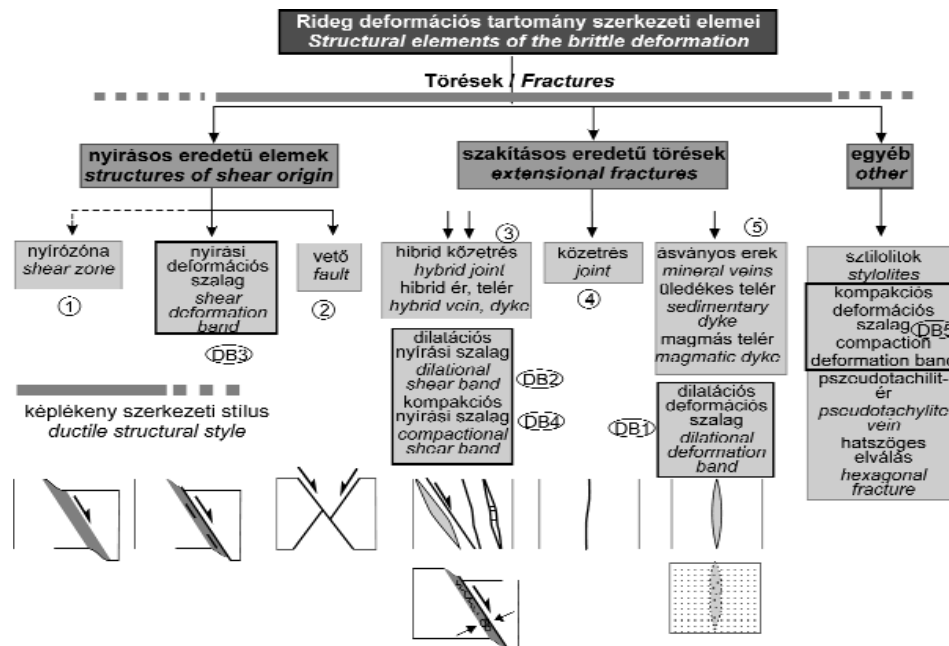
## Bevezetés

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

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

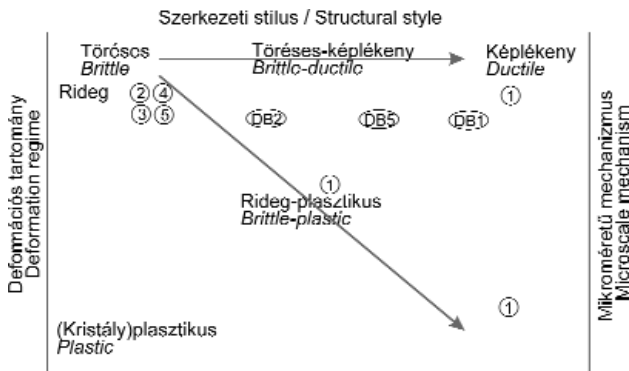
(*deformation band*) —, amely nem sorolható egyértelműen sem a vetőkhöz, sem a kőzetrésekhez, mivel nem kapcsolódik hozzá diszkrét elmozdulási felület (vetőlap), noha mérhető elmozdulás történik az elem mentén. Másrészt ezen elem feltárás vagy kézipéldány léptékben folytonosnak tűnő („képlékeny”) deformációs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

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



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

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



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

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

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

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

## A deformációs szalagok jellemzése, osztályozása

### A deformációs szalagok meghatározása

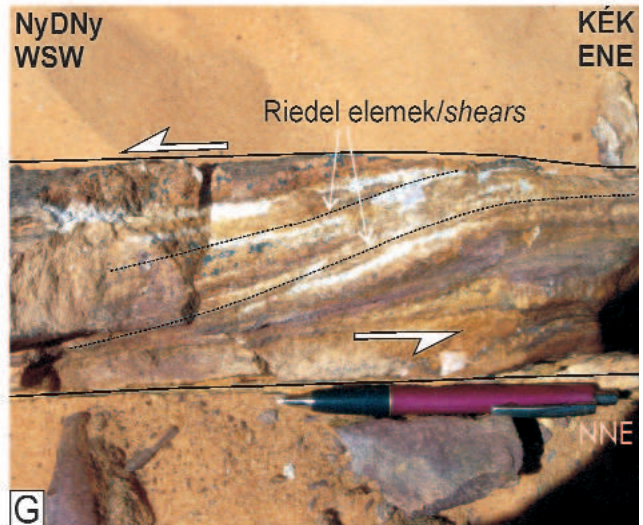
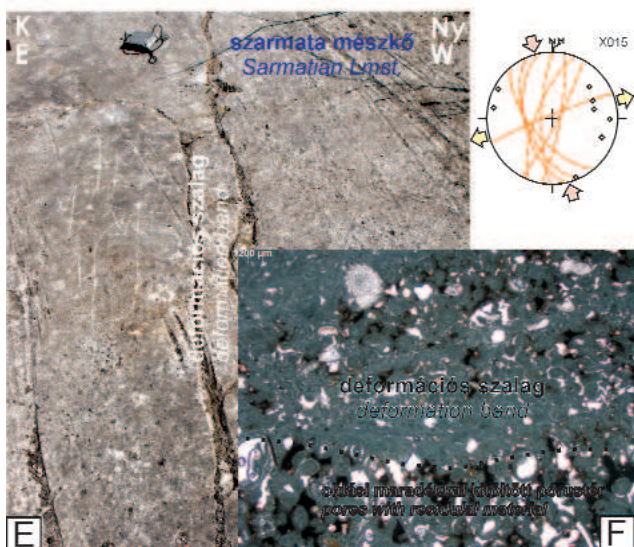
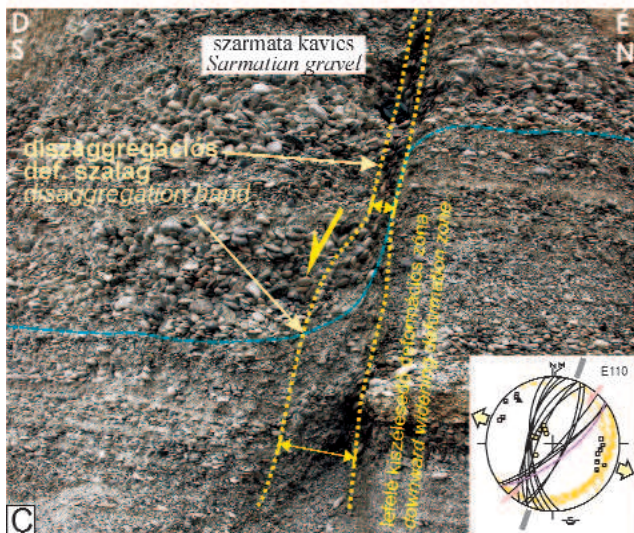
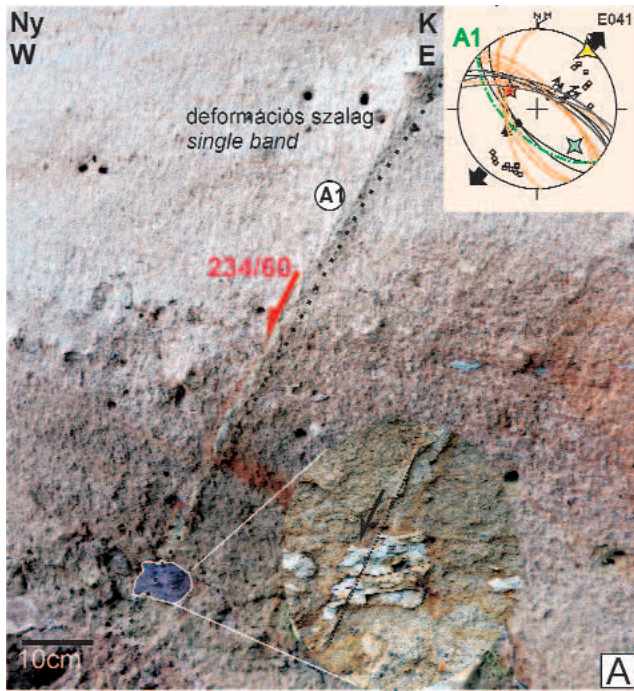
A deformációs szalagok olyan deformációs szerkezetek, melyek nagy porozitású kőzetekben és üledékekben jönnek

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

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

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

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



### 3. ábra. Deformációs szalagok fajtái terepen

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

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

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

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

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

#### A deformációs szalagok megjelenése

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

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

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

#### A deformációs szalagok vastagsága

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

#### A deformációs szalagok kialakulását befolyásoló tényezők

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

### Szemcseméret–porozitás

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

### Osztályozottság

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

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

### Ásványos összetétel

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

### Pórusvíztartalom

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

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

### Betemetettség-cementáció

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

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

### A deformációs szalagok elvi fejlődéstörténete

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

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

### Csoportosítás

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

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

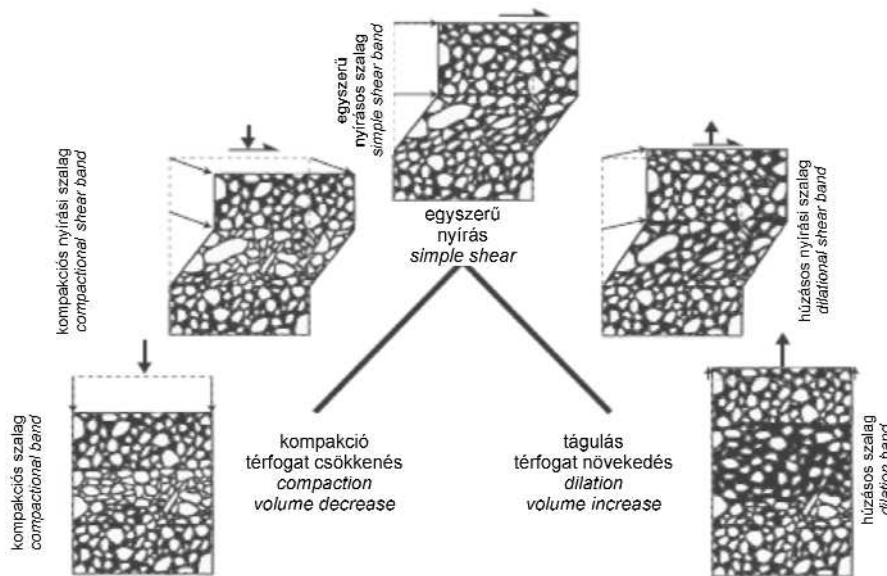
(2) dilatációs/húzásos nyírási szalag, (3) nyírási szalag térfogatváltozás nélkül, (4) kompaktációs nyírási szalag, (5) kompaktációs szalag (1. 4. ábra).

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

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

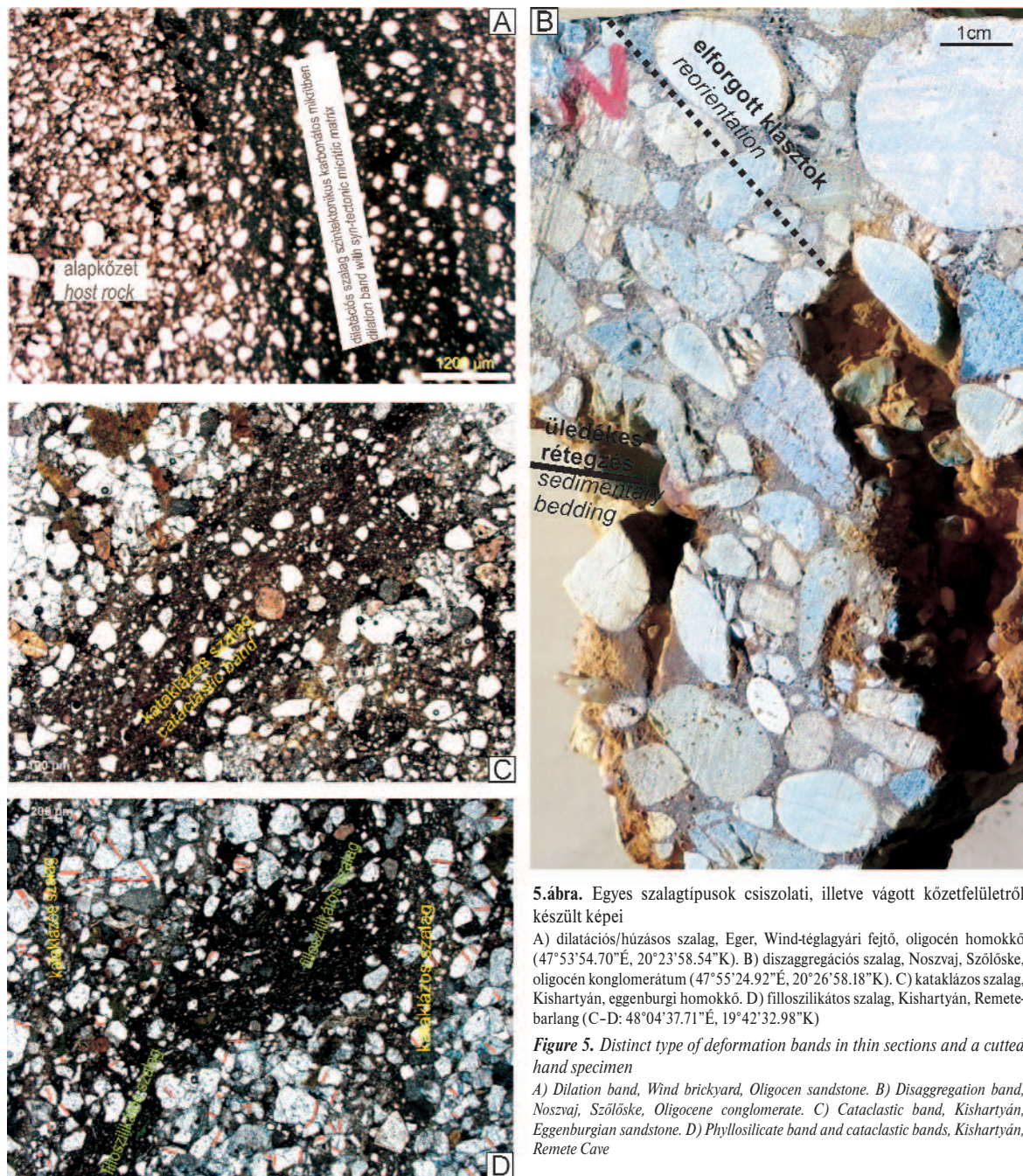
3) Nyírási szalagok (*shear band*) olyan elemek, melyek térfogatváltozás nélküli nyíráshoz kapcsolódnak (4. ábra). A deformáció mechanizmusa alapján történt felosztás (amelyet ezt követően tárgyalunk) ezeket diszaggregációs szalagoknak is hívja (FOSSEN et al. 2007). E szalagokban megjelenhetnek a Riedel-jellegű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

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



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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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



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

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

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

akkor azokból a betemetettség/diagenizáltság változására következtethetünk.

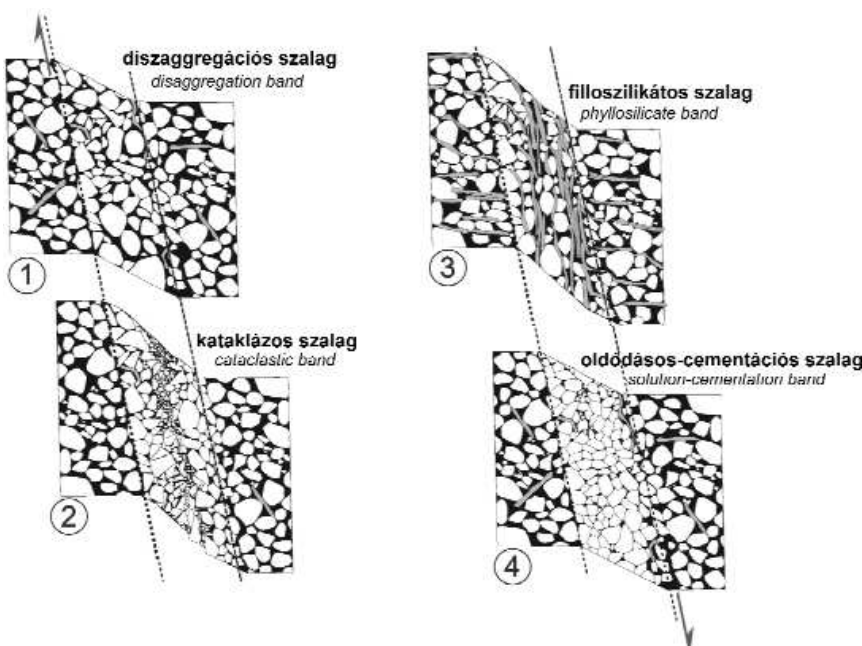
A harmadik, filloszilikátos típus akkor alakul ki, ha a kőzet filloszilikát-tartalma meghaladja a 10–15%-ot. Ez a szalag a deformációs mechanizmus tekintetében a gyengén kataklázos típushoz, illetve a szemcsefolyáshoz áll közelebb. A filloszilikát-ásványok ugyanis egymáshoz tapadva (5. ábra, d; 6. ábra,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

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

#### *Deformációs szalagok porózus karbonátos kőzetekben*

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

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



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

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

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

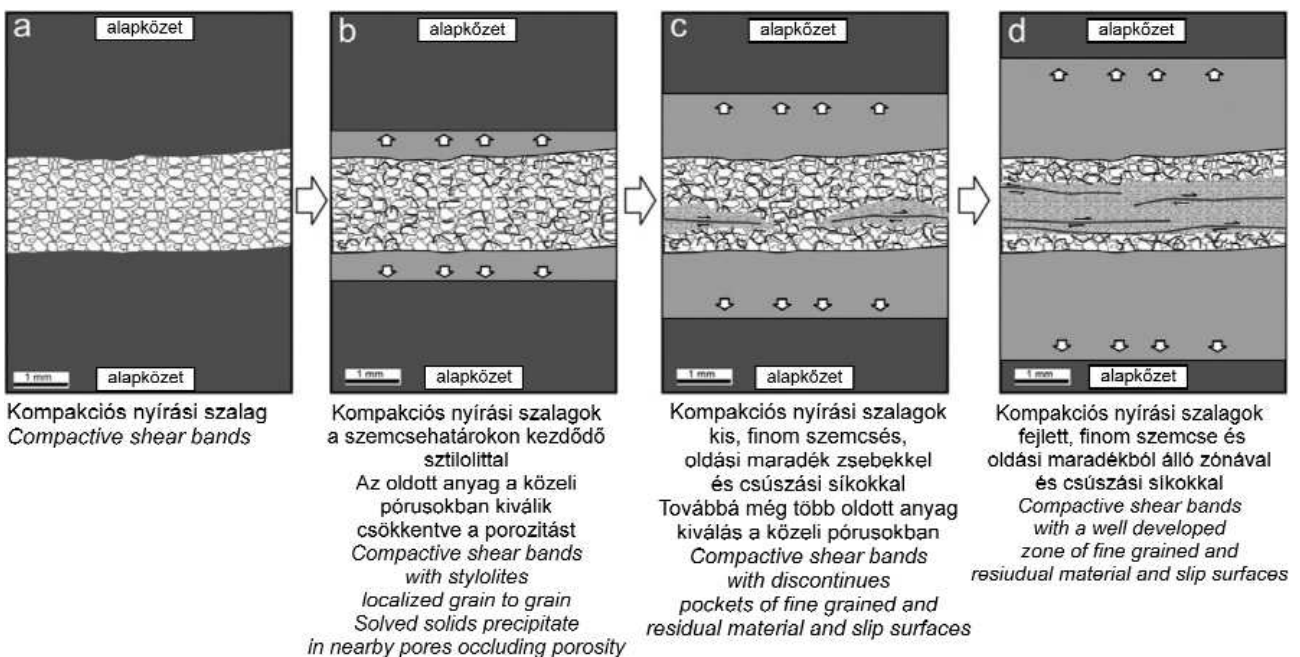
elemekkel, ahol a kőzettévalás előrehaladtával alakulnak ki kataklázisos szalagok.

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

### A deformációs szalagok kialakulásának kőzetmechanikai magyarázata

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

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



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

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

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

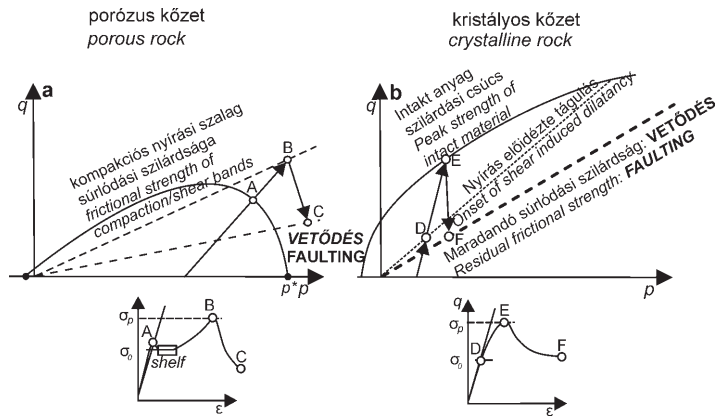
A porózus kőzetekben azonban a szemcsék a deformáció (nyírás, kompaktálódás, tágulás) során egymáshoz képest minden irányban elmozdulhatnak. Az újraprendező szemcsék illeszkedése a porozitás megváltozásával, bizonyos esetekben az egyedi szemcsék szétöregedése révén a szemcseméret csökkenésével járhat.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

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

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

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

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

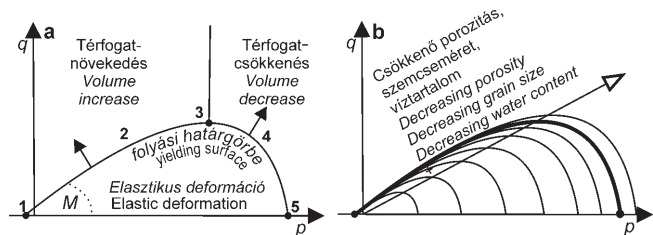


8. ábra. Vető kialakulásának kissé eltérő modellje porózus és kristályos kőzetekben, ahol mindkét esetben a vízszintes tengelyen fő (litosztatikus) feszültség, függőleges tengelyen különbségi feszültség szerepel (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005)

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

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

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



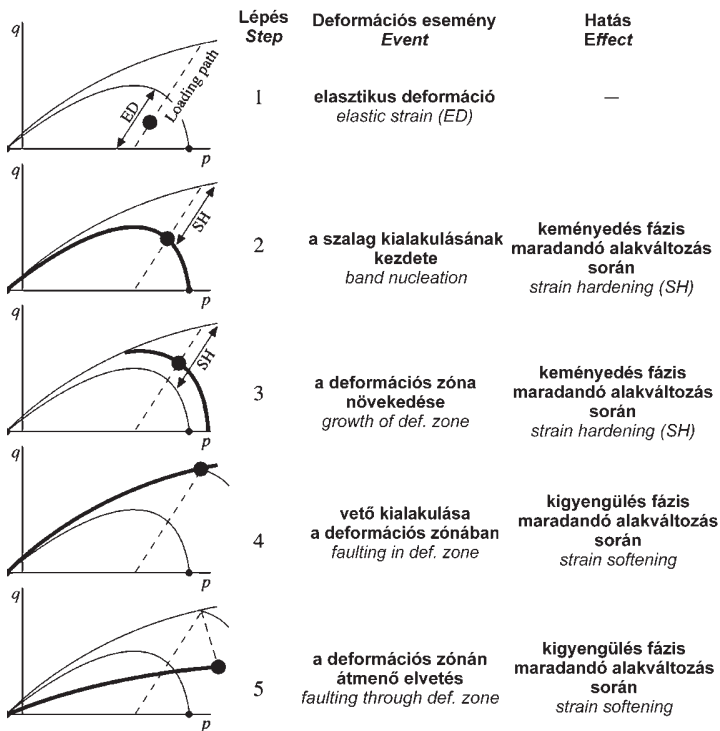
9. ábra. A deformációs szalagok kialakulásának kőzetmechanikai magyarázata a módosított Cam cap modellel (SCHULTZ & SIDDHARTHAN 2005)

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

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

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

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



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

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

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

#### Betemetődéstörténet és a deformáció mechanizmusának kapcsolata

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

A deformációs szalagok víz- és szénhidrogénföldtani

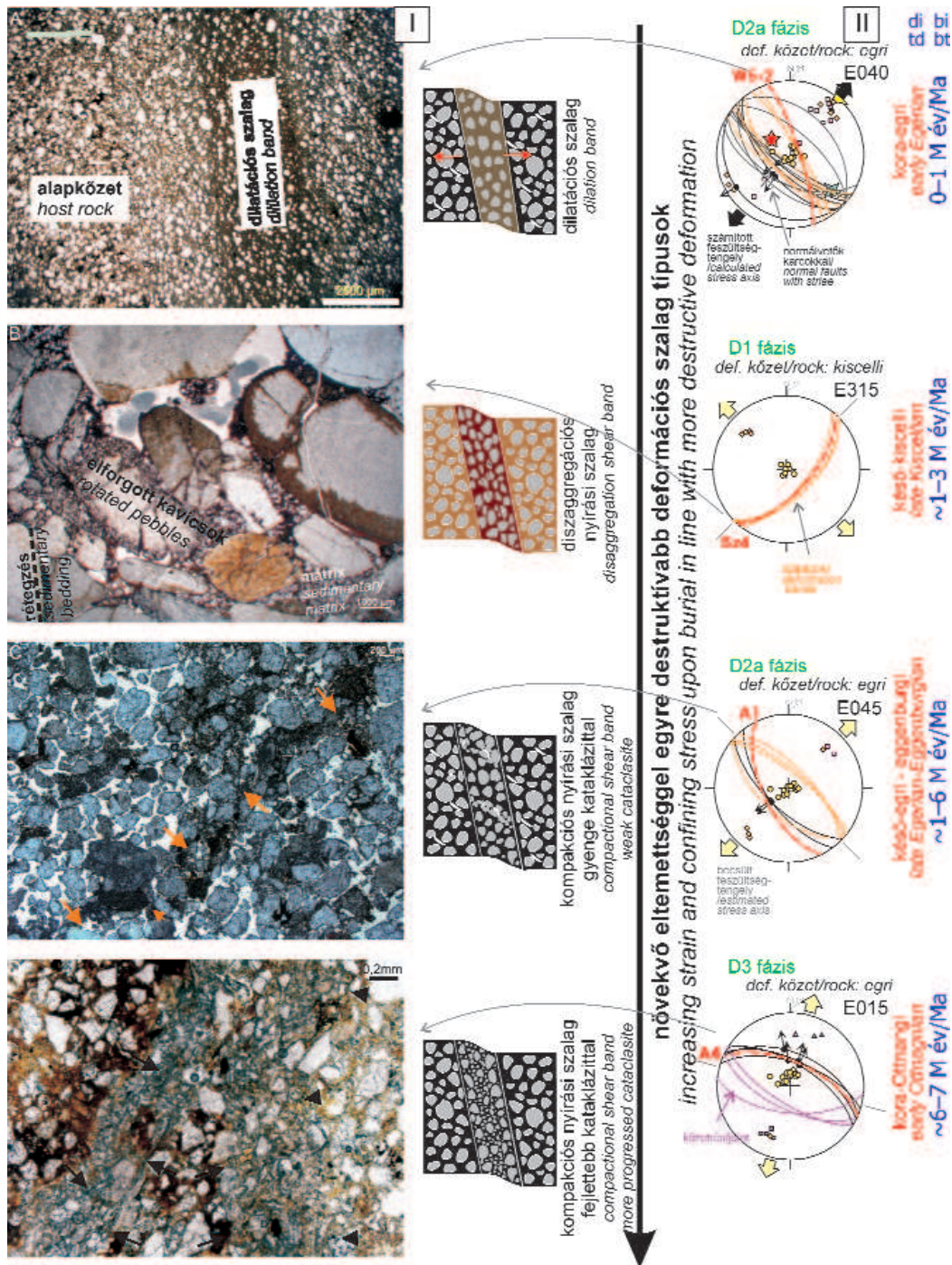
migrációs vonatkozásaik mellett az eltemetődés szempontjából is fontos információt hordozhatnak. A betemetettség és a deformációs szalagok kialakulási mechanizmusa ugyanis szorosan összefügg. Az összefüggés alapja a kőzetmechanikai tulajdonságok növekvő betemetettséggel együtt járó porozitáscsökkenése,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

#### Magyarországi vizsgálatok

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

#### Eger, Wind-téglagyári agyagfejtő

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



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

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

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

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

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

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

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

#### *Noszvaj, Szőlőske*

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

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

#### *Andornaktálya, homokkő*

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

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

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

### *Sóskút, szarmata mészkő*

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

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

### *Budai-hegység, Pesti-síkság*

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

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

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

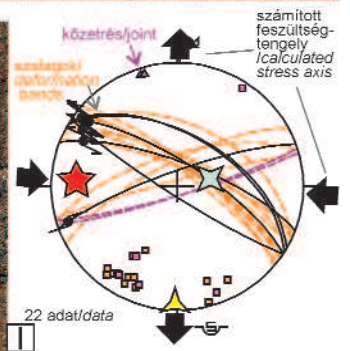
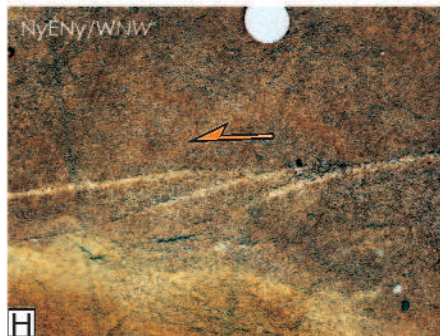
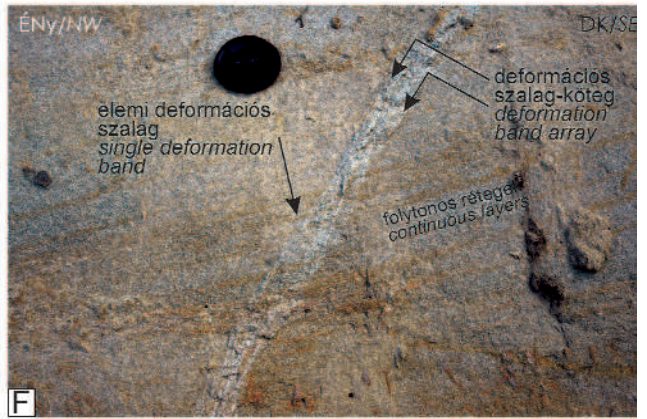
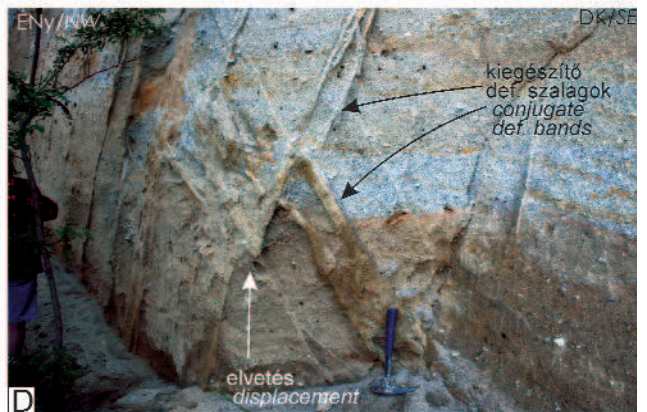
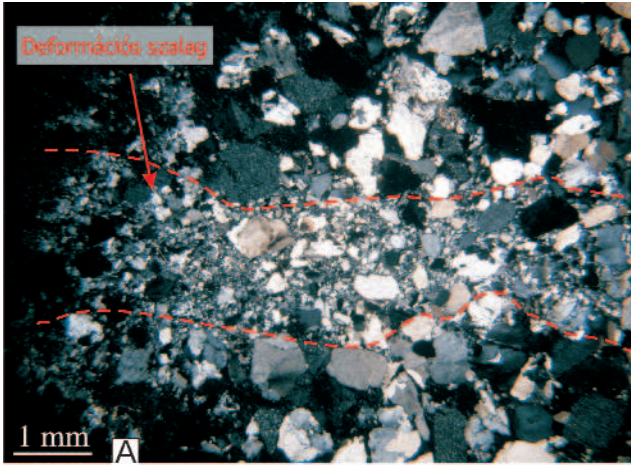
### *Vértes*

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

### *Darnó-zóna, Pétervásárai Homokkő*

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

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





← 12. ábra. Deformációs szalagok egyéb magyarországi példái

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

← Figure 12. Examples of deformation bands in Hungary

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

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

### Sopron–Kismartoni-medence

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

### Következtetések

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

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

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

### Köszönetnyilvánítás

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

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

## Irodalom — References

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

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

Kézirat beérkezett: 2013. 12. 16.