

Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskola
a Doktori Iskola vezetője Dr. Kovács Ferenc akadémikus, tanszékvezető egyetemi tanár

Mészkövek szövetfejlődése a kőzettéválást követően a Bükk hegység keleti részében és ennek hatása a kőzetfelület oldódására

készítette: MÁDAI FERENC

Témavezető
Dr. Némedi Varga Zoltán
D.Sc., professor emeritus

Miskolc, 2003.

Témavezetői ajánlás

A Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszékén készítette vezetésem alatt dr. Márai Ferenc: "Mészkövek szövetfejlődése a kőzettévalást követően a Bükk hegység keleti részében és ennek hatása a kőzetfelület oldódására" című, PhD fokozat megszerzésére benyújtott értekezését.

A jelölt kutatói munkája illetve az elkészült tanulmány egyaránt igazolja rátermettségét, megfelelői kutatói habitusát, probléma feltáró és megoldó készségét.

A tanulmányban foglalt tézisek önálló kutató munkájának eredményei, a dolgozat a formai követelményeknek eleget tesz. Ennek alapján a tanulmányt benyújtásra alkalmasnak tartom, és védésre bocsátását javaslom.

Miskolc, 2003 december 20.

Dr Némedi Varga Zoltán
ny. egyetemi tanár
professor emeritus
a földtudomány doktora

Köszönetnyilvánítás

A szerző ezúton szeretné megköszönni kollégáinak, barátainak és nem utolsósorban családjának a dolgozat elkészítéséhez nyújtott segítséget.

Köszönet illeti Dr. Tolvaj Béláné egyetemi docent (Miskolci Egyetem Gépgyártástechnológiai Tanszék) a felületi érdességméréshez nyújtott segítségért, Szántó Emese szakoktatót (Miskolci Egyetem Fizikai Kémiai Tanszék) az oldási kísérletek elvégzésében kifejtett munkájáért.

A Miskolci Egyetem Fémtani Tanszékéről a röntgendiffrakciós felvételek elkészítéséért Sólyom Jenő tanszéki mérnököt, a pásztató elektronmikroszkópos vizsgálatokért és fényképekért Kovács Árpád tanszéki mérnököt illeti köszönet.

Köszönettel tartozom Németh Norbert tudományos segédmunkatársnak (Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszék), aki a terepi munkában, a mintagyűjtésben segített, valamint észrevételeivel, tanácsaival segítette a dolgozat elkészülését.

A Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Tanszékén a laboratóriumi munkák elvégzésében Kőrössy Ferencnének és Fehérvári Istvánnak tartozom köszönettel.

Úgyszintén szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Némedi Varga Zoltán professzor úrnak (Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszék) a hasznos észrevételeiért és tanácsaiért, valamint Dr. Földessy János tanszékvezető egyetemi docensnek (Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszék) a dolgozat előzetes bírálatáért és tanácsaiért.

Köszönet illeti Fuchs Péter egyetemi adjunktust (Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Tanszék) és Dr. Nagy Gyula egyetemi docent (Miskolci Egyetem Mechanikai Technológiai Tanszék), akik tanácsaikkal segítették munkámat.

Tisztelettel köszönöm Dr. Gyulai Ákos tanszékvezető egyetemi tanárnak, Dr. Dobróka Mihály intézetigazgató egyetemi tanárnak és Dr. Böhm József dékán úrnak, hogy lehetőséget biztosítottak számomra a dolgozat befejezéséhez.

Szeretném megköszönni családomnak azt a sok lemondást, amit e munka elkészítése számukra jelentett.

Tartalomjegyzék

Bevezetés, célkitűzés	6
A dolgozat során alkalmazott rövidítések jegyzéke.....	7
1. A deformált kőzet szövetalkotói	7
2. A szövetalkotókat létrehozó folyamatok áttekintése a kőzettéválást követően átalakult karbonátkőzetek esetén	9
2.1. Karbonátkőzetek deformációja makroszkópi szinten, különös tekintettel a kőzetszöveti paraméterek varianciájára.....	10
2.1.1. Repedések képződése.....	12
2.1.2. A képlékeny alakváltozás.....	13
2.2. A képlékeny deformáció mikroszkópi léptékű mechanizmusai.....	17
2.2.1. Diffúziós anyagvándorlás (DMT).....	19
2.2.2. Nyomási ikresedés.....	22
2.2.3. Szemcsehatár csúszás (szuperplasztikus kúszás).....	25
2.2.4. Deformációs mechanizmusok magas feszültségek mellett: diszlokációs siklás; diszlokációs kúszás.....	26
2.3. A mészkő deformációs mechanizmusok párhuzamba állítása a metamorfózist jelző paraméterekkel.....	32
3. A mészkövek oldódását meghatározó környezeti paraméterek, különös tekintettel a kőzetszövet-elemekre.....	35
3.1. A mészkő oldódás fizikokémiai körülményei.....	36
3.2. Mészkő oldékonyság függése a kalcium-szemcsék tektonizáltságától.....	38
4. A Bükk hegység litosztratigráfiai és tektonikai tagolása.....	42
4.1. Nagyszerkezeti egységek.....	42
4.2. Sztratigráfia.....	43
4.3. A Bükk hegység kőzeteinek átalakultsági foka.....	51
4.4. A Bükk metamorf fejlődéstörténete és szerkezetalakulása.....	53
5. Mintavételezés, alkalmazott vizsgálati módszerek.....	59
5.1. Alkalmazott módszerek.....	59
5.2. Mintavételezés.....	61
6. Képlékeny alakváltozáshoz kapcsolódó szövetelemek kifejlődése.....	63
6.1. Szemcsealaki anizometriával jellemzett szöveti irányítottság (SPO).....	63
6.1.1. Szöveti irányítottság jellemzése a szemcsék lapultságával.....	64
6.1.2. Szöveti irányítottság jellemzése rózsadiagrammal.....	65
6.1.3. Szöveti irányítottság jellemzése mindkét paraméter figyelembe vételével.....	65
6.2. A szemcsehatárok egyenetlenségének jellemzése.....	71
6.2.1. A mikrokristályos karbonátmátrix szemcsehatárainak vizsgálata.....	72
6.2.2. A durvaszemcsés halmazok szemcsehatárainak vizsgálata.....	74
6.3. A kristályszerkezeti irányítottság (LPO) mértékének jellemzése.....	75

6.3.1. Inverz pólusábrák	76
6.3.2. Az inverz pólusábrák kiértékelése.....	78
6.4. Durvaszemcsés kalcitkristályok és kristályahalmazok deformációja.....	88
6.4.1. A főpalásság során ki-, illetve átalakult nyomási ikrek morfológiai típusai.....	88
6.4.2. Durvaszemcsés halmazok deformációja.....	91
6.4.3. Mikro-ikrek a finomszemcsés karbonátmátrixban.....	94
6.5. Egyéb képlékeny szövetelemek.....	95
7. A későbbi deformációs fázisok szövetelemei.....	97
7.1. Félig képlékeny szövetelemek.....	97
7.2. Kis hőmérsékleten kialakult deformációs szövetelemek.....	98
8. Mészkö szöveti anizotropia hatása a közetfizikai tulajdonságokra és a felület oldódására.....	101
8.1. Akusztikus hullámterjedési sebességének vizsgálata.....	102
8.2. Mészkö oldódási sebességének kísérleti meghatározása és annak összefüggése a közetszöveti varianciával.....	104
8.2.1. Az oldódási sebesség mérése.....	105
8.2.2. Az oldott felület morfológiai vizsgálata.....	108
8.2.3. Az oldott felület érdességének műszeres vizsgálata.....	110
8.2.4. Kvantitatív vizsgálat Fourier sorfejtéssel.....	111
9. Összefoglalás	114
Angol nyelvű összefoglaló – Summary.....	118
Irodalomjegyzék.....	122
1. melléklet: Fogalomtár.....	130
2. melléklet: A kezdeti metamorfózis során a metamorf fok meghatározására alkalmazott kategóriák és módszerek összefoglaló táblázata.....	131
3. melléklet: A Bükk keleti részének vázlata a két fontosabb középső-felső-triász mészkőfajta és a vizsgált minták mintavételi helyének feltüntetésével	133
4. melléklet: A kvantitatív szövetvizsgálatra kijelölt metszetek jellemzése és a vizsgált szöveti paraméterek összesítése.....	134
5. melléklet: A mészkőmátrix irányítottági vizsgálatokhoz készült rózsadiagramok.....	137
6. melléklet: A részletes műszeres vizsgálatra és oldási kísérletre kiválasztott minták ismertetése	139
7. melléklet: Akusztikus hullámterjedési sebességek a vizsgált mintákban.....	141
8. melléklet: A mészkő oldási kísérletek összefoglaló táblázata	142
9. melléklet: A felületi érdességméréssel készült vonalprofilok.....	145
10. melléklet: Nyírási alakváltozás mértékének meghatározására szolgáló módszer GROSHONG <i>et al.</i> (1972) szerint.....	149

“Rocks do not suffer deformation; they enjoy it.”

Rob Knipe, 1982

Bevezetés, célkitűzés

A Bükk hegység hazánk egyik legjobban tektonizált földtani egysége. A hegységképződés során kialakult igen bonyolult – többek között képlékeny deformációt mutató – szerkezetek több léptékben (mega-, makro-, mikroszerkezet) jelentkeznek. E szerkezeti elemeken végzett megfigyelések számos területen hasznosíthatók, finomítják a hegységről kialakított szerkezetföldtani képet, ezáltal nélkülözhetetlenek a szerkezetfejlődési rekonstrukciókhoz is. E tárgykörben az utóbbi évek földtani térképező-elemző munkái (CSONTOS 1999, 2000; PELIKÁN *et al.* 2002; VELLEDETS 1999) számos új eredményt produkáltak. A hegység döntő részét mészkövek, mészkő-gazdag egységek alkotják, melyek többnyire erősen tektonizáltak. Ennek eredményeként e kőzetek eredeti kőzetelemei törlődtek, helyükön a szerkezetfejlődés különböző fázisaiban ki/átalakult szöveti elemek figyelhetők meg. A többszöri deformáció eredményeként kifejlődött szövet természetesen kapcsolatban van az adott földtani egység fejlődéstörténetével, ugyanakkor bizonyos mértékig meghatározza azt is, hogy az adott kőzetest hogyan reagál a jelenkori környezeti (földtani) hatásokra.

Számos bizonyítékát találhatjuk annak, hogy a Bükk morfológiáját, természetvédelmi és vízárdalkodási potenciálját meghatározó karsztformákat a kőzetszerkezeti elemek preformálták. Ebből a szempontból a mészkövek makro- és mikroszerkezeti elemeinek vizsgálata kiemelkedő fontosságú, mivel minden víznyelő, karr/ördögszántás, barlangi hasadék repedésekből, végső soron mikrorepedésekből született. A doglozat egyik alapvető kérdése így az, hogy a kőzet jelenlegi állapotát jellemző szöveti elemek közül melyek azok, amelyek az oldódással, mállással szemben gyengébben viselkednek? A vizsgálatok tárgyául a Bükk hegység keleti részének karbonátos kőzeteit választottam, melyek között több karsztosodó összlet is megtalálható.

Az alapkérdésre a választ e mészkövek szövetelemeinek részletes elemzésével kell kezdeni. Ezért a vizsgált kőzetmintákat igyekeztem minél részletesebben szöveti alkotóelemeire „szedni”, meghatározni az egyes szövetelemek kialakulásának sorrendiségét, az átalakulási körülmények (hőmérséklet, litosztatikus nyomás, redukált feszültség, deformációs mechanizmus) becslését.

A kialakult szövet értelmezésénél alapvető kérdés volt számomra, hogy a képlékeny deformáció hatására kialakult szövetelemek, szöveti paraméterek a Keleti Bükkben jelentkezett anchi-, epizónás regionális metamorfózis során képződtek-e? Máshogy fogalmazva, jogosan lehet-e ezeket az erősen deformált mészköveket metamorf eredetűnek tekinteni. Ebből következő további kérdés, mely a Bükk fejlődéstörténetéhez kapcsolódik, hogy a deformáltság mértéke köthető-e a litológiához, litosztatográfiai pozícióhoz, vagy szerkezeti pozícióhoz? Ehhez meg kell vizsgálni, hogy a környező, befoglaló kőzeteken meghatározott metamorfózis fok hogyan párhuzamosítható a mészkő szövetfejlődéssel.

A vizsgálatok második része arra irányul, hogy a metamorf szövetfejlődéssel szemben - ami e karbonátkőzetek esetében kőzetszöveti evolúciót, deformációt jelent – igazán hatékony ellenfolyamatok (felszíni mállás) mennyiben függenek a kialakult kőzetszöveti paraméterektől, kőzetfizikai jellemzőktől?

Mivel célom a kőzetszöveti paraméterek részletes elemzése volt, így a vizsgálatok elsősorban makro- (kézipéldányok) és döntően mikroszkópi (vékonycsiszolatok, polírozott felületek) léptékű mintákra és megfigyelésekre vonatkoznak.

A kőzet makro- és mikroszerkezeti vizsgálatok elsősorban kézipéldányok és vékonycsiszolatok részletes elemzésére épülnek. A makropéldányokon a képlékeny és töréses makroelemek (foliáció, metszési lineáció, sztililitosodás, redőződés) meghatározását, valamint a mállott kőzetfelület oldódási mikroformáinak jellemzését végeztem el. A vékonycsiszolatok vizsgálata főleg az átkristályosodott mátrix jellemzőire és a durvaszemű kalcitkristályok, kristályhalmazok deformációjának eredményeként kialakult szövetelemekre irányult.

A mikroszkópos szövetjellemzés során a lehetőségekhez mérten igyekeztem a kialakult szövetelemeket kvantitatív paraméterekkel leírni. Ezek egyrészt digitális képelemzéssel a mátrix szemcsealaki irányítottságának meghatározását, másrészt röntgendiffrakciós vizsgálattal a mátrix kristályszerkezeti irányítottságának egyféle jellemzését jelentik. A durvaszemű kalcitkristályok jellemzésénél azok nyomási ikresedésére és dinamikus átkristályosodásával kialakult szövetelemekre helyeztem a fő hangsúlyt.

Az eredmények alkalmazott földtani felhasználhatósága a területfejlesztéshez, területhasznosításhoz kapcsolódik, mivel a kőzet szöveti állapota, a szövetelemek összhatása, jelentősen befolyásolja a kőzetfizikai paramétereket, mely ki-

hat a kőzetfelszín felett kialakuló talajréteg, mennyiségére és minőségére, az építésföldtani, területhasználati alkalmasságra is. Az eredmények szerepet kaphatnak a kőzetállékonyság minősítésénél az építő- és díszítőiparban, a karsztkutatásban, vagy a szénhidrogén tárolókőzetek vizsgálatánál. A Bükk földtani kutatását érintve az eredmények hozzájárulhatnak az egyes nagyszerkezeti egységek további részletezéséhez, ahol erre sztratigráfiai, faciológiai módszerekkel nem nyílik lehetőség. A mészkő szövetvizsgálatok így arra is irányultak, hogy a vizsgálati területet megosztó szerkezeti vonal – a Bükk-fennsík északi pereme és ennek délkeleti folytatásában a bükk-szentkereszti-törés (Csontos, 1999) – két oldalán, elhelyezkedő, azonos, litosztratigráfiai egységbe sorolt mészkövek szövetében milyen különbséget lehet megfigyelni.

A dolgozat során alkalmazott rövidítések jegyzéke

A szövegben gyakran ismétlődnek egyes szakkifejezések, melyeket helytakarékoságból, illetve a szöveg egyszerűsítésének érdekében hárombetűs rövidítéssel jelöltem. Mivel e kifejezések magyar nyelvű szakirodalomban ritkán fordulnak elő, az egyértelmű fogalmazás érdekében rövidítésként e fogalmak angol rövidítését alkalmazom. Más, ritkán előforduló, vagy eddig a magyar földtani szakirodalomban nem használt fogalmak rövid magyarázatát egy rövid fogalomtárban adtam meg (1. melléklet). E fogalmak első megjelenésénél a szövegben egy □ jelet tüntettem fel.

<i>fogalom</i>	<i>angol megfelelője</i>	<i>alkalmazott rövidítés</i>
<i>kitüntetett alakú irányítottság</i>	shape preferred orientation	SPO
<i>kitüntetett kristálytani irányítottság</i>	lattice preferred orientation	LPO
szemcsehatár csúszás	grain boundary sliding	GBS
szemcsehatár vándorlás	grain boundary migration	GBM
foliációval párhuzamos metszet		S
foliációra merőleges, lineációval párhuzamos metszet		S _b L
foliációra és lineációra merőleges metszet		S _b L _b

1. A deformált kőzetszövet szövetalkotói

A kőzet képződési körülményeit vizsgáló gelógus számára a metamorfózis során fellépő folyamatok „tönkreteszik” a kőzetet, az eredeti környezere utaló jegyek csak igen korlátozottan, vagy egyáltalán nem állapíthatók meg. Ez igen nagymértékű kontraszt az ilyen mértékű átalakulást nem szenvedett karbonátkőzetekkel szemben, mivel azokban az elsődleges (allokémikus és ortokémikus) szövetelemek meghatározásából, arányaik megállapításából a képződési fácies jól rekonstruálható. E szemlélet tükröződik a már klasszikusnak tekinthető, karbonát szövetelemek vizsgálatán alapuló besorolási rendszereken (FOLK 1962; DUNHAM 1962), melyek számára az átalakult kőzet a továbbiakban “átkristályosodási pátitként” szerepel, további részletezés nélkül.

A jelen dolgozatban a fő hangsúlyt éppen a másodlagosan, elsősorban a makro-, és mikroszinten képlékeny alakváltozással, illetve töréses deformációval keletkezett szövetelemek vizsgálatára helyezzük. Ennek oka, hogy a kelet-bükk-i újpaleozóos – triász karbonátos rétegekben ezek jelennek meg, jellemzik meghatározóan azokat a formákat, melyek a mállási felszínen dominánsak. Ezért a primér szövetelemeket az átalakulásuk szempontjából lényeges különbségek szerint tárgyaljuk. A kőzetek fácies szerinti meghatározására a vizsgálatok során nem térünk ki, a képződési környezetre utaló adatokat a legfrissebb szakirodalom alapján (VELLEDITS 1999; PELIKÁN *et al.* 2002; CSONTOS 2000) tárgyaljuk.

Mivel a kőzet deformációja során az alkotórészek szemcsemérete meghatározó (2.1.2. fejezet), így az elsődleges szövetelemekre vonatkozóan az egyszerűbb, Dunham-féle rendszerhez igazodva jellemezzük az egyes vizsgált kifejlődéseket. A Dunham-rendszer kategóriákként alapvetően szemcsevázú és mátrix-alapú szövet típusokat különít el, így ez a szöveti felosztás megfelelő alapot jelent számunkra a primér kőzetanyag jellemzését illetően. Emiatt különbség várható a mátrix-alapú (mudstone, wackestone) és a szemcsevázú (packstone, grainstone) primér szövetű kőzetek átalakulásában.

E szempontból problémás a packstone-wackestone átmenetet képző szövetszerkezet, ahol a mikrites mátrix igen hamar képes tömörödni – nyomási oldódással deformálódni, így a kőzet már a korai diagenetikus fázisban szemcsevázú packstone-ná alakul (pl. ADAMS & MCKENZIE, 1998).

Az átalakult metamorf szövet szempontjából az előbbieket mint reliktum szerkezeteket jelenhetnek meg. Az átalakulás – elsősorban a deformáció során kialakult szerkezet – jellemzéséhez ettől eltérő gondolatmenetet kell követnünk.

A magyar terminológiában "szövet"-ként megjelölt fogalom a SANDER (1930) által bevezetett *Gefüge*-ből

származtatható, melyet az angolszász terminológia *fabric* kifejezéssel definiál:

"olyan adat mely az alkotóelemek térbeli elhelyezkedését jellemzi, ha az valamilyen külső formában kifejezésre jut".

A szövet ilyen meghatározása a kőzetalkotó elemek egymáshoz viszonyított elhelyezkedésére vonatkozik, tekintet nélkül azok eredetére. Ez a megközelítés valóban jól alkalmazható azonos genetikájú ásványszemcsékből álló kőzetekre, többek között átkristályosodott mészkővekre.

SANDER szerint a szövetet (*fabric* / *Gefüge*) jellemezheti a szövetalkotók geometriai elrendeződése (*Gestaltliches Gefüge*), illetve a szövetelemekben meglévő irányfüggő fizikai tulajdonságok, paraméterek elrendeződése (*Funktionale Gefüge*). Előbbit kitérített szemcsealaki irányítottságnak (*shape preferred orientation* – SPO), utóbbit a kristályhalmaz rácsszerkezeti irányítottságának (*lattice preferred orientation* – LPO) vehetjük. Mindkét itt említett szövetértelmezés fontos a jelen dolgozatban, mivel a kőzetszövet átalakulása egyrészt a szemcsék alaki orientációjának (SPO) kialakulásával jár, másrészt magasabb redukált feszültség (és hőmérséklet) hatására a szemcsék kristálysíkjaiknak rendezettsége is várható (LPO).

A deformáció hatására kialakult szövetelemek jellemezésénél a továbbiakban abból indulunk ki, hogy a metamorf átalakulás a kőzetet az új egyensúlyi körülményeket közelítő állapotba hozza, így a kőzet egy bizonyos térfogatában kialakult körülményeknek megfelelő, homogénnek tekinthető szemcsehalmazok alakulnak ki. Esetünkben erre szinte állandóan megjelenő példaként említhetjük a mikrit neomorfozisaival keletkezett pátit / mikropátit halmazt. Ebben a szemcsék egyedi tulajdonságai szemcseméret léptékben egymástól statisztikusan nem térnek el, így a szemcsékből álló halmaz a megfelelő mérettartományban homogénnek tekinthető. Az ilyen halmazt, mely a megfelelő mérettartományban statisztikusan homogén szövetelemekből (pl. szemcsékből) áll, PATTERSON & WEISS (1961) *doméennek* nevezte el. Fontos ugyanakkor megemlíteni, hogy a homogenitás általában csak bizonyos tulajdonságokra (pl. szemcseméret, SPO) teljesül, más paraméterekre (pl. LPO) már nem feltétlenül igaz.

Esetünkben doméennek tekinthetünk egy mikropátit alakult, irányított szövetű mikrit halmazt, vagy egy azt metsző repedéskitöltő kalcit telért, mely az előbbtől eltérő szemcseméretű, alakú, deformáltságú kalcitszemcsékből áll (lásd pl. 56. ábra, 89. oldal). Doméennek tekinthetünk feltárás léptékben ugyanakkor egy repedésekkel homogén sűrűséggel átszőtt mészkőpadot is. Fontos megemlíteni, hogy egy doménen belül megjelenhetnek többféle szövetalkotók, melyek statisztikusan rendszeres megjelenése esetében az adott szövetalkotó *penetratív*nak tekinthető. Ugyanakkor kisebb vizsgálati mérettartomány esetén ugyanez a szövetalkotó már megjelenhet *nem-penetratív* komponensként. Az 1. ábrán látható csiszolt kőzetfelületen például a palássággal közel párhuzamosan 2-3 cm-ként megjelenő elnyírt kalcitsávok penetratív szövetelemek, hasonlóan a mikropátos mátrix karbonátszemcséihez. Ugyanakkor egy vékonycsiszolatban az elnyírt kalcitsáv már nem penetratív, mivel egyedüli ilyen szöveteleme a metszetnek.



1. ábra. A 992. sz. minta csiszolt felületének metszete a palássággal párhuzamosan (valódi méret). Ablakoskővölgyi F.

A penetratív elemek meghatározásánál három vizsgálati szint különíthető el (Twiss & Moors, 1992, p. 386):

- makro-szintű: redőntengely, foliáció, palássági sík ... mentén jelentkező,
- mikro-szintű: a szemcsealak és szemcse elrendeződés mentén kialakuló,
- szubmikroszkópi-szintű: vonal- és síkmenti rácshibák elrendeződése mentén egy szemcsében.

Ebből következően a szövetelem meghatározása deformált kőzetek esetében nem egyszerű és erősen függ a vizsgálati tartománytól. PATTERSON & WEISS (1961) szerint két szövetelem-típust érdemes elkülöníteni:

- *krisztallográfiai szövetelemek*, melyek a szemcseegyedek kristálysíkjaikat, tengelyeit foglalják magukba, így az átkristályosodás jellemzésére, a *kristálytanilag preferált irányítottság (SPO)*, illetve *rácshibák menti preferált irányítottság (LPO)* meghatározásánál alkalmazható,
- *nem-krisztallográfiai szövetelemek*, melyek a kőzetben vizuálisan megfigyelhető diszkontinuitások, illetve lineáris elemek. (pl. palásság, foliáció, réteglap, de akár szemcsehatár, ikersík, szemcseméret változása is).

A kőzet szövetét adott doménméret esetén így a penetratív szövetelemek összessége jelenti. A nem-penetratív elemek az adott domén esetén nem jellemzői a szövetnek (WHITTEN 1963). A domén méretét a nem-penetratív szövetelemek (pl. nyírási elválási felületek kitöltött repedések) megjelenési gyakorisága határozza meg. Így változhat annak a megítélése is, hogy milyen alakváltozást tekintünk képlékenynek. Elektronmikroszkópos vizsgálatokkal könnyű meggyőződni arról, hogy még a mikroszkópikus szövetelemek is lehetnek nem-penetratívák szubmikroszkópi léptékben. Hasonlóan, egy feltárás-léptékű redőben – mely ebben a léptékben képlékenynek vehető – mikroszkópi szinten egymástól jól elválasztható doménekből (pl. sztilolitokkal érintkező kőzetdarabokból és repedéskitöltő cementből) áll, így mikroszkópi szinten már töréses deformációt rögzíthetünk. Ezért fontos itt definiálni, hogy mit tekintünk e dolgozat során képlékeny alakváltozásnak. Mivel a kőzet alapvető szövetelemei az ásványszemcsék, ezért képlékenynek akkor nevezünk egy alakváltozást, ha az mikroszkópi szinten, a kőzetalkotó szemcsék között nem okoz diszkontinuitást (TWISS & MOORS 1993).

A szövetelemek csoportosítása a fentiek szerint (krisztallográfiai; nem-krisztallográfiai) nem csak a leíró jellegű szövetvizsgálatban kapott szerepet, hanem a műszakilag pontos, alkalmazott leírásban is. A nem-krisztallográfiai szövetelemeket tartalmazó (makroszkópikus) domént kontinuumként értelmezhetjük, melynek deformációját az összetételnek megfelelő anyagegyenletek írják le.

A krisztallográfiai szövetelemek a szemcseegyeden belüli (interkrisztallin) elemeket foglalják magukba, melyek változását diffúziós, vagy diszlokációs átrendeződéshez kötődő, szubmikroszkópi-mikroszkópi szinten értelmezett deformációs mechanizmusok írják le (2.3.2. fejezet). A továbbiakban a szövetelemeket kialakító deformációs mechanizmusok tárgyalásánál a két vizsgálati tartományban megjelenő jellemzőket (makroszkópikus szinten, mint kontinuum, mikroszkópikus szinten mint deformációs mechanizmusok) külön tárgyaljuk.

A deformált kőzetek szövetelemei WHITTEN (1963) szerint feloszthatók olyan elemekre, melyek:

- átöröklődtek a deformációs alakváltozás előtti állapotból,
- a deformáció hatására képződtek, illetve
- mindkét jellemzővel rendelkeznek.

A nem-krisztallográfiai szövetelemek, melyek szerkezeti diszkontinuitások egy doménen belül, lehetnek kinematikailag passzív, illetve kinematikailag aktív szövetelemek. A *kinematikailag passzív* szövetelemek olyan átöröklött elemek, melyek sem nem okoztak helyi szerkezeti diszkontinuitást a deformáció során, sem annak nem felelnek meg. Ilyen szövetelemek a mikrites mátrixban uszó deformált oolitok, szeptettörések. Azt számos kísérleti eredmény és megfigyelés igazolta, hogy e szövetelemek alakváltozása általában nem egyezik meg a kőzet / domén egészét ért alakváltozással. Általában a kőzet / domén és annak egyes alkotórészei nem szenvednek azonos mértékű alakváltozást, mivel a különböző alkotók mechanikai tulajdonságai erősen eltérhetnek egymástól.

A *kinematikailag aktív* szövetelemek között egyaránt találunk átöröklött és képződött szövetalkotókat. Mind az átöröklött (pl. réteglap), mind a deformáció hatására képződött (pl. palássági felület) szerkezeti diszkontinuitások ide tartoznak.

A krisztallográfiai szövetelemek esetében általában nehéz eldönteni, hogy az adott szövetelem átöröklődött, deformáció hatására képződött, vagy összetett jellegű.

2. A szövetalkotókat létrehozó folyamatok áttekintése a kőzettéválást követően átalakult karbonátkőzetek esetén

Régóta ismert, hogy a karbonátos kőzetek eredeti szövetalkotói a késő diagenézis, kistékú metamorfózis során gyakran részben, vagy teljesen eltűnnek, helyüket az újonnan képződött kristályos karbonáthalmaz veszi át. Ezt az átalakulási folyamatot, ahol az ásványok kémiai összetétele nem változik, FOLK (1965) neomorfózisnak nevezte el, ugyanakkor a szakirodalomban elterjedt a rekrisztallizáció / átkristályosodás kifejezés is (pl. BALOGH 1991). Mindkét elnevezés helyén való megfelelő körülmények között, mivel kifejezi a megváltozott környezeti paraméterekhez való alkalmazkodást, melynek során az eredetileg különféle szövetelemekből álló karbonátos szemcsehalalmazból energetikailag stabilabb, homogénebb szöveti paraméterekkel rendelkező halmaz képződik. Ugyanakkor a szemcsenövekedéssel járó (aggradációs) neomorfózis[□] kifejezés kevésbé pontos, akkor alkalmazható, ha az átalakulás mechanizmusa nem ismert. E fogalmat diagenetikus – igen kistékú metamorf egységek mészköveinek jellemzésére használják. Ugyanakkor nagy feszültség-és/vagy hőmérsékletviszonyok között dinamikusan, vagy statikusan átkristályosodott halmaz képződik, melyek mechanizmusai szöveti paraméterek alapján azonosíthatók. Ezért a két fogalmat (aggradációs neomorfózis és átkristályosodás) nem lehet egymás szinonímjaként alkalmazni. E szétválasztást a következők indokolják:

- Az aggradációs neomorfózis vízfázis jelenlétében lezajló interkristallin szövetváltozási folyamat, mely a diagenézis során, illetve azt követően a pórusvíztartalom jelenlétével biztosított. Az átrendeződés diffúzióval, a szemcsék szegélyzónájában kompromisszumos határfelületek^[1] mentén jön létre. Ugyanakkor az átkristályosodás intrakristallin átrendeződés, mely a szemcse egész térfogatában, diszlokációk mentén zajlik, nagy feszültség és/vagy hőmérséklet mellett megvalósuló deformációs mechanizmusokkal.
- Az aggradációs neomorfózis esetében az újonnan képződő szemcsehalmoz a diagenetikus – korai metamorf evolúció során folyamatosan növekvő (aggradáló) szemcsemérettel rendelkezik. Ez elsődlegesen a mikrit → mikropátit → pátit fejlődési sorozat esetében figyelhető meg. A fokozatosan egyre nagyobb méretű szemcsékből álló homogén karbonáthalmaz ezen szövetfejlődés során egyre kisebb fajlagos felülettel fog rendelkezni, ezáltal stabilitása növekszik. Az átkristályosodás ugyanakkor nem jelent feltétlenül szemcseméret növekedést, az erős deformáció során lejátszódó dinamikus átkristályosodás épp ellenkezőleg szubszemcse-képződéssel^[2] valósul meg, az eredeti szemcséből a deformáció kisebb méretű, kevesebb diszlokációt tartalmazó szemcséket eredményez.

E terminológiai gondolatmenet is kiemeli azt, hogy a szövetfejlődés különböző szakaszaiban egymástól eltérő *deformációs mechanizmusok* válnak meghatározóvá, illetve az eltérő eredeti szövetelemekben a deformáció egyidőben egymástól eltérő mechanizmusok mentén játszódik le. Ezért a továbbiakban röviden áttekintjük a kőzetek – elsődlegesen esetünkben a karbonátkőzetek – deformációs mechanizmusainak modelljeit.

A deformáció kimenetelét, a lejátszódó folyamatokat befolyásolják a deformáció külső fizikai körülményei, de szintén meghatározók egyes, kőzetekre jellemző kőzetfüggő paraméterek is. A deformáció *külső fizikai körülményeit* jellemző állapothatározók közül elsődlegesen meghatározóak a környező hőmérséklet (T), a környezeti (litosztatikus, hidrosztatikus) nyomás (p_{lit} , p_{hid}), valamint az alakváltozást okozó, nem hidrosztatikai jellegű nyomás, illetve Mohr-féle redukált feszültség (a továbbiakban röviden *redukált feszültség*, az angol nyelvű szakirodalomban differential stress – σ_D). Ez utóbbi alatt a kőzetre a földkéregben ható feszültségállapotot egy dimenzióban kifejező változót értjük, mely a legkisebb és legnagyobb hatékony főfeszültségek különbségének nagyságát ($\sigma_1 - \sigma_3$) jelenti. Elsődleges *kőzetfüggő paraméterek* az ásványi összetétel, a folyadéktelítettség és a szemcseméret. Ezek mindegyikének változása jelentősen képes befolyásolni a deformáció kimenetelét.

2.1. Karbonátkőzetek deformációja makroszkópi szinten, különös tekintettel a kőzetszöveti paraméterek varianciájára

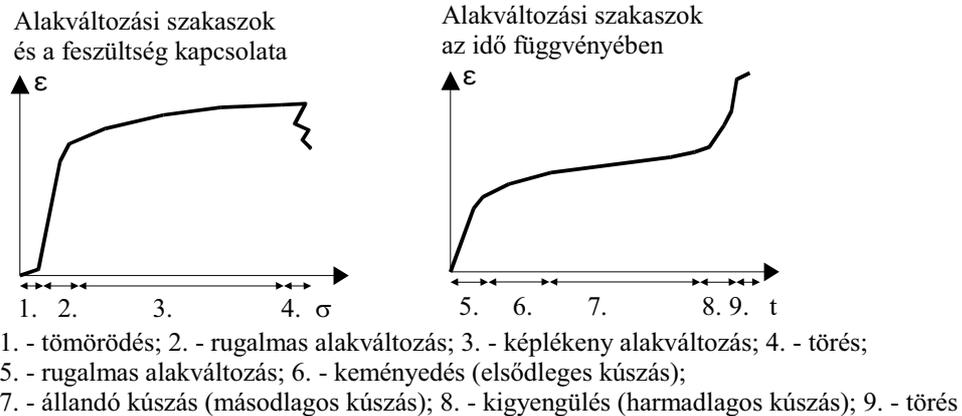
A feszültség - alakváltozás viszonyainak áttekintéséhez érdemes a kőzetek viselkedését deformációkor leíró folyamatokat külön tárgyalni a makroszkópikus és mikroszkópikus léptékre (TWISS & MOORS 1993). A makroszkópikus léptékű deformáció vizsgálata során a kőzetet kontinuumként kezelve juthatunk el a feszültség – alakváltozás viszonyait meghatározó anyagegyenletekhez különböző anyagi és szöveti tulajdonságú kőzetanyagok esetében. E modellek ugyanakkor nem foglalkoznak a deformációt molekuláris – szemcse-szinten meghatározó deformációs mechanizmusok részletezésével, ami a kőzetszövet kialakulásában kiemelkedő fontosságú.

Egy kőzet alakváltozása a feszültség, illetve az idő függvényében több szakaszra osztható fel. Kezdeti alakváltozáskor – ha a porozitás, illetve a szemcsekötési viszonyok erre lehetőséget adnak, a kőzet tömörödik,¹ ekkor a hajszáltrepedések bezáródnak. A következő, általánosan megjelenő kezdeti szakaszban a kőzet rugalmas alakváltozást szenved, ezt a szakaszt a Hooke-törvény jellemzi, ahol – egy dimenzióra nézve – a normálfeszültség (σ_n) arányos a megnyúlással (e_n) és a nyírófeszültség (σ_s) arányos a nyírási alakváltozással (e_s):

1 Itt a kőzetanyagon már litifikálódott, szilárd összeálló, kis porozitású szemcsehalmozot értünk, e tömörödés nem a kora diagenetikus tömörödési szakaszt jelenti.

$$\sigma_n = E e_n ; \sigma_s = 2 \mu e_s \quad (1)$$

ahol E a Young modulus és μ a nyírási modulus. Alacsony nyomás, hőmérséklet, redukált feszültség viszonyok között, ha az alakváltozás mértéke kisebb, mint 10^{-2} (megnyúlás), a kőzeteket 10^5 sec-nél (kb. 1 hónap) kisebb időtartamig érő feszültség még csak rugalmas alakváltozást okoz (GUÉGEN & PALCIAUSKAS 1994). A rugalmassági küszöb elérése (yield stress) után viszont már maradandó alakváltozással kell számolni. E szakaszon kis feszültségnövekedés is jelentős alakváltozást képes okozni, az anyag képlékenyen alakíthatóvá válik (a képlékeny alakváltozás szakasza, 2. ábra).



2. ábra. Az alakváltozási szakaszok jellemzésére használt elvi görbék Twiss & Moores (1992) után, a magyar kifejezések CSONTOS (1998) után

Ha megfelelő állapothatározók mellett viszkózan (newtoni) viselkedő ideális anyaggal feszültséget közlünk, az folyani kezd. Ha a feszültségállapot elmúlik, a folyás is megszűnik, de az eredeti deformálatlan állapot már nem áll helyre. Minél nagyobb feszültséget közlünk az anyaggal, a folyás sebessége annál nagyobb lesz, így e feltételek mellett a feszültség és az *alakváltozási sebesség* (strain rate) között áll fenn kapcsolat: a normál feszültség (σ_n) és az inkrementális megnyúlás^[1] (ϵ_n) között, illetve a nyírófeszültség (σ_s) és az inkrementális nyírási alakváltozás^[2] (ϵ_s) között:

$$\sigma_n = 2 \eta \dot{\epsilon}_n; \sigma_s = 2 \eta \dot{\epsilon}_s \quad (2)$$

ahol (η a közeg viszkozitása).

A kőzetek viselkedése az ideális anyagokétól eltérő: ezek lassú, folyamatos deformáció esetén összevont elnevezéssel *kúszási folyamatokkal* deformálódnak. Az adott kőzetanyagban 0,5-nél kisebb homológ hőmérséklet melletti deformáció esetén állandó feszültségnél az alakváltozás sebessége folyamatosan csökken, az anyag keményedik. 0,5-nél magasabb homológ hőmérsékletek esetén e szakasz után az alakváltozási sebesség stabilizálódik egy állandó értéken, mely alakváltozást állandósult / másodlagos kúszásnak hívnak. Megfelelő állapothatározók mellett (alacsony hőmérséklet, nagy redukált feszültség) az állandósult szakaszt egy gyorsuló alakváltozási szakasz követ, mely az anyag kigyengüléséhez (strain softening), majd végül töréséhez vezet.

A képlékeny alakváltozási szakasz hossza az állapothatározók összhatásától függ. Földfelszíni körülmények között (kis p_{lit} és T) a kőzetek többségénél ez a szakasz igen rövid és a kőzet törést szenved az elért normál, illetve nyírófeszültség hatására. Megfelelő betemetődés, illetve annak kísérleti modellezése esetén (megfelelően nagy p és T) a képlékeny alakváltozási szakasz igen hosszúra nyúlhat. Ezen a szakaszon kialakulhat olyan állandósult állapot, ahol az alakváltozás további energiabefektetés nélkül, azaz feszültségnövekedés nélkül valósul meg (állandósult kúszási állapot). A jelentős alakváltozások valószínűleg ilyen állapottal rendelkező zónákban (ún. nyírási zónákban, pl. takaró csúszóhatára) valósulnak meg (CSONTOS 1998).

A rugalmas alakváltozás – természetéből eredően – visszamaradó szövetelemeket nem produkál, így a továbbiakban a töréses, és részletesebben a képlékeny alakváltozás törvényszerűségeit tekintjük át, koncentrálnva a karbonátközetekre és a diagenetikus - kislefokú metamorf körülményekre (400-450°C-ig, illetve 300 MPa litosztatikus nyomásig).

2.1.1. Repedések képződése

Alacsony hőmérsékleten és litosztatikus nyomáson (felszínközelségben) a rugalmassági szakasz után a kőzetben mikrorepedések keletkeznek, melyek a kőzet rideg töréséhez vezetnek. Griffith törési elmélete alapján egy önálló repedés akkor stabil, ha a kőzet + terhelő rendszer szabad energiájának értéke (U) minimális. Ebben a kőzetre ható terhelés (W), a kőzetben tárolt feszültség potenciális energiája (U_e) és a repedésfelületek felületi energiája (U_s) játszanak szerepet:

$$U = -W + U_e + U_s \quad (3)$$

$$\text{ahol } W = 2U_e; \quad U_e = \frac{\pi c^2 \cdot \sigma^2}{E}; \quad U_s = 4c\gamma$$

γ a termodinamikai felületi energia; c a repedés hossza; E a Young modulus; σ a nyírófeszültség (GUÉGEN & PALCIAUSKAS 1994).

Az egyensúlyi hossz (C_0) a $\frac{dU}{dc} = 0$ feltétel mellett érvényesül, ahol

$$C_0 = \frac{2\gamma E}{\pi \sigma^2} \quad (4)$$

Ennél nagyobb méretű repedések elveszítik stabilitásukat. Egy $2c$ hosszúságú repedés így

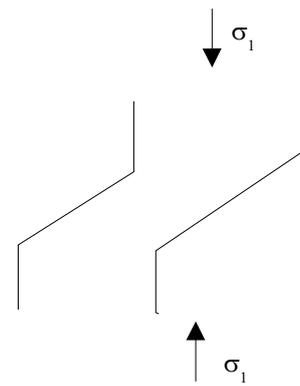
$$\sigma_1 = \sqrt{\frac{2\gamma E}{\pi c}} \quad (5)$$

feszültséggel terhelhető a repedés továbbterjedése nélkül. Ez a kritikus érték a kőzet belső tulajdonságaitól (E , γ) és külső tulajdonságoktól ($2c$ repedéshossz) függ. Karbonátközetek esetében ez az érték szakításkor 0,5-10 MPa közötti, nyomóterhelés esetén 7-60 MPa közötti lehet (GUÉGEN & PALCIAUSKAS 1994). Az ebből számítható C_0 távolság az átlagos szemcsemérethez közeli, így a mikrorepedések nagy valószínűséggel a szemcsehatárok mentén alakulnak ki.

Nyomásos feszültségtér fellépése esetén a σ_1 -gyel megfelelő szögű bezárt nyírófeszültség-párok jönnek létre. A bezárt szög a kőzetek többségében 60° körüli értéket vesz fel. Húzásos feszültségtér esetén a létrejövő törés iránya párhuzamos lesz a σ_1 iránnyal. A megfelelő irányú hajszálrepedések hasadékokká húzódnak szét, melyek csúcán halmozódik fel a feszültség. Az egyensúlyi hosszát elérő, legnagyobb repedések terjednek tovább leggyorsabban. Így húzásos feszültségtérben kevés hasadék keletkezik (CSONTOS 1998). Nyomásos feszültségtér esetén a hajszálrepedések összenyomódnak, a megfelelően irányítottakon ($\approx 60^\circ$ a σ_1 -hez) nyírófeszültség lép fel, a repedések csúcspontjainak közelében húzófeszültség ébred, mely a repedést σ_1 irányba fordítja ezen a térszínen (tengelyirányú repedések kialakulása, 3. ábra).

Ez az irány stabil ebben a feszültségtérben, így a továbbfejlődés a repedés geometriájától és a szomszédos repedésektől függ. E komplex mikrorepedés-rendszer eredményeként több párhuzamos nyírási felület / zóna keletkezik (GUÉGEN & PALCIAUSKAS 1994).

Az egyazon feszültségtérben létrejött töréseket törésrendszerben érdemes vizsgálni. E rendszerek irányait az alakváltozási tér tiszta, vagy nyírásos jellege határozza meg (CSONTOS 1998). *Tiszta alakváltozás* (Mohr törésrendszer) eredményeként a főfeszültségi irányokra szimmetrikus törések, megfelelő esetben ehhez társulva húzási hasadékok képződhetnek, melyek a σ_1 -gyel párhuzamosak. A törések által bezárt hegyesszög szögfelezője a σ_1 -gyel párhuzamos, a deformációs rendszer rombos szimmetriájú. Ha a törést nyomási oldódás kíséri, a fennmaradó sztilolitfelületek átlagsíkja a σ_1 -re merőleges, a szemcsék egymásba fogazódásának iránya (sztilolit csúcsok) a σ_1 -gyel párhuzamos.



3. ábra. Tengelyirányú repedések kialakulásának vázlata

Egyszerű nyírás esetén (Riedel törésrendszer) a repedések egy zónát alkotva (nyírás zóna) halmozódnak fel, a zóna monoklin szimmetriával rendelkezik. E rendszerben szintén kialakulhatnak repedésfelületek, hasadékok és hozzájuk társuló nyomási oldódási felületek. A repedésfelületek két rendszert alkotnak, melyek közül az egyik kisebb ($\approx 15^\circ$), a másik nagyobb ($\approx 75^\circ$) szöget zár be a fő nyírás síkkal. A tágulási hasadékok, illetve a sztilolitok síkja itt is a σ_1 -gyel párhuzamos, illetve arra merőleges, a Mohr-rendszerhez hasonlóan. Ugyanakkor a húzási hasadékok itt a nyírás zónában sorozatot alkotva fejlődnek ki.



4. ábra. Kalcittal kitöltött tágulási hasadékok egy durvakristályos fészekben. 1042. sz. minta, Nagyvisnyói Mészkö F., Csókás-tető. Párhuzamos nikolok, N: 160X

Fontos megemlíteni, hogy a pórusfluidum jelenléte a folyadéknyomástól függően jelentősen csökkenti a szilárdságot, így nagy pórusnyomású helyeken a kőzetben már akkor keletkezhetnek repedések, amikor a feszültség értéke ezt önmagában nem indokolná.

A kialakult repedések többnyire cementálódnak, és a kitöltött repedések mechanikailag a befoglaló kőzettel gyakorlatilag egybefornak. Ugyanakkor a repedéskitöltő anyag szöveti paraméterei még azonos ásványi összetétel (pl. kalcit mészkőben) esetén is jelentősen eltérőek: a cement szemcsemérete gyakran legalább egy nagyságrenddel nagyobb a befoglaló mátrixnál, későbbi keletkezése miatt a korábbi deformációs fázisok nem hatottak rá. Ezért gyakori jelenség, hogy a repedésrendszer újabb deformáció hatására éppen a régiek mentén újul fel (Bodziony *et al.* 1993).

A cementáció részleges, vagy teljes hiányában a repedési felületek elcsúszhatnak egymáson, melynek súrlódási feltételeit kísérleti eredmények alapján a Byerlee összefüggés jellemzi:

$$\tau = 0,85 \sigma, \text{ ha } 10 \text{ MPa} \leq \sigma \leq 200 \text{ MPa};$$

$$\tau = 50 + 0,6 \sigma, \text{ ha } 200 \text{ MPa} \leq \sigma \leq 1500 \text{ MPa} \quad (6)$$

ahol τ a nyírófeszültség, σ a normál feszültség értéke. Ez az összefüggés az összes kőzettípusra igaz, aminek részletes magyarázata még nem tisztázott (GUÉGEN & PALCIAUSKAS 1994).

2.1.2. A képlékeny alakváltozás

Megfelelően magas hőmérséklet és litosztatikus nyomás mellett a kőzetek feszültség hatására

képlékenyen deformálódnak és jelentős alakváltozást szenvedhetnek.

A képlékeny kőzetdeformációs folyamatok *in situ* tanulmányozása feltárásokban nagy múltra tekint vissza. A 20. század során a szerkezetföldtani térképezés kifejlődése vezetett elsősorban a makroszkópikus – megaszkopikus, képlékenyen deformált földtani alakzatok mind részletesebb tanulmányozásához. Emellett a kontinuum-mechanikában meghatározott anyagegyenetekkel lehetőség nyílt az ebben a léptékben értelmezhető képlékenyen deformált szerkezetek modellezésére (pl. SOMOSVÁRI 1987).

Más irányvonalat jelentett az 1950-es években a képlékeny deformációs kísérletek beindulása. Ezek eredményeként születtek meg a mikroszkópi – szub-mikroszkópi szinten értelmezhető deformációs mechanizmusok modelljei és anyagegyenletei. E kísérletek sorában a karbonátos kőzeteken – mészköveken és márványokon – végzett kísérletek meghatározó fontosságúak voltak (pl. TURNER 1954; HEARD 1963, 1972; RUTTER 1974; WENK 1973, 1983; SCHMID 1977, 1980, 1982). E kísérletek alapján a karbonátkőzetek reológiai viselkedésének számos részletét sikerült elméleti szinten is megfogalmazni. A kísérletek két módon folytathatók le: állandó feszültség, illetve állandó alakváltozási sebesség mellett. Utóbbi megoldás a gyakrabban alkalmazott, mivel a képlékeny alakváltozás inkább függ a feszültségtől, mint a alakváltozási sebességtől, valamint az anyagegyenet állandói ekkor egyszerűbben határozható meg a kísérleti eredményekből (TWISS & MOORS 1993).

Az 1980-as, 90-es években a deformációs kísérletek során szerzett tapasztalatokat igyekeztek a földkéregben lejároló deformációk értelmezésénél felhasználni (pl. BURKHARD 1988, 1989, 1990; EVANS & DUNNE 1991; GROSHONG *et al.* 1984). Ugyanakkor ennek határt szabott az, hogy a deformáló berendezésekkel maximum 25%-os alakváltozást (megnyúlást) sikerült elérni, amit a természetben deformálódó kőzetek általában meghaladnak (RUTTER 1998). Napjainkban e kutatások egyik fő irányának éppen a nagyobb alakváltozást elérni képes deformációs kísérletek tekinthetők (pl. RUTTER 1998, CASEY *et al.* 1998), melyek torziós deformációval $\gamma = 1 - 12$ nyírási alakváltozást^[2] is képesek voltak elérni.

A deformációs kísérletek során a kutatók többsége három, egymástól szöveti paramétereiben jelentősen eltérő mészkövet használt, úgy mint az aprószemcsés, irányított szövetű *solnhofeni mészkövet*², a durvaszemcsés, irányítatlan szövetű *carrarai márványt* és a szintén durvaszemcsés, irányított szövetű *Yule márványt*.³ A solnhofeni mészkő olyan szennyeződést tartalmaz ami meggátolja a szemcsenövekedéses szövetalakulást, így ez a kőzet igen alkalmas olyan deformációs kísérletekhez ahol a szemcseméret befolyásoló szerepe jelentős (CASEY *et al.* 1998).

A relatív alakváltozási sebesség hatását a deformáció eredményére pontosan csak laboratóriumi körülmények között lehet vizsgálni. A laboratóriumi előállított legkisebb relatív alakváltozási sebesség 10^{-8} s^{-1} (pl. HEARD 1972) körüli, ami több nagyságrenddel nagyobb a földkéregben reálisnak tekinthető deformációs folyamatok sebességénél. Fiatal orogén zónákból vett, deformálódott kőzetmintákon a véges deformáció eredményéből (fossziliák lapultsága, mikroredőzöttség stb.) az orogén zónákban fellépő relatív alakváltozási sebesség 10^{-13} - 10^{-15} s^{-1} -ra becsülhető (PFIFFNER & RAMSAY 1982), ennél nagyobbra tehető a milonitos zónákban. Az azonos földtani környezetből származó kompetens és inkompetens rétegekben megállapított relatív alakváltozási sebességek különbsége egy nagyságrenden belül volt, pl. kvarcit: 10^{-14} s^{-1} – fillit: $3 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ (PFIFFNER & RAMSAY 1982).

2 Solnhofeni litografikus mészkő, az egyik legismertebb német díszítőkö.

3 Az USA legkedveltebb díszítőköve, irányított szövetű, enyhén színezett fehér márvány, lelőhelye Colorado államban van.

A közetdeformációs kísérletek eredményei alapján kis alakváltozási sebesség esetén a rugalmas alakváltozás rövid ideig tart, és állandó terhelés mellett kismértékű igénybevételnél kialakul az állandósult alakváltozási állapot. Kísérleti tapasztalatok szerint az kis alakváltozási sebesség úgy hat a deformáció folyamatára, mint a magas hőmérséklet. Így laboratóriumi körülmények között a geológiailag reális alakváltozási sebességet ki lehet váltani a hőmérséklet növelésével nagyobb alakváltozási sebesség mellett, ha ez más termikus folyamatokat nem indít be (PATERSON 1973).

Állandó alakváltozási sebesség esetére a képlékeny alakváltozás anyagegyenlete moderált (≈ 200 MPa-ig) redukált feszültségekre:

$$\sigma_D = \frac{K_1 |\dot{\epsilon}_n|^{1/n}}{d^{b/n}} \exp\left[\frac{H^x}{nRT}\right] \text{ ahol } H^x = E^x + pV^x \quad (7)$$

H^x az aktivációs entalpia; E^x az 1 mól anyag kúszásához szükséges aktivációs energia; p a litosztatikus nyomás; V^x az aktivációs térfogat; R a Boltzman állandó; d az ásványhalmaz szemcsemérete; K_1 és b anyagfüggő állandók; ϵ_n a alakváltozási sebesség.

A (7) egyenletből kitűnik, hogy az aktivációs energia és a litosztatikus nyomás együttesen befolyásolják az aktivációs entalpiát. Ugyanakkor a számítások szerint a pV^x tag az aktivációs entalpiának még 30 km-es mélységben is csak 5%-nál kevesebb részét teszi ki,⁴ így a változó értéke a képlékeny alakváltozás kimenetelére kevés hatással bír.

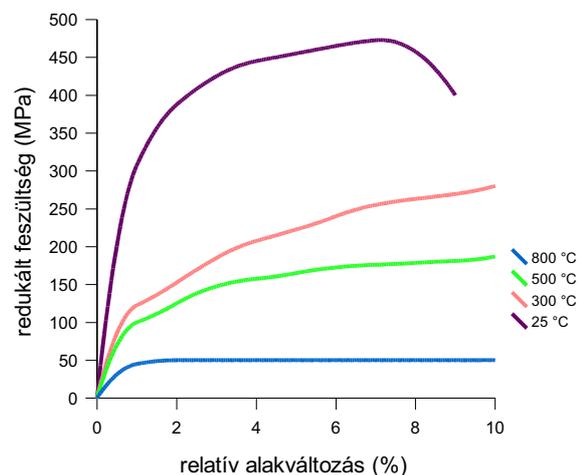
Az egyenletben kiemelt fontosságú viszont az n -nel jelzett hatványkitevő. Állandó feszültség mellett végzett kísérletek esetén az

$$|\dot{\epsilon}_n| = A_1^x d^{-b} \sigma_D^n \exp\left[\frac{-E^x}{RT}\right] \quad (8)$$

egyenlet érvényes (TWISS & MOORS 1993). Ezt az összefüggést a továbbiakban hatványtörvényként (power law) jelöljük (PROHÁSZKA 2001). A 7. és 8. egyenletekben az A_1 , K_1 , n , E^x paraméterek anyagfüggők. Mivel a kúszás egy termikusan aktivált folyamat, ezért létezik egy anyagfüggő energiaküszöb, amely megakadályozza a folyamatot.

Az egyenletekből kitűnik, hogy a deformáció kimenetelében a hőmérsékletnek meghatározó szerepe van. A hőmérséklet emelkedése állandó feszültség mellett az alakváltozási sebesség növekedését okozza, illetve állandó alakváltozási sebesség esetén a szükséges feszültségértéket csökkenti. Több közettípuson, pl. a Yule márványon végzett deformációs kísérletek eredményei (5. ábra) bizonyították, hogy a litosztatikus nyomás, illetve a hőmérséklet emelkedésével egyre csökkenő redukált feszültségnél kövekezik be az állandósult alakváltozási állapot (pl. GRIGGS *et al.* 1960).

Az alakváltozási sebességnek egy nagyságrenddel való csökkenése a kúszáshoz szükséges redukált-feszültség-értéket közel felére csökkenti. Ez az összefüggés a fentebbi egyenletek (7, 8) n hatványkitevőjében jelentkezik, polikristályos kőzetek, fémek esetében értéke 3 és 5 közötti.



5. ábra. A Yule márványon végzett deformációs kísérletek feszültség-alakváltozási görbéi 500 MPa hidrosztatikus nyomásnál, különböző hőmérsékleteken HEARD (1972) után.

4 Olivinre végzett számítások szerint (TWISS & MOORS 1993).

Nagyjából 200 MPa-nál nagyobb redukáltfeszültség-értékeknél a alakváltozási sebesség fokozottan érzékeny a feszültség növekedésére. Az n hatványkitevő a fenti egyenletben a feszültség növekedésével változik, így egy másik, ún. *exponenciális* kúszási összefüggést érdemes alkalmazni:

$$|\dot{\epsilon}_n| = A_2 \exp(\beta \sigma_D) \exp\left[\frac{-E^x}{RT}\right] \quad (9)$$

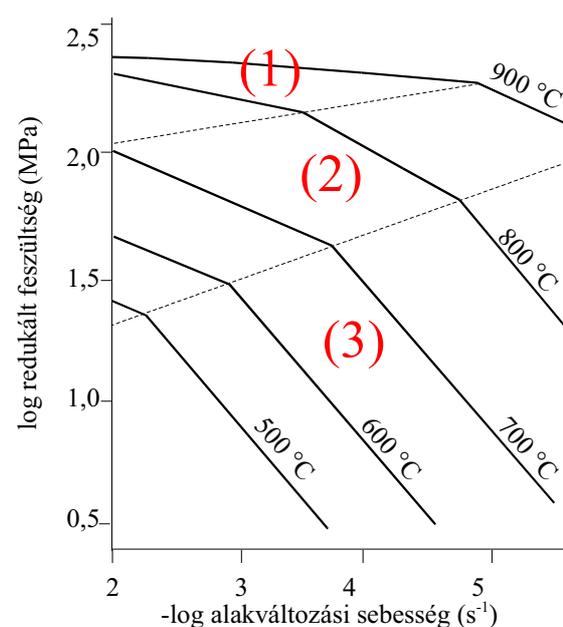
ahol A_2 ; β ; E^x anyagfüggő állandók. Az összefüggés állandósult kúszási állapotra érvényes, nagy feszültségérték mellett.

Az előbbiekkal ellentétben kis (<20 MPa) feszültség esetén az alakváltozást leíró egyenlet a hatványtörvény szerinti egyenlettel egyezik meg, viszont a hatványkitevő ebben az esetben 1 és 2 közé esik.

A finomszemcsés solnhofeni mészkőn végzett deformációs kísérletek eredményeit (SCHMID *et al.* 1977) szemlélteti a 6. ábra. A redukált feszültség és a hőmérséklet közötti összefüggés alapján három, egymástól eltérő egyenlettel leírható deformációs rezsimet lehetett elkülöníteni. Az adatok 10%-os alakváltozást elérve, állandó alakváltozási sebesség melletti eredményeket tükröznek. A 10% alakváltozásnál e mészkő már megközelítette az állandósult alakváltozási állapotot.

- 1. rezsim: exponenciális reológiai egyenlettel jellemezhető összefüggés, mely nagy feszültség- és hőmérséklet értékeknél jelentkezik. Deformációs mechanizmusaiban a diszlokációs síklásnak (dislocation glide) van döntő szerepe.
- 2. rezsim: hatványtörvény szerinti reológiai összefüggés magas (≥ 5) n értékkel, az 1. rezsimnél kisebb feszültségek hatására. Deformációs mechanizmusaiban uralkodóan a diszlokációs kúszás érvényesül.
- 3. rezsim: hatványtörvény szerinti reológiai összefüggés alacsony (1-3) n értékekkel, kis redukált feszültség hatására. Folyamataiban a szemcsehatár csúszás (szuperplasztikus kúszás) és a diffúziós átrendeződések dominálnak.

A polikristályos halmaz *szemcsemérete* jelentősen befolyásolhatja a deformáció folyamatát. A szemcseméret különbözőképp befolyásolhatja a deformációt eltérő feszültségviszonyok között. A solnhofeni mészkő és a Yule márvány kísérleti eredményeinek alapján (SCHMID *et al.* 1977, HEARD & RALEIGH 1972) a nagy és közepes feszültségtartományban (SCHMID-féle 1. és 2. rezsim) a kis szemcseméretű solnhofeni mészkő (átlagos szemcseméret 10,5 μm) folyáshatára lényegesen nagyobb feszültségnél jelentkezett, mint a durvaszemű Yule márvány (átlagos szemcseméret 150 μm) esetében. Ezzel ellentétben kis feszültségtartományban (3. rezsim) a helyzet éppen ellentétes. Ez azzal indokolható, hogy kis feszültségnél (3. rezsim) a szemcsék átrendeződése elsősorban diffúzióval történik, neomorfi kristályhalmaz alakul ki. Itt a kis szemcseméret gyorsítólag hat a folyamatra, mivel a szemcsehatár-menti diffúziót befolyásoló fajlagos felület lényegesen nagyobb, mint nagy szemcseméret esetén. Nagyobb feszültségnél, az 1., 2. rezsimben, ahol gyakoriak a szemcsén belüli deformációs



6. ábra. A solnhofeni mészkőn végzett deformációs kísérletek feszültség – alakváltozási sebesség diagramja 10% alakváltozásnál, közel állandósult állapot mellett (SCHMID *et al.* 1977 után)

jelenségek (ikresedés, transláció), a durvaszemcsés kőzet könnyebben deformálható.

További lényeges befolyásoló tényező a kémiai környezet, karbonátkőzetek esetében elsősorban a pórusfluidum jelenléte. A fluidum-részvétel befolyásoló hatását a mészkővek deformációjára RUTTER (1974) vizsgálta részletesen. Az eredményekből kitűnik, hogy a folyadékfázis jelenléte bizonyos feszültség- és hőmérsékletviszonyok mellett jelentősen csökkentheti a kőzet folyáshatárát. Ebben jelentős szerepet játszanak más paraméterek is, leginkább az alakváltozás sebessége, a kőzet szemcsemérete és porozitása.

RUTTER (1974) kísérletei alapján a durvaszemcsés ($d \sim 200 \mu\text{m}$), tömött, kis porozitású (0,28%) carrarai márványon a vizsgált 20-500 °C-os hőmérséklet tartományban a fluidumtartalom a kőzet folyáshatárát érdemében nem csökkentette. A finomszemcsés ($d \sim 10,5 \mu\text{m}$), 5% porozitású solnhofeni mészkő folyáshatára viszont a fluidumtartalom hatására erősen csökkent alacsony hőmérsékleten. Magasabb hőmérsékletnél (400-500 °C) a szemcseközi folyadék jelenléte a szemcsehatárokon sokkal gyengébb hatást vált ki, a fluidumtartalom a folyáshatárt csak kevésbé csökkentette.

RUTTER (1974) mindezt az ún. "Rehbinder-effektus" fellépésével magyarázta. Ennek lényege, hogy a pórusfluidumban jelenlévő ionok igen erős hatást gyakorolhatnak a szemcse deformációjára, mivel csökkenthetik a szemcse felületi feszültségét, ami a deformálhatósághoz elengedhetetlen. A kristály felületén adszorbeált fluidum megváltoztatja a pont-, illetve vonalmenti rácshibák kölcsönhatását. Ez nemcsak a szemcsefelületen csökkenti a felületi feszültséget, hanem kb. 10 μm -es mélységig a kristály belsejében is hat. A solnhofeni mészkő deformációjakor így erőteljes változást kellett hogy okozzon a pórusfluidum jelenléte. Nagyobb szemcseméret esetén ez a hatás kevésbé jelentkezik. Alacsony hőmérsékleten, a carrarai márványon és a solnhofeni mészkőn végzett kísérletek ezt igazolták.

Magas hőmérséklet esetén a fluidumtartalom hatása jelentősen lecsökken, ami azzal magyarázható, hogy a rácshibák mobilitása meghaladja a Rehbinder-effektus sebességét. RUTTER (1974) szerint a fluidumtartalom gyengébb hatásával lehet számolni kis alakváltozási sebesség esetén is. Ez viszont azt jelenti, hogy a magas hőmérsékleteken végzett laboratóriumi kísérletek eredményeinek földtanilag reális körülményekre történő extrapolálását a fluidumkoncentráció számottevően nem befolyásolja.

Az anyagegyenleteket (7-9) és azok paramétereinek változását figyelembe véve az egyes deformációs rezsimekben néhány, a későbbi vizsgálatokra lényeges megállapítás összegezhető:

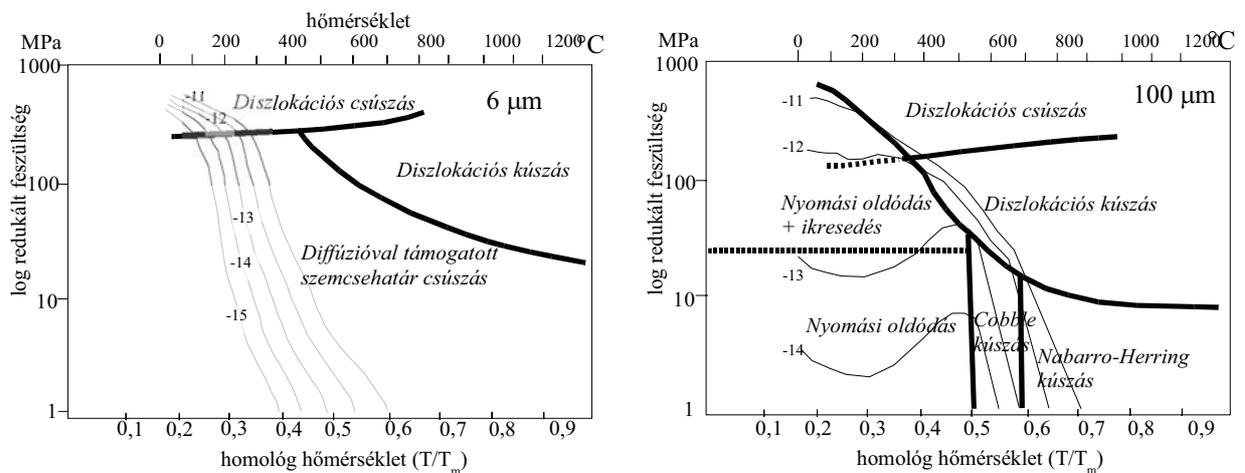
- az aktivációs energia értéke durvaszemcsés kőzeteknél (márvány) az kis- és közepes nyomásviszonyok között érdemében nem változik. Ezzel szemben az egy nagyságrenddel kisebb szemcseméretű (solnhofeni) mészkő alakváltozása az kis feszültségi tartományban közel fele akkora aktivációs energiát igényel.
- További jelentős folyáshatár-csökkenés várható pórusfluidum jelenlétében.
- Földtani viszonyok között reális alakváltozási sebességek mellett ($10^{-12} - 10^{-15} \text{ s}^{-1}$) 5 – 10 km betemetődési mélység és kis nyomású regionális metamorfózisnál (20-30 °C / km geotermikus gradienssel) legalább 10-100 MPa redukált feszültség szükséges a képlékeny deformáció kialakulásához (TWISS & MOORS 1993).

2.2. A képlékeny deformáció mikroszkópi léptékű mechanizmusai

Szövetszerkezeti vizsgálatainkhoz, illetve annak elemzéséhez, hogy a kőzetfelszíni bontódás egy képlékenyen deformált karbonátkőzet esetén mennyiben függ az egyes szövelemekről, a kőzetanyag képlékeny alakváltozását nem elegendő csak kontinuumként vizsgálni. Ehhez a szemcsék közötti - szemcsén belüli átrendeződések vizsgálata szükséges. A makroszkóposan mérhető, észlelhető képlékeny alakváltozás több deformációs folyamat eredményeként alakul ki. E folyamatok közül – adott hőmérséklet, litosztatikus nyomás, redukáltfeszültség-értékeknek megfelelően – egyikük uralkodóan érvényesül a kőzet képlékeny deformációjakor.

Mint az anyagegyenletekből látszik, a képlékeny deformáció kimenetele jelentősen függ a kő-

zetanyag szemcseméretétől is. Vizsgálatainknál ennek meghatározó fontossága van, mivel egy mészkő ásványtani összetételét tekintve meglehetősen homogén, az egyes szövetalkotók méretére ugyanakkor ez már nem teljesül. Ezért egy karbonátkőzet képlékeny deformációja során – a kőzetet alkotó kristályok, halmazok szemcseméretüktől függően – mikroszkópi szinten egymással párhuzamosan több deformációs mechanizmus játszódhat le. Ezek közül a kőzetanyag uralkodó szemcseméretének és az állapotváltozóknak (p ; T ; σ_D) megfelelően az egyik domináns lesz. Az egyes állapotváltozók és szemcseméret mellett jellemző mechanizmusokat ún. *Deformációs mechanizmus térképeken* lehet ábrázolni. Mivel a deformációs mechanizmus bekövetkezése függ az anyagi minőségtől, hőmérséklettől, redukált feszültségtől, szemcsemérettől, ezt kétdimenziós ábrán csak úgy lehet megjeleníteni, ha két paramétert rögzítünk. A leggyakrabban alkalmazott térképeket adott anyagra és állandó szemcseméretre szerkesztik, így a két tengelyen a hőmérséklet és a redukált feszültség szerepelnek. Ilyen térképet mutat 6 és 100 μm -es szemcseméretű kalcitkristályokból álló kőzetre a 7. ábra. Másik megoldásként állandó hőmérsékleten a szemcseméret és redukált feszültség függvényében történik az ábrázolás.



7. ábra Kalcit deformációs mechanizmus térképek 6 μm és 100 μm szemcseméretre SCHMID *et al.* (1977), RUTTER (1974), EVANS *et al.* (2003) után.

Fontos megjegyezni, hogy e térképek csak tájékoztató jellegűek, ténylegesen ennél több deformációs mechanizmus is fellép egyazon mezőben. Másrészt itt figyelembe nem vett paraméterek (pl. fluidumtartalom feszültségcsökkentő hatása) jelentősen befolyásolhatják a térképen feltüntetett határokat az egyes deformációs folyamatok között. Mikroszkópi szinten ez abban nyilvánul meg, hogy a diffúzióhoz, illetve a diszlokációk átrendeződéséhez szükséges aktivációs energia a fluidumtartalom miatt csökken (TWISS & MOORS 1993). Ugyanakkor a szemcsék határfelületét bevonó szerves anyag, illetve agyagfilm ezzel ellentétes hatást válthat ki.

A 7. ábrából is kitűnik, hogy a deformációs mechanizmusok az azokat kiváltó redukált feszültség mértéke alapján két csoportba sorolhatók. Kis redukáltfeszültség-értékek mellett diffúziós anyagvándorlási folyamatok (diffusion mass transfer – DMT) játszódnak le, ahol az anyagátrendezés szemcsék közötti oldatfilmben (nyomási oldódás), a szemcsehatárok mentén (Cobble-kúszás), illetve magas homológ hőmérsékleten ($> 0,5$) a szubszemcsék határai mentén valósul meg (Nabarro-Herring-kúszás). Nagy feszültségérték és magas homológ hőmérséklet mellett a szemcsékben megtalálható diszlokációk átrendeződésével realizálódik a szemcsék alakváltozása. Az anyagegyenletek felhasználásával belátható, hogy kisebb szemcseméret esetén a deformációs mechanizmus térkép határvonalai "felfelé tolódnak", azaz ugyanazon mechanizmusok egy nagyságrenddel nagyobb feszültség hatására következnek be. Az alábbiakban e folyamatokat tekintjük át, különös tekintettel az alacsony feszültség- és hőmérséklet mellett kialakuló nyomási oldódási mikroszerkezetre, illetve a nyomási ikresedésre.

2.2.1. Diffúziós anyagvándorlás (DMT)

E folyamatok során a lokálisan / pontszerűen kialakult nagyobb nyomású helyekről az anyag a kisebb nyomású helyekre vándorol. Az ide tartozó három diffúziós anyagvándorlási folyamat között különbség valójában az átrendeződések helyében van. A diffúzió vagy a szemcsén belül meglévő pontszerű rácshibák – üres rácspontok (Shottky-féle hibák), illetve intersticiálisan beépült atomok (Freynkel-féle hibák) – vándorlásával valósul meg (Nabarro-Herring-kúszás), vagy pedig anyagáramlás alakul ki a szemcsehatáron, szubszemcse-határon, vagy torzult kristállysíkok mentén (Cobble-kúszás), illetve a szemcsehatár mentén folyadékfilm közvetítésével (nyomási oldódás).

A diffúziós anyagvándorlási folyamatok során a szemcsék a maximális főfeszültséggel párhuzamosan rövidülnek, illetve erre merőlegesen terjednek ki. Így e folyamatok eredményeként irányított szövetszerkezet jön létre, ami szemcsealaki irányítottságban (SPO) mutatkozik. Ez a szöveti jellemző késődiagenetikus - anchimetamorf mészkövekben általánosan tapasztalható.

A Nabarro-Herring-kúszás csak magas homológ hőmérsékletek mellett és viszonylag kis feszültség hatására alakul ki. A diffúzió itt termikusan aktivált. Feszültség hatására a szemcse felületén a nyomásárnyékos részeken üres rácshibák keletkeznek, míg a túlnyomásos részeken a szerkezet összeesik, megnövekedett anyagsűrűség jön létre. Az üres rácshibák a túlnyomásos rész felé diffundálnak, az atomok fluxusa pedig a nyomásárnyékos rész felé mozdul. A folyamat az egyensúly kialakulásáig folytatódik. Az alakváltozási sebesség és a redukált feszültség között lineáris kapcsolat áll fenn, az elméleti anyagegyenlet (TWISS & MOORS 1993):

$$|\dot{\epsilon}_n| = \frac{6 V_v^x \nu D_0}{RT} d^{-2} \sigma_D \exp\left[\frac{-H_v^x}{RT}\right] \quad (10)$$

ahol σ_D a redukált feszültség; d a szemcseméret; T az abszolút hőmérséklet; H_v^x az aktivációs entalpia, νD_0 a diffúzióállandó a szemcsetérfogaton keresztüli diffúzióhoz. A (10) egyenlet igen hasonlít a (8) egyenletre (hatványtörvény), ha a hatványkitevő $n=1$, így az anyag e mechanizmus révén gyakorlatilag newtoni folyadékként viselkedik. Másik fontos megállapítás, hogy az alakváltozási sebesség a szemcseméret négyzetének reciprokával arányos, így a kristályhalmaz szemcseméretének növekedésével a folyamat gyorsan veszít hatásfokából, nem lesz domináns (TWISS & MOORS 1993). Kis szemcseméretű kőzetekben ugyanakkor a diffúziós út rövidege miatt ez hatékony deformációs folyamat (CSONTOS 1998), nagyobb szemcseméretnél a diffúziós útvonal megnövekedése miatt az alakváltozási sebesség csökken. Figyelembe véve, hogy a Nabarro-Herring-kúszás karbonátkőzetekben csak magas (>600 °C) hőmérsékleten alakul ki, földtani viszonyok között reális alakváltozási sebesség mellett nem lesz jellemző mechanizmus anchi-, vagy epi-metamorf kőzetekben. Ugyanakkor kontakt márványok kialakulásakor valószínűleg fontos figyelembe venni.

A Cobble-kúszás során a diffúzió a szemcsehatárok környékére korlátozódik, mivel az aktivációs energia az alacsonyabb hőmérséklet miatt kisebb. A mechanizmus anyagegyenlete (10) az előbbihez képest annyiban változik – természetesen az aktivációs energia, illetve a diffúziós állandók értéke eltérő lesz –, hogy a alakváltozási sebesség a szemcseméret köbének reciprokával arányos, így a szemcseméret növekedésével a folyamat a Nabarro-Herring-kúszásnál is gyorsabban veszíti el jelentőségét nagyobb szemcseméret mellett és adja át helyét a diszlokációs kúszásnak.

$$|\dot{\epsilon}_n| = \frac{6 V_b^x b D_0 \delta}{RT} d^{-3} \sigma_D \exp\left[\frac{-H_b^x}{RT}\right] \quad (11)$$

Az egyenletben szereplő δ állandó az aktivált szemcsehatár-felület nagyságától függ. Mindezekkel együtt az e folyamat során deformálódó anyag is newtoni folyadéknak tekinthető.

Alacsony hőmérsékleten (<500 °C) és kis redukált feszültség mellett a szemcsehatár-menti diffúziós átrendeződésben a szemcsehatáron lévő folyadékfilm közvetít az oldódó-kicsapódó any-

agrések között. A nyomási oldódás jelensége régóta ismert, előfordulása a karbonátközetekben már a diagenézis során is hétköznapi. Ez nem is meglepő, mivel a diagenizálódó karbonátüledék még jelentős, akár 50% feletti víztartalommal rendelkezik (pl. BALOGH, 1991), mely a tömörödés, cementáció után a szemcseközi (intersticiális) térben marad fenn.

A nyomási oldódás reológiaiilag a Cobble-kúszáshoz hasonlít viszont a szemcseközi folyadékfilm jelenléte miatt a diffuzivitás nagyobb, az aktivációs energia, a diffúziós állandó kisebb. Az anyag a nyomási oldódás során is nagyjából newtoni folyadékként viselkedik. A hőmérséklet és feszültségviszonyok miatt mészköveknél e folyamat jellemző a diagenetikus - anchimetamorf tartományra.

A nyomási oldódás folyamatában a szilárd anyag feloldódva vándorol a nagy nyomású szemcsekontaktusok irányából a kisnyomású szemcseközi térrészek - repedések, pórusterek, nyomásárnyékok - felé, ahol újrakristályosodik (GUÉGEN & PALCIAUSKAS 1994). A fluidummal kitöltött pórusterű szemcsehalmazra gyakorolt terhelés esetén a nagy nyomású térrészek a szemcsekontaktusokon alakulhatnak ki, elsődlegesen ott, ahol normálfeszültség ébred. Ugyanakkor a szemcsék "szabad" felületei feszültség-mentesek, így a két térrész között kémiai potenciálkülönbség lép fel. A kémiai potenciálkülönbség a Gibbs egyenlet alapján:

$$\Delta \mu_f = \Delta f_s + V_s \cdot \Delta p_n \quad (12)$$

alakban adható meg, ahol f_s és V_s a feszültség alatt lévő szilárd anyag moláris szabad energiája, illetve térfogata, p a szemcsére ható normálfeszültség (Renard *et al.* 2000). A folyamat addig tart, míg a kémiai potenciálkülönbség fennáll. Egyensúlyi állapot bármely pontban akkor alakul ki, ha a szilárd anyag kémiai potenciálja az oldatfilmben (μ_f) megegyezik a feszültség alatt lévő szilárd anyag kémiai potenciáljával (μ_s).

A nyomási oldódás folyamatához feltételezzük a folyadékfilm jelenlétét az intersticiális térben. Ugyanakkor ennek jelenléte ellentmondásos, mivel:

- Folyadékfilm szükséges ahhoz, hogy a diffúzió a környezetet jellemző (alacsony) hőmérsékleten és feszültségérték mellett a megfelelő sebességgel létrejöhessen. Másképp a nagyobb aktivációs energiához magasabb energiaszintre (T , σ) lenne szükség. Általános tapasztalat szerint a nyomási oldódás a diagenetikus - anchimetamorf körülmények között éppen azért fontos folyamat, mert a folyadékfázis jelenléte miatt a diffúzió aránylag gyorsan játszódik le.
- Ugyanakkor a fluidum a szilárd-szilárd fázisú, feszültség alatt lévő két szemcse közvetlen kontaktusán nem maradhat fenn. A kontaktuson a feszültségkülönbség / nyomásgradiens fenntartása érdekében szilárd-szilárd átmenetre van szükség.

Ezt az ellentmondást több elmélet próbálta feloldani. Az egyik elmélet szerint a szemcse-szemcse kontaktusok pontszerű érintkezési helyein nincs fluidum, de azok közvetlen környezetében már van, így mindkét feltétel kvázi egyszerre teljesül (GUÉGEN & PALCIAUSKAS 1993; BATHURST 1971). Ehhez feltételeznünk kell, hogy a szemcsefelületen egyenletlen.

Egy másik elmélet szerint a szemcsefelületeken – legalább is a nyomás hatására oldódó, pontszerűen érintkező felületek között – a kontaktust agyagfilm hozza létre, mely víztartalmú ásványként képes szilárd, de diffúziót létrehozni képes fázisként megjelenni. Ez ugyanakkor nem zárja ki annak lehetőségét, hogy a szemcsék közötti mikropórus-térben fluidum is jelen legyen. A nyomási oldódás preferáltan agyagfilm kontaktuson való megjelenését erősíti az az általánosan tapasztalható jelenség, hogy a nyomási oldódási zónák után fennmaradó diffúziós útvonalak agyagfilm-menti sztilolitvonalként maradnak meg.

A nyomási oldódás megindulásához igen kis feszültség / fedőterhelés is elegendő (lásd 7. ábra). A folyamat eredményeként a réteg teljes térfogata akár 20-35%-kal is csökkenhet. A feloldódott anyag döntő része lokálisan válik ki, cementálva a pórustereket, illetve repedéseket, amire utal az,

hogy egy sztilolitfelület egyenetlensége általában a szubmilliméterestől néhány cm-ig változik, kivételesen érheti el a méteres méretet (BATHURST 1971). Az üledékgyűjtő medencékben 3-4 km-nél nagyobb mélységekben viszont a folyamat igen korlátozottá válik, a vízfilm itt már csak néhány Angström vastagságú, ezért a diffúzió lecsökken. Ebből a kvázi-egyensúlyi állapotból, amikor a fedőterhelés már nem vált ki nyomási oldódást, a repedések kialakulása billentheti ki a rendszert, ami pl. földrengések eredményeként alakulhat ki. Az ilyen zúzott zónában újraéledő nyomási oldódás akár 10-15 km-es mélységben is okozhat deformációt (RENARD, *et al.* 2000).

A nyomási oldódás anyagegyenlete gyakorlatilag megegyezik a Cobble-kúszás egyenletével (11) (GUÉGEN & PALCIAUSKAS 1994):

$$|\dot{\epsilon}_n| = \frac{6 V_b^x b D_g c}{RT} d^{-3} \sigma_D \exp\left[\frac{-H_b^x}{RT}\right] \quad (13)$$

ahol V_b^x a nyomási oldódásra vonatkozó aktivációs térfogat, D_g a diffúzióállandó a szemcsefelületeken, c a szilárd fázis koncentrációja az oldatban. RUTTER (1976) számítása szerint a D_g értéke három nagyságrenddel kisebb, mint a folyadék nagyobb tömegében tapasztalható diffúziós állandó, 0-300 MPa és 0-500 °C mellett értéke 10^{-5} és 10^{-3} között változik.

A nyomási oldódás megjelenését így feloszthatjuk két típusra:

1. *szemcseközti térben megjelenő*, intrakrisztallin nyomási oldódás, amikor a szemcseközti pórustér töltődik ki a közvetlen közelükben feloldódó szemcsék anyagából,
2. *felületek mentén lejátszódó nyomási oldódás*, ahol a már litifikálódott kőzetdarabok között sztilolitok, vagy sztilolitok és kalciterek együttese alakul ki. Az 1960-as évek beli kutatások több üledékes medencében kimutatták, hogy a sztilolitok a csekély porozitású és permeabilitású rétegekben dúsulnak (BATHURST 1971).

Bathurst (1971) szerint a szemcsén és a sztilolit mentén jelentkező nyomási oldódás csak méretében tér el egymástól, utóbbi esetében nagyobb kiterjedésű felületek mentén történik az átrendeződés. Az egyenetlen felület az egymástól eltérő oldhatóságú, szembetalálkozó felületek kölcsönhatása során alakul ki. Minden esetben a kevésbé oldódó felület "nyomul" a jobban oldódó felület kárára. A szkelettöredékek általánosan kevésbé oldódnak, mint a mikrites, vagy pelletes szövetelemek, így ezek általában intenzíven benyomódnak, előre tolódnak az oldódási frontozhoz képest.

A *szemcseközti térben megjelenő nyomási oldódásnál* a szemcseközi fluidum folyadékfilmként, illetve zárványszerűen elszigetelt póruskitöltésként van jelen. Terhelés hatására a szemcsekontaktuson oldódás indul meg, az oldat a szemcsék közötti határfelületen diffundál a pórustérbe, ahol a szemcse-pórus határfelületen válik ki. A folyamat eredményeként időben nem-lineáris póruscsökkenés játszódik le (RENARD *et al.* 2000). A folyamat egy szűk térrészt (szemcsemérettel összemérhető) figyelembe véve zárt rendszerben folyik, távolabbi anyagvándorlás nem történik.

Felület-menti nyomási oldódás során a sztilolitfelületek mentén a feloldódott anyag nyitott repedésekbe szállítódik, melyek a sztilolit (átlag) felületére közel merőlegesek. Egymással kvázi párhuzamosan több sztilolitfelület képződik, melyek az oldódás eredményeként egyre közelebb kerülnek egymáshoz. A folyamat addig tart, amíg az erek eredetileg nyitott térfogata feltöltődik, a porozitás zérusra csökken. A folyamatot életben tartó normálfeszültség az erek feltöltődésével arányosan csökken. A deformáció a σ_1 főfeszültségre merőleges síkban oldódással jár, míg a σ_2 és σ_3 -ra merőleges repedésekben kicsapódás következik be (RENARD *et al.* 2000).

RENARD *et al.* (2000) egy említésre méltó modellszámítást közöl a nyomási oldódás lefolyásáról földrengés bekövetkezése utáni időszakban. Becsülhetően a földrengések után közvetlenül a kőzet porozitása 10%-ot is elérhet, a repedések vastagsága pedig 6 μm -t. Mészki esetén a modell 2-9 km mélységben, 30 °C/km geotermikus gradienssel, 10 MPa/km hidrosztatikus gradienssel, 22 MPa/km litosztatikus gradienssel számol. Utóbbi értéket σ_1 -gyel azonosnak veszi.

A modellszámítások eredménye szerint a repedések 2-5 km mélységben kb. 1000 év alatt begyógyulnak. A folyamat sebessége e mélység-intervallumban szinte független a mélységtől. Ennél nagyobb (6-9 km) betemetődési mélységben a folyamat sebessége fokozatosan csökken, 9 km mélységben a 6 μm vastag repedés kb. 10,000 év alatt cementálódik.

A folyamat sebességét a szöveti paraméterek is befolyásolják. Ha a 10% porozitást sűrű, de keskeny, illetve ritka, de széles repedések kialakulásával modellezzük, a folyamat sebessége négy nagyságrenddel is változhat. 50 μm átlagos repedésközzel és 3 μm átlagos vastagságú repedésekkel rendelkező zúzott mészkő 4 km mélységben 100 év alatt képes cementálódni, míg 1 mm sűrűségű, 60 μm vastag erek esetében ehhez 1 millió év is kell.

4-5 km mélységig a nyomási oldódás sebessége a mélységgel növekszik. Ennél nagyobb mélység esetén (9-10 km mélységig) a folyamat sebessége kb. egy nagyságrenddel csökken. A szemcseközi átrendeződés sebessége kb. három nagyságrenddel nagyobb, mint a sztilolitiképződés - repedés feltöltődés sebessége. Ez a diffúziós utak hosszának igen eltérő mértékével egyszerűen magyarázható. A sztilolitiképződés sebessége (10^{-11} - 10^{-12} s^{-1}) is néhány nagyságrenddel nagyobb a többi deformációs folyamat földkéregben reális alakváltozási sebességénél (10^{-13} - 10^{-15} s^{-1}).

A szemcsék közötti nyomási oldódás meghatározó szerepet játszik az aggradációs neomorfózis kialakulásában. A nyomási oldódás hatékonysága a szemcseméret növekedésével járó aggradációs neomorfózis előrehaladtával ugyanakkor csökken, mivel a diffúziós útvonalhossz növekszik, ami a alakváltozási sebességet csökkenti.

2.2.2. Nyomási ikresedés

A kalcitkristályok feszültség hatására bekövetkező nyomási ikresedése közismert jelenség, elsőként Huygens figyelte meg 1678-ban. A kalcit nyomási ikrek geometriájának összefüggését a kialakulásuk során fellépő feszültség-, illetve hőmérséklet viszonyokkal az utóbbi évtizedekben kezdték vizsgálni. E téren BURKHARD (1990, 1993), FERRILL (1991, 1998), GROSHONG (1972, 1975, 1984), SCHMID (1982, 1984) munkáit szükséges megemlíteni.

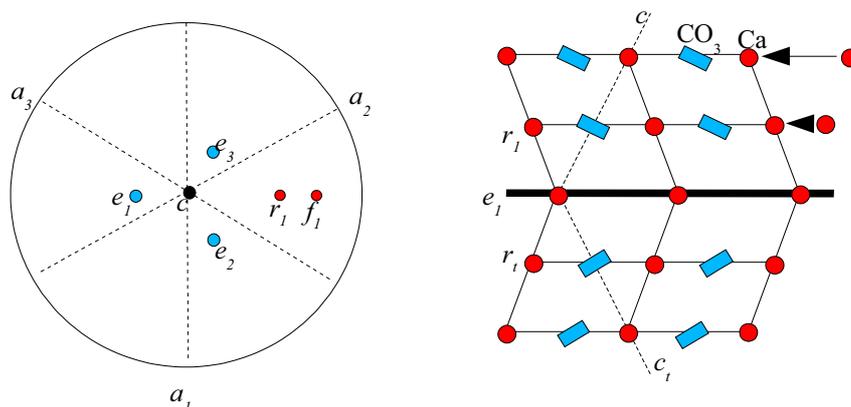
A kalcit e törzsromboéder {018} lap mentén (tehát három sík mentén) kialakuló nyomási ikresedés a kristályra ható 10 MPa nyírófeszültség esetén már kialakul, ha a kritikus eredő nyírófeszültség (critical resolved shear stress - CRSS) iránya a kristály c -tengelyéhez közel 70° -os szöveget zár be. Ekkor az e {018} romboéder⁵ egyik lapja mentén a kristályszerkezet egy keskeny sávban tükrözött pozícióba rendeződik és egy ikertag képződik. Egy deformációs esemény során a szemcsében egymással párhuzamosan általában több ikertag alakul ki. Az ikresedés során az ikertag c -tengelye a maximális főfeszültség irányával párhuzamos irányba billen.

Általánosan megfigyelhető, hogy a kalcit nyomási ikrek csak bizonyos szemcseméret ($>0,1\text{mm}$) felett alakulnak ki. Alacsony hőmérsékletű környezetben a kalcitkristály még "csak" zömében diffúziós anyagvándorlási folyamatokkal deformálódik, melynél a változás csak a szemcseközi teret, illetve a szemcse szegélyzónáját érinti. A szemcseközi diffúzió finomszemű mészkőben nagy fajlagos felületen játszódik le, amely nem áll rendelkezésre a durvaszemcsés halmazban. A szemcse teljes térfogatára hatni tudó nyomási ikresedés ezért az utóbbiban nagyobb szerepet kap. Minél nagyobb ebből következően a szemcseméret, annál valószínűbb a nyomási ikrek megjelenése bennük, ha a környezeti feltételek ehhez adottak voltak.

Mivel az ikresedés során az ikersík mentén a szerkezet "átbillen", de transláció nem lép fel, a folyamat eredményeként egy szemcsére a lehetséges maximális nyírási alakváltozás $\gamma = 0,349$. Ennél nagyobb alakváltozás eléréséhez más deformációs mechanizmusok jelenlétére is szükség van. Önmagában a nyomási ikresedés így nem képes állandósult kúszást előidézni, viszont épp a megjelenéséhez szükséges kis feszültségérték miatt fontos része az alacsony hőmérsékleten ($<400^\circ$

5 A dolgozatban a kalcit kristálysíkok jelölésénél a Miller-indexből a 3. melléktengely értékét elhagytuk, mivel az megadható a másik két melléktengely-menti index összegének negatív ellentettjeként.

C) bekövetkező deformációnak mészkövek esetében (TWISS & MOORS 1993). A nagyobb alakváltozáshoz a kialakult ikersíkok további deformációja szükséges, amit erősebben deformált mészkövek, esetében tapasztalni is lehet.



8. ábra. A kalcitkristály fontosabb deformációs síkjainak sztereografikus projekciója (balra) és az e_1 menti ikresedés vázlatos rajza az e_1 síkra merőleges vetületben (jobbra).

A kőzetre ható deformációs esemény körülményeinek vizsgálatához – kellő óvatossággal kezelve – a kalcit nyomási ikrek több hasznos információt tudnak nyújtani. Az ikertag c -tengelyének irányát a gazdakristály (az eredeti kristályból megmaradt rész) c -tengelyének irányát, és az ikersík pozícióját meghatározva az ikresedést okozó paleostress irányai és a kőzet alakváltozásának mértéke kellően nagyszámú ikresedett kristály mérése után megadhatók (ún. Strain gauge technique, GROSHONG *et al.* 1972), ha a deformáció egyszerű nyírás hatására következett be, a kőzetre csak egy ikresedést okozó deformációs fázis hatott és az ikrek utólagosan nem deformálódtak. A módszer lényegét a 10. melléklet foglalja össze. Fontos megemlíteni, hogy a paleostress irányának meghatározásához e módszer csak akkor alkalmazható, ha a gazdakristályok c -tengelyeinek irányai véletlenszerűen szórnak, azaz kristályszerkezeti orientációval (LPO) a kőzet szövete nem rendelkezik és a teljes alakváltozás értéke aránylag alacsony (<20%) (TWISS & MOORS 1993).

A kritikus eredő nyírófeszültség értéke a nyomási ikresedés bekövetkezéséhez egy kalcitszemcsére $\tau_D = 10$ MPa, a polikristályos kalcit halmazra ható redukáltfeszültség-értéknek ehhez legalább 20 MPa-t kell elérni. E redukált feszültség mellett csak azok a szemcsék ikresednek, melyek ikersíkja párhuzamos az eredő nyírófeszültség irányával, így ekkor csak egy sík mentén következik be ikresedés. Nagyobb redukált feszültség esetén az optimális irányítottságtól eltérő ikersíkok mentén is megjelenhet az ikresedés. Ebből következően a kristályoptikai mérésekből meghatározott σ_1 irányok jobban fognak szórni nagyobb redukált feszültség esetén, amiből a fennált redukált feszültség nagyságára lehet következtetni (TWISS & MOORS 1993).

Polifázisos deformáció esetén ugyanakkor a kép igen bonyolulttá válik, ha több deformációs eseménynél haladja meg a redukált feszültség az ikerképződéshez szükséges kritikus értéket (47. ábra, 81. oldal):

- Újabb deformációs esemény során a már kialakult ikersort kereszttezheti egy újabb, az e romboéder más lapjai mentén kialakuló ikersor. Ekkor a másodjára képződött iker elnyírja a korábbi.
- Ha egy deformációs eseménynél a 20 MPa-t lényegesen meghaladó nyírófeszültség lép fel, akkor egyszerre egynél több ikresedési rendszer aktiválódhat az e romboéder különböző lapjai mentén, így szintén egymást keresztező ikersorozatok alakulnak ki, de egyazon deformációs esemény hatására, ahol a nyírófeszültség irányára nem a fentebb említett kritérium érvényes.
- Nagy redukált feszültség (pl. 100 μm -es szemcsére 300 °C mellett 200 MPa feletti) mellett a nagy-

méretű kalcitkristályok már intrakristallin képlékeny deformációt szenvednek. Ez az ikertagok hullámos meggyűrődését, elhajlását okozhatja, amelyek talán a legegyszerűbben látható bizonyítékai mészkövekben a diszlokációs kúszásnak. Szintén a duktilis deformáció eredménye – és itt optikailag bizonyítható –, ha az ikertag dinamikus átkristályosodást szenved és apró, szabálytalan alakú kristályok láncolatává kristályosodik át.

Több diagenetikus - anchimetamorf földtani szerkezetben nyert bizonyítást, hogy a nyomási ikrek vastagsága felhasználható a paleohőmérséklet becslésére (BURKHARD 1993; FERRILL 1998). Ezek szerint a 200 °C-os érték a kalcit nyomási ikrek kialakulásában egy olyan határt jelent, amely alatt sűrűn egymást követő vékony ikrek, felette ritkább, de vastag ikrek jelennek meg. A "vékony" és "vastag" ikrek között a határt 5 µm-nél lehet meghúzni. Az alakváltozás növekedése is eltérő módon realizálódik: 200 °C alatt az ikertagok száma nő és az ikertagok vastagsága változatlanul kicsi marad. 200 °C felett azonban a már kialakult ikertagok vastagodnak meg, újak nem keletkeznek.

Alacsony hőmérsékleten (25-200 °C) végzett deformációs kísérletek eredményeként vékony, 1-2 µm vastagságú ikerlemezek képződtek. 300 °C-on, és ennél magasabb hőmérsékleten végzett kísérleteknél viszont az ikertagok vastagsága általában 4-5 µm feletti volt (TURNER *et al.* 1954; GROSHONG 1974).

A nyomási ikrek paleo-piezométerként való alkalmazására több próbálkozás is született. Ezek közül meghatározó volt egyrészt JAMISON & SPANG (1976) munkája, akik elméleti megfontolásból kiindulva a kalcit nyomási ikrek által előállt inkrementális alakváltozást és az ikersíkok irányítottságát felhasználva becsültek paleostress értékeket. Számításuk alapjául azt vették, hogy a egy iker-sík kialakulásához 10 MPa nyírófeszültségnek kell fellépnie. Az ebből kapott eredményeket több földtani szerkezetben vizsgálva (Szubalpi-öv, Dél-Franciaország; Dél-Pireneusok; Appalache-fennsík) a paleostress értékek 20-90 MPa között adódtak.

Egy másik módszer szerint, deformációs kísérletek tapasztalataiból ROWE & RUTTER (1990) számításai alapján ugyanezen összletekre a paleostress értékek az előbbinél 4-20-szor nagyobbak adódtak. Ferrill (1998) kritikai áttekintése szerint JAMISON & SPANG (1976) értékei tekinthetők reálisnak, ugyanakkor fontos megjegyezni, hogy módszerük csak rotációtól mentes ikrekre, kis alakváltozás (<5%) mellett érvényes. LACOMBE & LAURENT (1996) következtetése is a 10 MPa-os kritikus nyírófeszültség-értéket erősíti meg. A két módszer összehasonlításához figyelembe kell venni a következő tényezőket:

- a JAMISON & SPANG (1976) módszere által igényelt körülmények (deformálatlan ikrek, kismértékű alakváltozás) 200 °C-nál alacsonyabb hőmérsékletű deformációs környezetben jöttek létre földtanilag reális alakváltozási sebesség mellett.
- ROWE & RUTTER (1990) módszere magasabb (200-800 °C) hőmérsékletek mellett végzett deformációs kísérletek tapasztalatain alapul és három paramétert vizsgált: az ikresedés gyakoriságát, az ikertagok mennyiségét és az ikertagok sűrűségét. Ők nem vették figyelembe azt a ténytet, hogy 200 °C alatt az ikertagok sűrűsége egészen más geometriával jelentkezik, mint 200 °C felett, így e számítások jóval túlbecsülhették a fellépő paleostress értékeket (FERRILL 1998).
- A magas paleostress értékek olyan mobilis zónákból (vető, redő) származnak, melyekben lényegesen nagyobb feszültségek léptek fel, mint ami a hegységet általánosan jellemezné.

I. táblázat: Paleostress becslések különböző diagenetikus - anchimetamorf zónákra FERRILL (1998) után

<i>Becsült hőmérséklet</i>	<i>régió</i>	<i>JAMISON & SPANG 1976</i>	<i>ROWE & RUTTER 1990</i>
75-250 °C	Szubalpi-zóna	22-87 MPa (átlag 44 MPa)	156-280 MPa
190-235 °C	Dél-Pireneusok	60-67 MPa (65)	236-268 MPa (250)
<200 °C	Appalache plató	6-13 MPa	87-26 MPa

Fontos megjegyezni, hogy az alakváltozás mértékének növekedése az ikresedéssel kialakuló nyírási alakváltozás maximumának elérése ($\gamma=0,349$) után újabb, kiegészítő ikertagok megjelenését okozhatja (BURKHARD 1993). Ez az ikertagok sűrűségének megnövekedését okozza, ami a paleostress túlbecsléshez vezethet. Ezért ilyen vizsgálatokhoz csak a deformálatlan, hosszan kitartó ikreket lehet felhasználni.

2.2.3. Szemcsehatár csúszás (szuperplasztikus kúszás)

Kisfeszültség és nagy alakváltozási sebesség során kialakuló jelenség, melyet fémek alakításakor figyeltek meg. Ehhez hasonló eredményű deformációs mechanizmus egyes kőzettípusokban, így finomszemcsés mészkövekben is megjelenhet (SCHMID *et al.* 1977). A szemcsék alakja kismértékben képes megváltozni, miközben a szemcserészletek elcsúsznak egymáson. SCHMID *et al.* (1977) e mechanizmust a finomszemcsés solnhofeni mészkő deformációs kísérleténél szuperplasztikus kúszásként azonosította, melyet utána többen átvettek. A szemcsehatár környezetében diffúziós anyagáramlás (DMT) játszódik le, ugyanakkor a szemcsék között már nem keletkeznek felnyíló - bezáródó pórusterek.

Az átlagos diffúziós utak rövidebbek, mint a Nabarro-Herring-, vagy a Cobble-kúszás esetén, így elméletileg az alakváltozási sebesség ötször nagyobb. A szuperplasztikus kúszás hatása bármely hőmérsékleten megnöveli az alakváltozási sebességet, így kiterjeszti a DMT folyamatok mezejét a diszlokációs kúszás mezejének irányába (TWISS & MOORS 1993, lásd 7. ábra). A szuperplasztikus kúszás során fémek esetében igen jelentős ($> 10\ 000\ %$) alakváltozás tapasztalható szakadás nélkül 0,5-nél alacsonyabb homológ hőmérséklet esetén. Ugyanakkor ez kőzetek esetében – különösen alacsony homológ hőmérsékleten – nem értelmezhető.

A szemcsehatár csúszás (GBS) folyamán már korlátozottan jelentkeznek a diszlokációk átrendeződésével megvalósuló folyamatok, melyek nagy redukált feszültségnél jellemzőek. Ugyanakkor az átmeneti jelleget mutatja az, hogy a diszlokációs sűrűség eloszlása erősen szór. Ennek jelenléte igazolható a kristályszerkezeti orientáció valamilyen mértékű kialakulásával, illetve a diszlokációs sűrűség nagyobb értékével. SCHMID *et al.* (1977) vizsgálatai szerint a solnhofeni mészkő mesterséges deformációja során mindkét feltétel jelentkezett.

A szuperplasztikus kúszás tulajdonságai finomszemcsés mészkövekben:

- az anyagegyenletben a hatványkitevő 1 és 3 között változik,
- 10 μm alatti szemcseméretű kőzetben játszódik le, a szemcsék a deformáció után is közel izometrikusak maradnak, SPO nem alakul ki még jelentős alakváltozás után sem (SCHMID *et al.* 1977).

A szuperplasztikus rezsimit a hatványtörvény szerinti anyagegyenlet írja le:

$$\dot{\epsilon} = A^x \cdot d^{-b} \sigma^n \exp\left[\frac{-H^x}{RT}\right] \quad (14)$$

ahol solnhofeni mészkőre SCHMID *et al.* (1977) szerint A^x értéke 4,21; $b=2$ illetve $A^x = 4,98$ és $b=3$ (sec, bar, μm mértékegységekkel számolva).

A kísérleti eredmények inkább a $b = 3$ értéket igazolták. 10,5 μm szemcseméret felett ugyanakkor az összefüggés szemcsemérettől függetlenné válik. Ez magyarázható azzal, hogy a nagyobb szemcseméretű kristályhalmaznál a szemcsék belsejében jelentkező diszlokációs kúszás legalább olyan mértékben jelentkezik, mint a szemcsehatárok mentén ható szuperplasztikus kúszás.

A reológiai egyenlet és annak paraméterei alapján a szuperplasztikus kúszás átmeneti jellegű folyamat a diszlokációs kúszás ($n \geq 5$) és a lineáris diffúziós anyagvándorlási folyamatok (DMT)

között a maga 1 és 3 közé eső hatványkitevőjével.

A szemcsehatár csúszással (GBS) kialakult szövetre jellemző, hogy a szemcsealaki anizometria kicsi, a szemcsék lapultsága a teljes alakváltozásnak mindössze harmadát emésztí fel, kismértékű kristályszerkezeti orientáció alakul ki, az egyes szemcsék diszlokációsűrűsége erősen szór. A szemcsehatárok egyenesek, poligonális szerkezet jellemző, a szemcsék hármas illeszkedési pontjaiban az oldalak által bezárt szögek közel egyenlők ($\approx 120^\circ$). A szemcsehatárok elcsúszását meg lehetett figyelni elektronmikroszkóppal. A diffúziós anyagáramlási folyamatok során ezzel szemben az egyetlen kompromisszumos határfelületek dominálnak, a szemcsék alaki anizometriája erőteljesebb.

Fontos megemlíteni, hogy karbonátközetek esetében szuperplasztikus deformációt csak mesterségesen deformált közetekben figyeltek meg, természetben deformált közetekben erre nem találtak egyértelmű példát, kivéve a Glarus-takaró (Svájci Alpok) milonitját. Így kérdéses, hogy a kísérletekben igazolt szuperplasztikus viselkedés egyáltalán interpretálható-e természetes tektonitokra? A valószínűleg használható kritériumok egyrészt a kismértékű alaki anizometria kialakulása, amennyiben a posztkinematikus statikus átkristályosodás kizárható; másrészt a finomszemcsés monomineralikus közetek nagyobb deformálhatósága, mint a durvaszemcsés változatoké.

SCHMID *et al.* (1977) szerint a természetesen deformált közetekben a szuperplasztikus kúszás nagyobb szemcseméretű halmazokban is megjelenhet, feszültségértéktől függően akár 100 μm -es szemcseméretű mészkövekben is, vagy magasabb hőmérsékletnél.

2.2.4. Deformációs mechanizmusok nagy feszültségek mellett: diszlokációs sikkás; diszlokációs kúszás

Míg a kisebb redukált feszültség hatására kialakuló deformációs mechanizmusokra (DMT, szuperplasztikus kúszás) természetben deformálódott közetekben nehéz egyértelmű szöveti bizonyítékokat találni, addig a diszlokációs kúszás hatása egyértelműbben mutatható ki mikroszerkezeti alapon. Ennek oka, hogy a megfelelően nagy redukált feszültség hatására olyan mechanizmusok játszódnak le, melyek a szemcsék teljes térfogatát érintik és kristályszerkezeti átrendeződést okoznak, ami röntgendiffrakciós szövetelemzéssel kimutatható. Ezzel szemben a diffúziós anyagátrendeződés még nem jár együtt kristályszerkezeti átrendeződéssel, az eredeti, izotrópnak tekinthető kristályszerkezeti orientáció érdemében nem változik.

A diszlokációk vándorlása valószínűleg a legfontosabb deformációs mechanizmus a kristályos anyagok képlékeny deformációjánál (TWISS & MOORS 1993). Kellően magas hőmérséklet és redukált feszültség esetén a deformáció a szemcsék teljes tömegében, a vonalszerű diszlokációk menti átrendeződéssel valósul meg. A diszlokációs kúszás reológiai egyenletében az alakváltozási sebesség a redukált feszültség n -edik hatványával arányos (hatványtörvény), ahol n értéke általában 3 és 5 közötti.

A diszlokációs kúszás egyik modellje a Weertman-kúszás, mely szerint a alakváltozási sebesség a diszlokációsűrűségtől (ρ), a Burgers-vektor méretétől (b) és a diszlokáció eltolódási sebességétől (v_c) függ:

$$|\dot{\epsilon}_n| = \beta b \rho v_c \quad (15)$$

A diszlokációsűrűség elméletileg arányos a redukált feszültség négyzetével:

$$\rho \propto \frac{\alpha \sigma^2}{(\mu b)^2} \quad (16)$$

ahol μ a nyírási modulus.

Finomszemű ($d \sim 4 \mu\text{m}$), deformálatlan mészkő szemcséiben $5 \cdot 10^7 \text{ cm}^{-2}$ maximális diszlokációsűrűség alakult ki. Ehhez képest a SCHMID-féle 2. és 3. rezsimben az értékek a mesterséges deformáció után erősen szórtak, a maximális érték $7 \cdot 10^9 \text{ cm}^{-2}$ volt.

A diszlokációk elmozdulási sebessége a redukált feszültségtől és a térfogati öndiffúziótól (D_0) függ:

$$v_c \propto \sigma \cdot D_0 \exp\left[\frac{-H^x}{RT}\right] \quad (17)$$

A diszlokációs kúszás reológiai egyenlete így:

$$\dot{\epsilon}_n = \frac{\beta_0}{kT} \sigma^3 \exp\left[\frac{-H^x}{RT}\right] \quad (18)$$

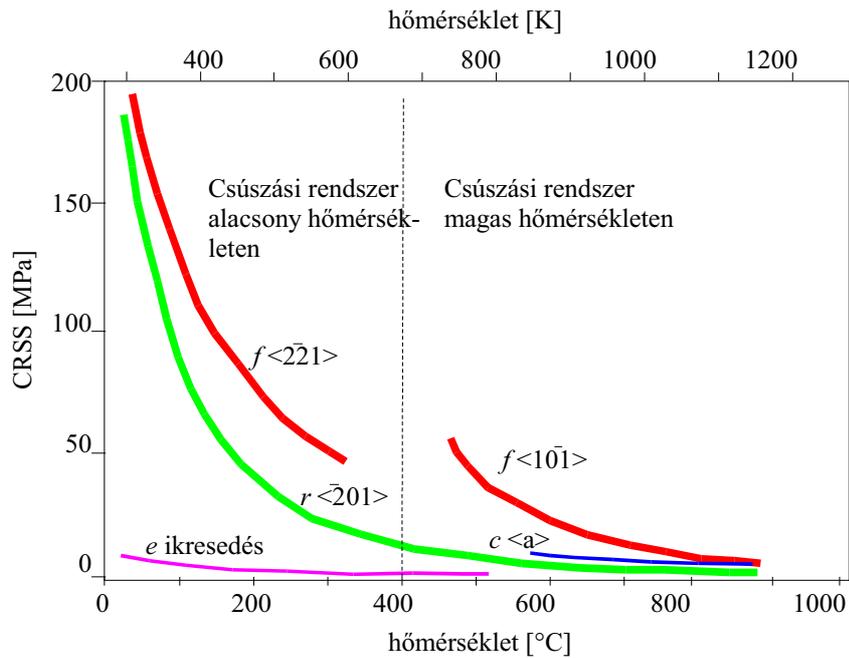
ahol k a Boltzman-állandó, β_0 egy összevont állandó.

Sajnos a diszlokációk vizsgálata igen körülményes, csak hosszasan előkészített ultravékony csiszolatokban transzmissziós elektronmikroszkóppal láthatók. Szerencsés esetben a Burgers-vektor mérete és a mozgás iránya is meghatározható, amiből a diszlokáció típusa (él-, illetve csavardiszlokáció) adható meg.

A legkönnyebben aktiválható csúszási rendszerek a legrövidebb Burgers-vektorok, illetve a leg-sűrűbben sorakozó rácssíkok mentén alakulnak ki. Kalcit esetében alacsony- és magas hőmérsékleten eltérő rendszerek aktiválódnak (PIERRI *et al.* 2001):

- alacsony hőmérsékleten (10^{-5} s^{-1} alakváltozási sebesség mellett 300°C alatt): az $r \{104\}$ törzsromboéder három lapja mentén, az eltolódás irányai $\langle\bar{2}01\rangle^+$; $\langle 20\bar{1}\rangle^-$ összesen három csúszási rendszer, melyhez az $e \{018\}$ $\langle 401\rangle^+$ menti ikresedés is társul;
- magasabb hőmérsékleten (10^{-5} s^{-1} alakváltozási sebesség mellett 600°C felett): az r , valamint az $f \{102\}$ romboéderek mentén, utóbbinál az eltolódás irányai $\langle\bar{2}01\rangle\langle 0\bar{2}\bar{1}\rangle^-$ és $\langle 2\bar{2}1\rangle\langle 021\rangle^+$ összesen kilenc csúszási rendszer;
- még magasabb hőmérsékleten a $c \{001\}$ bázislap menti, $\langle\bar{1}20\rangle$ irányú csúszás, valamint az $f \{102\}$ menti $\langle\bar{1}01\rangle\langle 101\rangle$ irányú csúszás aktivizálódik.

Kalcit egykristályok mesterséges deformációjából származó eredmények (DE BESSER & SPIERS 1997) ezt a sorrendet igazolták. A kísérletek alapján megállapították a kritikus eredő nyírófeszültség értékét $2 \cdot 10^{-4}$ és $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ alakváltozási sebességek mellett (9. ábra). Általánosan jellemző, hogy a kritikus nyírófeszültség értéke a hőmérséklet emelkedésével exponenciálisan csökken. Igen alacsony hőmérsékletű ($<200^\circ\text{C}$) deformációnál a legkönnyebben ($<10 \text{ MPa}$) a nyomási ikresedés alakul ki, míg az $r\langle\bar{2}01\rangle$ és $f\langle 2\bar{2}1\rangle$ csúszásokhoz nagy feszültségre ($>70 \text{ MPa}$) van szükség. Utóbbi lapok menti csúszáshoz magasabb ($>400^\circ\text{C}$) hőmérsékleten 50 MPa alatti feszültség szükséges. Az $f\langle 10\bar{1}\rangle$ csúszáshoz már 500°C feletti hőmérséklet és aránylag nagy feszültség, míg a c bázislap menti csúszáshoz legalább 600°C szükséges.



9. ábra. Diszlokációs csúszási rendszerek kialakulásának feltételei a kritikus eredő nyírófeszültség (CRSS) és a hőmérséklet függvényében DE BESSER & SPIERS (1997) után.

Kérdéses, hogy ezek az értékes adatok hogyan terjeszthetők ki földtanilag reális alakváltozási sebességek mellett megvalósuló alakváltozásra, polikristályos aggregátumok esetére. Az 5-8 nagyságrenddel kisebb alakváltozási sebesség miatt kisebb feszültség is elegendő, viszont figyelembe kell venni a polikristályos halmaz nagyobb ellenállóképességét. Mindezzel együtt anchi-, epimetamorf körülmények között az ikresedés mellett a kristályszerkezeti irányítottság (LPO) kialakulásában az $r\langle 201 \rangle$ menti siklásnak lehet meghatározó szerepe.

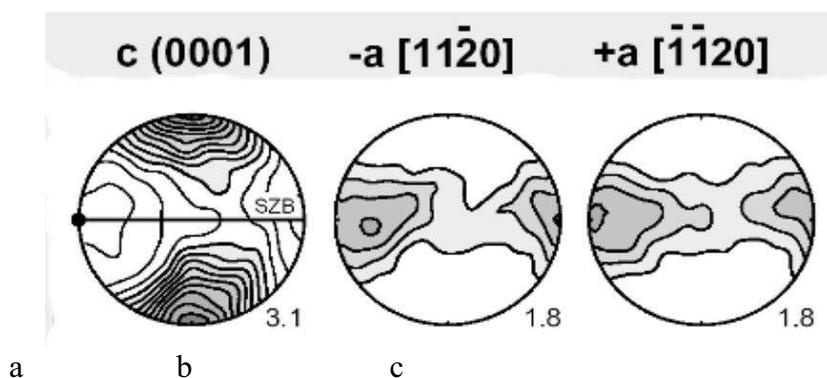
A diszlokációs kúszás több mechanizmussal képes realizálódni, melyek feszültség - hőmérséklet viszonyokban egymástól eltérőek. Alacsony hőmérsékleten és / vagy nagy feszültség mellett a hidegalakításkor megfigyelhető *felkeményedés* alakul ki polikristályos aggregátumok (pl. fémek) esetében. Ekkor a különböző rácssíkok mentén egyszerre megjelenő, egymást metsző diszlokációk gátolják egymást a mozgásban; minél nagyobb a diszlokációsűrűség, annál nehezebben képesek a diszlokációk mozogni. Az anyagban a diszlokációk végül olyan sűrűn helyezkedhetnek el, hogy Griffith-repedések alakulhatnak ki, az anyag rideg törése valósulhat meg még az állandósult alakváltozás elérése előtt. A felkeményedésre jellemző szöveti paraméter az unduláló kioltás, mely kellően magas hőmérséklet esetén szubszemcse-képződésbe mehet át.

Másik fontos mechanizmus a dinamikus átkristályosodás. Dinamikus, illetve szintektonikus átkristályosodáson olyan folyamatot értünk, mely során a régi szemcsék helyett *szemcsehatár vándorlással* (*grain boundary migration – GBM*), illetve *szubszemcse-képződéssel* újak képződnek (TWISS & MOORS 1993). A szemcsehatár-migrációs átkristályosodás során a vándorló szemcsehatár a feszültséggel telített kristály és a feszültség-mentes kristályrészlet között húzódik. A határ a feszültséggel telített rész felé tolódik, átalakítva e kristályt, hozzáadva a feszültség-mentes kristályhoz. Az átkristályosodás így a deformált szemcsék helyett feszültség-mentes kristályhalmazt eredményez. A kialakult szövetszerkezet jellemzője a varratos, kompromisszumos szemcsehatár, mely azt jelzi, hogy nagy mobilitás mellett apró térfogatrészek "cserélnek gazdát" az egyes szemcsék között. A folyamat eredményeként csökken a diszlokációsűrűség és a szemcsehatár vándorlás jelentősen hozzájárulhat az állandósult alakváltozás létrejöttéhez a deformáció során. Az összefogozott határfelület ugyanakkor előrevetíti az újabb feszültséggel telítődés lehetőségét, melyből újabb átkristályosodott szemcse képződhet. Ezáltal a szemcsehatár vándorlás okozhat szemcsedurvulást is.

Szubszemcse-képződés esetén a kristály erősen deformált régiói (szubszemcsék) jelentős mennyiségű diszlokációt akumulálnak, majd a szubszemcse anyaga a környező kristályok rácsához igazodva átrendeződik. Ezáltal nagy szögű hármasszerű illeszkedési pontok alakulnak ki. A folyamat eredményeként jelentős szemcseméret-csökkenés valósul meg, ami a dinamikus átkristályosodás legjobban felismerhető szöveti jellemzője (TWISS & MOORS 1993).

A földtanilag folyamatok során lejátszódó deformáció esetén a karbonátközetekben a diszlokációs kúszás erősen deformált zónákban alakul ki, az irányított kristályszerkezet (LPO) ezen közetek esetében a dinamikus átkristályosodás megjelenésére utal (TWISS & MOORS 1993). A diszlokációs kúszás kialakulását szövetileg a jellemző mikroszerkezetek megjelenésével, a szemcsemorfológiával, illetve az irányított kristályszerkezet megjelenésével lehet igazolni.

A dinamikus átkristályosodás természetesen deformált durvaszemcsés mészkövekben 250 °C-nál kezdődik (Weber *et al.* 2001). A teljesértékű dinamikus átkristályosodás Evans & Dunne (1991) szerint 300 °C-nál magasabb hőmérsékleten valósul meg. A dinamikus átkristályosodás egyik fontos ismérve, hogy az átkristályosodott szemcsehalmaz kitüntetett kristálytani orientációval (LPO) rendelkezik: a szemcsék többségében a kristálytani tengelyek azonos irányba rendeződnek. A karbonátközetek LPO-ja két elvi szövettípus közötti folytonos átmenetet mutató sorba sorolható be (LEISS & ULLEMEYER 1999). Az egyik szélső tag az ún. "c-tengely szerint rendezett" (c-axis fibre type) szövet, melyben a kristálytani c-tengelyek a normál pólusábrán egy maximumot mutatnak, az a-tengelyek az erre merőleges nagykörön, a többi kristálysík normálisa egy-egy kiskörön ad maximumot (lásd 10. ábra). A másik szélső tag, az a-tengely szerint rendezett (a-axis fibre type) esetében az egyik a-tengely ad maximumot, a c-tengelyek a nagykörön, más síkok vetületei egy-egy kiskörön dúsulnak. Természetes úton deformálódott mészkövek esetében leggyakrabban a c-tengely szerint rendezetthez közeli LPO alakul ki. Tiszta alakváltozás dominanciája esetén a c-tengelyek maximuma a foliáció síkjára merőleges, az egyszerű nyírás szerepének növekedtével a maximum ettől akár 30°-kal is elfordulhat (LEISS & ULLEMEYER 1999).



10. ábra c-tengely szerint rendezett LPO normál pólusábrája a c-tengely, valamint az a-tengelyek eloszlásáról BESTMAN *et al.* (2000) után.

Deformációs kísérletek eredményei alapján a dinamikus átkristályosodás csak megfelelően nagymértékű alakváltozás után valósul meg. Erre vonatkozó kísérleteket csak az 1990-es évektől sikerült elvégezni, amikor a korábbi egytengelyű nyomóvizsgálatok, illetve kis nyírású alakváltozást ($\gamma < 3$) produkáló berendezés helyett már torziós deformáló berendezést (Paterson apparatus) tudtak alkalmazni. E berendezéssel igen nagymértékű alakváltozást is elérhetővé lehetett tenni (akár $\gamma > 20$). E vizsgálatokat a korábban is alkalmazott két standard közetre: a carrarai márványra és a solnhofeni mészkőre egyaránt elvégezték (PIERRI *et al.* 2001; CASEY *et al.* 1998). Mindkét tanulmány kiemeli, hogy a dinamikus átkristályosodás hatására kialakult LPO nagymértékű nyírású alakváltozásokkor jelentkezik. A folyamat szubmikroszkópi szinten a nyomási ikresedéssel és szemcsén belüli (intrakristallin) átrendeződéssel az *r*, *f*, *a* kristálysíkok mentén valósul meg.

A carrarai márvány torziós deformációs vizsgálatából ($T=730^{\circ}\text{C}$; nyírású alakváltozási sebesség

$= 3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) a következők szűrhetők le (PIERRI *et al.* 2001). Fontos megjegyezni, hogy a vizsgált felület a nyírási irány és a nyírási felület normálisa által meghatározott sík ($S_b L_{||}$).

- Kismértékű nyírási alakváltozásnál ($0 < \gamma < 2$) dinamikus átkristályosodás nem indul meg, ugyanakkor a szemcsék egyre anizotrikusabbá válnak. A szemcsealaki irányítottság tengelye (az S foliáció síkja) a nyírási iránnyal mintegy 30° -ot zár be. A deformációs mechanizmusok közül a nyomási ikresedés és diszlokációs kúszás dominál, a szemcsehatár migráció és a szubszemcse forgás nem jelentős. A szemcsehatárok enyhén egyenetlenek, mondhatni "csipkések". Az átlagos szemcseméret enyhény csökken ($150 \mu\text{m}$ -ről $100\text{-}80 \mu\text{m}$ -re). Az LPO gyenge, a *c*-tengelyek átlaga nagy szöget zár be a nyírási iránnyal (L) és az S foliációs síkkal egyaránt.
- Nagyobb mértékű nyírási alakváltozás ($2 < \gamma < 5$) hatására az előbbi helyzet annyiban változik, hogy a szemcsék megnyúltsága igen erőteljes lesz (1 : 8-10) a szemcsehatárok mentén gyöngysor-szerűen megjelennek igen apró átkristályosodott szemcsék (ún. mag-köpeny szerkezet). A foliáció síkja közelít a nyírási síkhoz, a *c*-tengelyek átlagos iránya közelít a nyírási síkra merőleges irányhoz. A szemcsehatárok a vékonycsiszolatban erősen csipkézettnek látszanak.
- Nagymértékű nyírási alakváltozásnál ($\gamma > 5$) a szemcseméret jelentősen csökkent ($d \sim 10\text{-}20 \mu\text{m}$), a megnyúlt szemcséket izometrikus apró kristályok váltották fel, melyek között porfiroblasztként maradtak meg kalcitkristály reliktumok. Ez utóbbiak szegélye erősen csipkézett, hossz tengelyük igen kis szöget ($10\text{-}15^\circ$) zár be a nyírási iránnyal. A reliktumok és az új szemcsék nem tartalmaztak ikreket. Az LPO határozott, az újrakristályosodott szemcsék *c*-tengelye a nyírási síkra merőleges (*c*-tengely szerinti rendezettség).

Az állandósult alakváltozás $\gamma > 5$ -nél alakult ki, a kristályszerkezeti orientáció rombos szimmetriát mutatott és dominánsan az $r \{104\}\langle\bar{2}01\rangle$ és $c\langle a \rangle$ csúszási rendszerek mentén fejlődött ki. A fő csúszási sík párhuzamos volt a makroszkóposan jelentkező nyírási síkkal, illetve a fő csúszási irány párhuzamos a makroszkóposan jelentkező nyírási iránnyal (PIERRI *et al.* 2001).

Hasonlóan fontos eredmények születtek a solnhofeni mészkő torziós deformációs kísérleteiből ($T=750^\circ\text{C}$; $\sigma_D=300 \text{ MPa}$; alakváltozási sebesség 10^{-3} s^{-1}) (CASEY *et al.* 1998). Az interpretáció során nemcsak normál pólusábrákat készítettek a *c*- és *a*-tengelyek eloszlásáról, hanem a foliáció síkjával párhuzamos és a lineációra merőleges síkról vett inverz pólusábrákat[□] is. Ezek arra utalnak, hogy egyes kristálytani síkok mutatnak-e a mintában meghatározott síkokkal párhuzamosságot. Így közvetve ezek az ábrák felhasználhatók az LPO kialakulásának ellenőrzésére.

A normál pólusábrák szerint a deformálatlan solnhofeni mészkő enyhe *a*-tengely szerint rendezett LPO-val rendelkezett. Számottevő váltás csak jelentősebb mértékű alakváltozás hatására ($\gamma > 3,5$) jött létre, a *c*-tengelyek ekkor már zömmel a nyírási felületre (foliáció) merőleges iránnyal rendelkeztek, az *a*-tengelyek pedig a foliációval kis szöget bezáró síkban koncentráálódtak. Így fokozatosan egy *c*-tengely szerint rendezett szövet fejlődött ki. Érdemes megemlíteni, hogy a durvakristályos carrarai márvány hasonló jelleget mutatott, a kristályszerkezeti irányítottság ott is csak $\gamma > 5$ nyírási alakváltozás felett alakult ki.

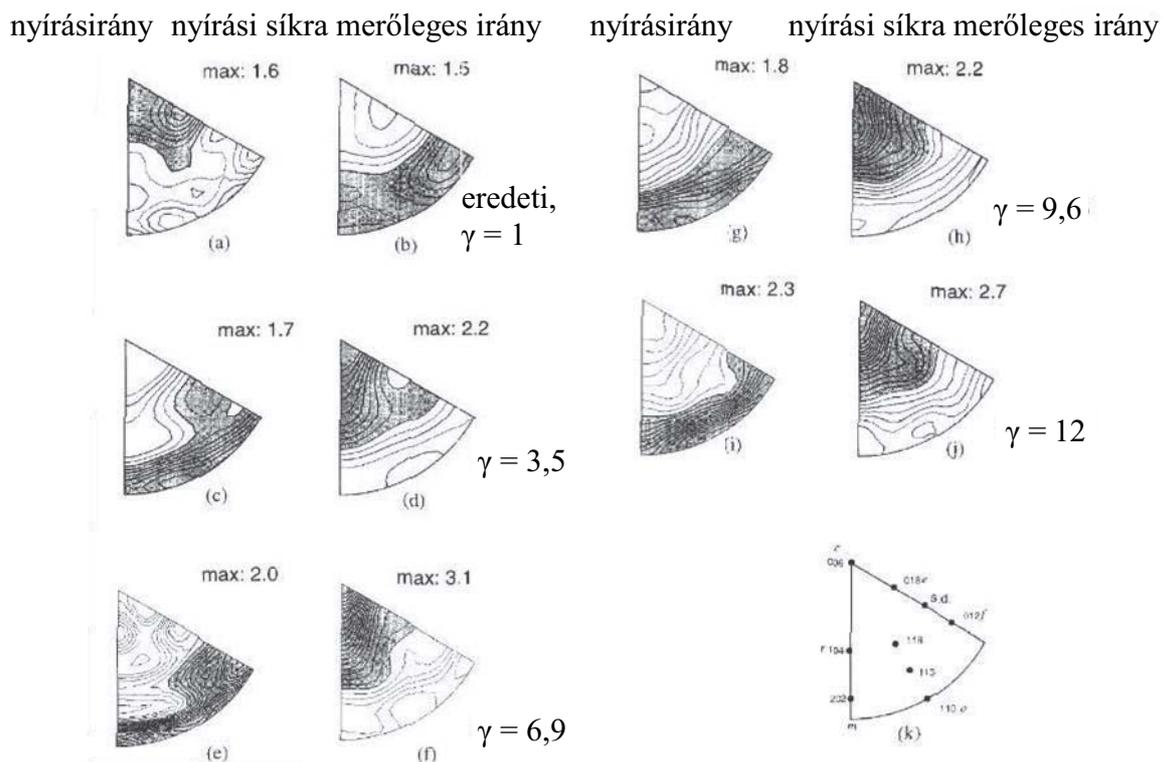
A CASEY *et al.* (1998) által közölt inverz pólusábrák jól mutatják az LPO változását a deformáció során (11. ábra). Az eredeti, *a*-tengely szerint rendezett LPO (a, és b pólusábrák) az inverz pólusábrán úgy jelentkezik, hogy a nyírási irányra merőleges metszeten ($S_b L_b$) a *c* {006} bázislapok és az *e* romboéderek lapjai jeleznek megemelkedett intenzitást. A nyírással párhuzamos metszeten (b) ellenben a metszetre közel merőleges, azzal nagy szöget bezáró lapok (*f* {012}; *a* {110}; {202}) relatív intenzitása nagyobb 1-nél. Ilyen inverz pólusábrák jellemzik a kismértékű alakváltozást ($\gamma = 1$) is. $\gamma = 3,5$ nyírási alakváltozástól folyamatosan *c*-tengely szerint rendezett LPO alakul ki, a *c*-tengelyek többsége a nyírási síkra merőlegesen áll: a nyírási irányra merőleges metszeten a metszettel nagy szöget bezáró lapok intenzitása emelkedett 1 fölé, a nyírási síkkal párhuzamos metszeten pedig

a

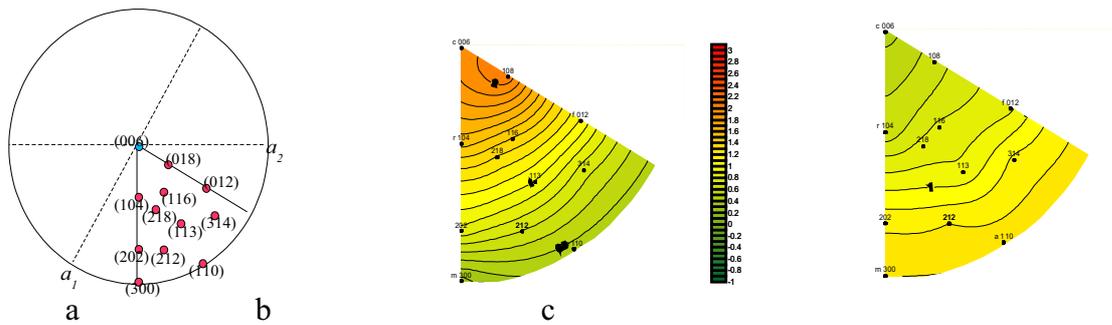
metszettel kis szöget bezáró, vagy párhuzamos lapoké (c {006} bázislap, r {104}; e {018} romboéderek). Ez a trend a nagymértékű alakváltozás ($\gamma > 9$) esetén tisztán jelentkeznek, az átmeneti értékeknél ($\gamma = 3-7$) az f ; illetve r csúszási rendszerekben jelentkeznek kiegészítő maximum.

E deformációs kísérletek olyan körülmények között folytak, melyekre a hatványtörvény jellemző (SCHMID-féle 2. rezsím) $n=4,7$ kitevővel. E feltételek között az alakváltozás főleg diszlokációs kúszással realizálódik, a LPO erőteljes. Ennél kisebb feszültségek esetén, ahol az anyagegyenlet hatványkitevője 1,7-re módosul (SCHMID-féle 3. "szuperplasztikus" rezsím) az LPO csak lassan alakul ki. Ez arra utal, hogy itt a diszlokációs kúszás és a szemcsehatár csúszás együttesen jelentkeznek. Figyelembe kell ugyanakkor venni azt is, hogy a solnhofeni mészkő már eleve rendelkezik a rétegzési / palássági síkra nézve a -tengely szerint rendezett LPO-val. Nem kizárható, hogy ez az LPO legalább is részben a feszültség alatt létrejövő irányított szemcsenövekedés hatására alakult ki (SCHMID *et al.* 1977).

Metamorf karbonátközetek vizsgálatából megállapítható, hogy természetben általában a c -tengely szerint rendezett szövetek alakulnak ki (KHAZANEHDARI *et al.* 1998; LEISS & ULLEMEYER 1999). Ugyanakkor a pólusábrák feltételezhetően polifázisos deformáció eredményét tükrözik. Az Ivrea-Verbano-zónából (Alpok) származó milonitos mészkő minták inverz pólusábrái első közelítésben megegyeznek a nagymértékű alakváltozást szenvedett solnhofeni mészkőmintákkal, viszont e metamorfita a lineációra merőleges metszeten az r felé kitáguló, c bázislapú maximum helyett a maximális értéket az e síkok metén mutatja (12. ábra).



11. ábra. A solnhofeni mészkő torziós deformációs kísérlete során kapott inverz pólusábrák CASEY *et al.* 1998. szerint. A pólusábrákon az 1-nél nagyobb relatív intenzitások sötét árnyalatúak, a jobb felső sarok értékei a maximális relatív intenzitást jelzik egy ábrán belül.



12. ábra a: az inverz pólusábra elkészítéséhez felhasznált rácssíkok és a kristálytani tengelyek helye a sztereografikus projekcióban; b és c: inverz pólusábra az Ivrea-Verbano-zónából (Alpok) származó milonit foliációval párhuzamos (b) és lineációval párhuzamos (c) metszetéről.

2.3. A mészkő deformációs mechanizmusok párhuzamba állítása a metamorfózist jelző paraméterekkel

A szövetfejlődés vizsgálatához fontos annak tisztázása, hogy a előbbieken ismertetett deformációs mechanizmusok és az ezek hatására kialakult mészkő szövetelemek, szöveti paraméterek hogyan állíthatók párhuzamba a befoglaló, kísérő kőzetekben meghatározható metamorfózist jelző paraméterekkel. Általánosan elfogadott és megfigyelhető, hogy a kezdeti (igen kismértékű, kismértékű) metamorfózis során – különösen a könnyen deformálódó ásványokban gazdag kőzetekben – általában deformált, irányított szövet fejlődik ki. Kérdéses viszont, hogy a deformáltság mértéke, stílusa alapján lehet-e a metamorf fokra következtetni, mivel a metamorfózis fokát az átalakulás során fellépett hőmérséklet határozza meg (ÁRKAI *et al.* 2002), azonban a deformált szerkezet kialakulásában legalább ennyire meghatározók a feszültségviszonyok. Ugyanakkor erősen tektonizált környezetben is ismertek olyan nyomási árnyékban lévő részek, ahol a mészkő nem, vagy csak kismértékben deformálódott, az eredeti szövetelemek többé-kevésbé felismerhetők.

Az IUGS Metamorf Kőzetek Rendszertani Albizottsága (SCMR) Igen Kismértékű, Kismértékű Metamorfózis Munkacsoportjának ajánlásában (ÁRKAI *et al.* 2002) ezt az igen nehéz kérdést a következőképp fogalmazták meg:

“Extrapolálható-e a metamorf név/fok az át nem alakult kőzetekre, vagy ezekre a megadható legpontosabb nem metamorf nevet kell alkalmazni, tekintet nélkül arra, hogy a kőzet milyen környezetben található?”

A kérdést tovább bonyolítja, hogy az igen alacsony fokú metamorfózis esetében a nem karbonátkőzeteken alkalmazható módszerek párhuzamba állítása is sok bizonytalansággal terhelt. Mivel jellemző ásványegyüttesek itt csak megfelelő protolitú – általában bazikus magmatitnak megfelelő kemizmusú – kőzetekben alakulnak ki, ezért kiegészítő, helyettesítő módszerek fejlődtek ki, melyek a lemezsilikátok (illit, klorit) rendezettségének (“kristályosságának”), vagy a szerves anyag érettségének meghatározására (vitritreflexió, szénülési fok, szénhidrogén érettség) alapulnak. Az igen kismértékű, kismértékű metamorfózis során a mészkövek karbonátanyagában nem játszódik le olyan ásványreakció, melyhez a metamorfózis fokát pontosan rögzíteni lehetne, az egyetlen elfogadott módszer a conodonta színváltozási index[□] (CAI) meghatározása. A mérhető, illetve megállapítható átalakulási folyamatok egymástól nagyon eltérőek, az átalakulás gyakran nem zárt rendszerben történik és jelentős eltéréseket okoz a fluidum mennyiségének és összetételének változatossága is. Ezért a metamorfózis kezdetének hőmérséklete is közzétípustól függően jelentősen eltérő lehet (ÁRKAI *et al.*, 2002).

A különböző módszerekre alapuló beosztás összefoglaló táblázatát a 2. melléklet mutatja. Mivel a regionális metamorfózis foka elsődlegesen az átalakulás hőmérséklete alapján adható meg, az

egyed beosztások párhuzamba állítása a hőmérsékleti skálához rendelve történt. A nyomás szerinti differenciálást – ahol szükséges – egy-egy oszlopon belül ábrázoltam. A táblázatban az egyes kategóriák határait a véletlenszerűen mért vitrinitreflexió ($Ro\%$) skálájához igazítottam, mivel az egyes beosztások (oszlopok) közötti átjárhatóságot MERRIMAN & KEMP (1997), ÁRKAI *et al.* (2002), EVANS & DUNNE (1991), GROSHONG *et al.* (1984) tanulmányai alapján ez a paraméter biztosította.

Bázikus kemizmusú szilikátos kőzetekben az ásványegyüttesek alapján metamorf fáciesek elkülönítésére van lehetőség. A zeolit fácies minden olyan ásványegyüttest magába foglal, amelyben zeolit és kvarc fejlődik ki, tekintet nélkül azok eredetére (metamorf, hidrotermális, vagy diagenetikus). Szilikátos kőzetekben a metamorfózis kezdetének (igen kisfokú metamorfózis alsó határa) a Mg-Fe karfolit, glaukofán, lawsonit, laumontit, prehnit, pumpellyit, paragonit, vagy sztilpnomelán egyikének, vagy néhányának megjelenése tekinthető (ÁRKAI *et al.* 2002). A laumontit már akár 50 °C-nál megjelenhet, így ennek figyelembe vétele kérdéses. Az igen kisfokú metamorfózis felső hőmérsékleti határának a zöldpala fácies ásványegyüttesének alsó határa tekinthető. Az igen kisfokú metamorfózis fácieseit – a nagynyomású, kékpala fácies kivételével – összefoglalóan “zöldpala alatti fáciesnek” (subgrainschist facies) nevezik, mely nyomás-hőmérséklet szerint három fáciesre osztható:

- Prehnit-pumpellyit fácies: prehnit és/vagy pumpellyit megjelenése, ellenben a zeolitoik, laumontit eltűnése. Az ásványegyüttest kvarc, albit, klorit, prehnit és/vagy pumpellyit alkotja.
- Prehnit-aktinolit fácies: pumpellyit hiánya, az ásványegyüttest prehnit, aktinolit, epidot, kísézőként klorit, albit, kvarc, titanit alkotja.
- Pumpellyit-aktinolit fácies: prehnit hiánya, az ásványegyüttest pumpellyit, aktinolit, kvarc, kísézőként klorit, albit, epidot alkotja.

A zöldpala fácies alsó határa bázikus-neutrális protolítú szilikátos kőzetekben az aktinolit, epidot, klorit, kvarc, albit ásványegyüttes megjelenéséhez és a prehnit és/vagy pumpellyit eltűnéséhez köthető. Metapelitekben ezt a határt a kloritoid megjelenése jelzi.

Az igen kisfokú metamorfózis során jellemző ásványegyüttesekkel nem rendelkező kőzetekben a legáltalánosabban elfogadott módszer az illit “kristályossági” fok[□] (Kübler-index - KI), melyet agyagásványokban gazdag kőzetek 2 µm-nél kisebb frakciójából lehet meghatározni. Az átalakulás előrehaladátával az illit rácsszerkezete egyre rendezettebbé válik, a (001) ráctávolság egyre csökken, így a hozzá tartozó röntgendiffrakciós csúcs egyre hegyesebb, a KI értéke egyre kisebb. A Kübler-index értékei alapján jelezhető ki az anchizóna (KI=0,42°-0,25°) és az epizóna (KI<0,25°) határai. Az anchizóna alsó határa megfelel az $Ro=2,0\%$ vitrinitreflexió értéknek, mely a szárazgáz képződés, illetve a szemiantracit szénülési fok kezdetének is tekinthető (MERRIMAN & KEMP 1997). Az anchi- és epizóna közötti határt az $Ro=4,0\%$ érték is jelzi (MERRIMAN & KEMP 1997), ahol a metaantracit-grafit szénülési fok kezdődik, bár mások szerint ez a határ $Ro=4-5\%$ közé tehető (ÁRKAI *et al.* 2002).

A muszkovit b0 rácsparaméter az anchizónában és az epizónában a metamorfózis nyomásviszonyaira utal, 9,00 alatti érték kisnyomású, 9,00 és 9,04 közötti érték közepes nyomású, 9,04 feletti érték nagynyomású metamorfózist jelent.

Karbonátkőzetek esetében elfogadott kiegészítő módszer a conodonta színváltozási index (CAI) meghatározása. Igen kismértékű átalakulásnál, 100-120 °C alatt a CAI index 3-nál alacsonyabb, az anchizónát 4-nél nagyobb, az epizónát 5,5-nél nagyobb CAI index jelzi. Az epizónában a conodonták már deformáltak és átkristályosodottak (KOVÁCS 1986).

Néhány tanulmány tett kísérletet arra, hogy a mészkővekben kialakult alakváltozás mértékét és jellegét párhuzamba állítsa az azonos zónában található nem-karbonátos kőzeteken meghatározott metamorfózis fokával (GROSHONG *et al.* 1984; EVANS & DUNNE, 1991; BURKHARD, 1993; WEBER *et al.* 2001). Ehhez fontos meghatározni, hogy a vizsgált mészkő alakváltozását milyen deformációs

mechanizmusok hozták létre és ezek milyen mértékben jelentkeztek. Az eddigi elméleti összefoglalóból látszik, hogy a mészkövek deformációja szemcsék közötti (interkristallin) és szemcséken belüli (intrakristallin) mechanizmusokkal mehet végbe, illetve külön mechanizmusként kell kezelni a nyomási ikresedést. Mivel a interkristallin átrendeződés térfogatvesztéssel is jár, ami ikresedés, illetve intrakristallin átrendeződés esetén nem áll fenn, ezért a véges alakváltozás mértékét célszerű százalékban kifejezett rövidüléssel megadni.

Interkristallin átrendeződés (nyomási oldódás) esetében az alakváltozás a sztilolitok amplitudójából és gyakoriságából becsülhető. Ikresedésnél az ikertagok vastagságából, pozíciójából számítható (ún. "strain gauge technique" GROSHONG *et al.* 1972, lásd 10. melléklet). Az intrakristallin átrendeződést a következő szöveti paraméterek jelzik: LPO megjelenése, erőteljes ikresedés, az ikresedett szemcsék unduláló kioltása, az ikrek utólagos gyűrődése, dinamikus átkristályosodással képződött szemcsék megjelenése és részaránya. Utóbbiakat az ún. "mag és burok" szerkezetek, szubszemcse-képződés, szemcsehatár vándorlással kialakult egyenetlen szemcsehatárok mutatják (Evans & Dunne, 1991). Ezek megjelenéséből becsülhető az alakváltozás mértéke, melyhez a mesterséges defomációs során képződött szövetek tanulmányozása nyújt segítséget.

Mivel ezek az intrakristallin szöveti jellemzők és az ikresedés a durvaszemcsés mészkövekben jelentkeznek, így a metamorf fokkal való párhuzamosításhoz durvaszemcsés mészkövek, szemcsealmazok alkalmazhatók. Éppen ez, valamint az a tény, hogy e mészkövek természetben deformálódtak, képes feloldani azt az ellentmondást, hogy a metamorf fokot az átalakulás során fellépett hőmérséklet határozza meg, viszont a mészkövek deformációjánál a feszültségviszonyok legalább ennyire meghatározóak. Ha a vizsgált minták nem elszigetelt nyírési zónákból származnak, akkor a földtani folyamatoknál tipikus alakváltozási sebesség ($10^{-12} - 10^{-15} \text{ s}^{-1}$) jogosan feltételezhető (WEBER *et al.* 2001). A deformációs kísérletek alapján adott szemcseméret esetén a interkristallin és intrakristallin mechanizmusok határa jelentősen függ a hőmérséklettől és az alakváltozási sebességtől (lásd 13.; 14. egyenletek, és 7. ábra), így egyik, vagy másik mechanizmus dominanciája egy mészkőben kellő óvatossággal (szemcseméret, szövet figyelembe vételével) a deformáció hőmérsékletére utalhat.

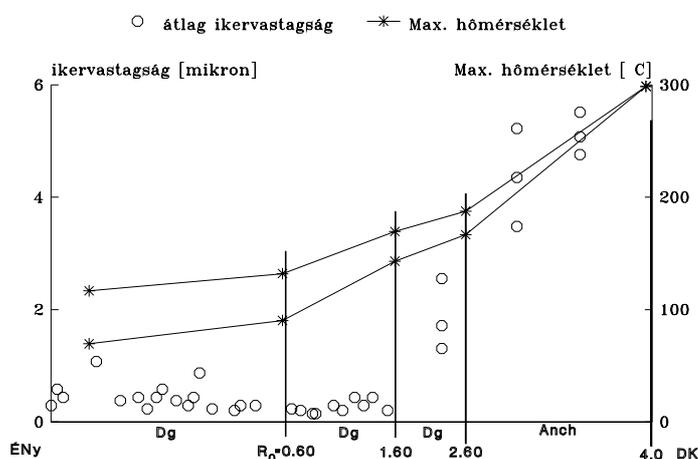
Az egyes mechanizmusokra vonatkozó alakváltozás részrebotását (strain partitioning), a domináns deformációs mechanizmusokat a 2. melléklet jobboldali oszlopai mutatják a Helvét-takaró (Svájci-Alpok, GROSHONG *et al.* 1984), a North Mountain-takaró (Középső-Appalache, EVANS & DUNNE 1991) és a Northern Range (Trinidad, WEBER *et al.* 2001) mészkövein végzett vizsgálatok alapján. A kezdeti szakaszban a interkristallin alakváltozás (nyomási oldódás) domináns, melyet ikresedés kísérhet. Mintegy 250 °C felett, az anchizóna magasabb hőmérsékletű részére jellemzők már az intrakristallin átrendeződéssel járó defomációs mechanizmusok, melyek szerepe az epizónában uralkodóvá válik. Mivel a nyomási ikresedés és a szemcsén belüli átrendeződés már nem jár térfogatvesztéssel, itt a rövidülés már a nyírési alakváltozás értékével is megadható. Az anchizóna magasabb hőmérsékletű részén ez $\gamma \sim 1,5$ körüli, az epizónában $\gamma \sim 2$ -nél is nagyobb lehet.

Másik párhuzamosítási lehetőséget az ikertagok vastagsága ad (BURKHARD 1993). Több, késői-diagenetikus, anchimetamorf átalakulást átélt régió karbonátközetekben sikerült megfigyelni, hogy az ikertagok vastagsága összefügg a maximális paleohőmérséklettel. Az ikertagok vastagsága a vizsgált területeken bizonyos hőmérséklet felett (200-300 °C) erősen megnő. Ezt a jelenséget vizsgálták az ÉK-DNy-i csapásirányú Északi Szubalpi-övben (Kelet-Franciaország) (FERRILL 1991), ahol az ÉNy-i helyzetű diagenetikus zónákban "vékony" (1-2 μm), míg a tőlük DK-re lévő anchimetamorf zónában "vastag" (4-6 μm) ikreket figyeltek meg. A váltás az $Ro=1,6-2,6\%$ vitrinitreflexió értékeknél következik be (150-190 °C) (13. ábra).

Hasonló eredményre jutottak Nyugat-Svájcban, a Helvét-övben (GROSHONG *et al.* 1984), ahol a Helvét-öv frontzónájában (Felső-Glarus-takaró északi vége) az ikerlemezek vékonyak és egyenesek, a középső részén (Alsó-Glarus-takaró) vastagabbak, a belső részében pedig (Infrahelvét-i-zóna) vastagok

és gyakran hajlítottak. A belső rész átalakultságára $Ro > 3,5\%$ jellemző, a középső-, és frontzónára $Ro < 3,5\%$. Ez az érték GROSHONG *et al.* (1984) szerint ebben a régióban 270 °C-nak felel meg.

Egy másik vizsgálat szerint az Elő-Alpokban (Svájc) MOSAR (1989) szerint a diagenetikusán átalakult mészkövek vékony ikreket tartalmaztak, a maximálisan anchizónás átalakulást szenvedett mészkövek pedig vastag ikreket. A váltás más módszerek eredményei alapján 170-190 °C (TEICHMÜLLER 1987), illetve 200 °C-ra (BURKHARD 1989) becsülhető.



13. ábra. Ikertagok átlagos vastagságának változása és annak összefüggése az $Ro\%$ vitrinitreflexió értékekkel az Északi Szubalpi-öv szelvényében FERRILL (1991) után - Dg=diagenetikus zónák, Anch=anchimetamorff zóna.

Egy paleozóos régióban, a Középső-Appalache-hegységben, a North Mountain takarózónájának (Blue Ridge) középső zónájában vastag ikreket figyeltek meg (EVANS & DUNNE 1991). Erre a zónára az átalakulás maximális hőmérsékletét 250-350 °C-ra becsülték. Ezzel szemben a takaró előretolt helyzetű tagjának mészköveiben GROSHONG (1975, 1981) vékony ikreket figyelt meg, mely kőzetek maximális átalakulási hőmérsékletét 170-190 °C-ra becsülte.

3. A mészkövek oldódását meghatározó környezeti paraméterek, különös tekintettel a kőzetszövet-elemekre

A mészkövek kőzetszöveti jellemzői és a kőzet oldékonysága közötti összefüggés vizsgálata aránylag régre nyúlik vissza. A karsztfejlődést befolyásoló tényezőket sorra vevő összefoglaló munkájában JAKUCS (1971) is említi a kérdést egy rövid fejezet erejéig. Ebben hivatkozik GERSTENHAUER & PFEIFFER (1966) munkájára, akik 46 különféle mészkő szöveti jellemzőit és a híg sósavas étetés után kialakult oldódási felület egyenetlenségét elemezték. Az eredmények rendkívül összetett képet mutattak, JAKUCS szerint csak "a statisztikus összevetésből felismerhető hozzávetőleges tendenciáig juthatunk el." Azt már ezekkel a vizsgálatokkal is ki lehetett mutatni, hogy az oldódás összefügg a fajlagos felülettel. JAKUCS fogalmazásában "a különböző nagyságú támadási kőzetszövetekkel," mivel a tömött mikrites mészkő oldódása számottevően gyengébbnek bizonyult a durvaszemcsés kristályos mészkőnél. JAKUCS ezt a törési felületek különböző érdekességével indokolta, mely egy törésfelület mentén különböző e két szövet típusnál, ami a későbbiekben még tovább fokozódik, ha az "oldódási gödrök és dombok" tovább növelik a fajlagos felületet. Tézisszerűen JAKUCS a mészkőszövet és az oldódás kapcsolatát úgy fogalmazza meg, hogy

“Két egyenlő mennyiségű magnéziumkarbonátot tartalmazó mészkő közül – ha egyéb zavaró tényezők nem érvényesítik hatásukat – feltétlenül annak lesz tekintélyesebb dinamikájú karsztkorróziója, amelyiknek a kristályosodottsági foka nagyobb mérvű.”

E munkájában JAKUCS kihangsúlyozta, hogy az oldódás sok variációs tényező eredőjeként áll elő, melynek a szövetszerkezet csak egyike.

A közetszöveti tulajdonságok egy másik részének, ami a tagoltsági felületek megjelenésével (repedések, törések) függ össze, JAKUCS lényegesen nagyobb jelentőséget tulajdonított. Kiemelte, hogy a különböző földtani korú mészkövek tömöritsége a korrallal együtt növekszik, viszont a korrallal együtt a litoklázisok száma is statisztikusan egyre nagyobb. Hivatkozva CAYEAUX (1935) vizsgálataira úgy vélte, hogy negyedidőszaknál idősebb mészkövek közül a mezozoos mészkövek a legpermeábilisabbak, mivel a nyitott litoklázisok száma e kőzetekben a legnagyobb, az idősebb kőzetek repedéshálózata ugyan sűrűbb, de azok többnyire zártak, cementálódtak (JAKUCS, 1971, p. 76.).

3.1. A mészkő oldódás fizikokémiai körülményei

Természetes körülmények között a a mészkő oldódását az oldásra rendelkezésre álló idő, a környezet hőmérséklete és hidrosztatikai nyomása, pH-ja mellett a vízben elnyelt CO₂ mennyisége határozza meg. Ez utóbbinak értéke függ az előbbiektől, melyek a környezet jellegét adják meg. Normál légköri körülmények között (0,03% CO₂ parciális nyomásnál) a hideg (5 °C) csapadékvíz 0,84 mg/l CO₂-t képes elnyelni. A hőmérséklet emelkedésével ez az érték fokozatosan csökken, 20 °C-os víz esetén már csak 0,17 mg/l (JAKUCS, 1971). A kalciumkarbonát egyszerű disszociációs oldódásához ennél egy-két nagyságrenddel magasabb CO₂-tartalomra van szükség (kb. 6 mg/l). Ilyen koncentrációt a víz a magas CO₂ parciális nyomással rendelkező talajatmosfera CO₂-tartalmától kaphat. A szerves anyagban gazdag humuszos talaj pórusaiban kialakult atmosfera CO₂-tartalma általában 1% feletti, nem ritkán a 10%-ot is meghaladja (JAKUCS, 1971). Így a víz már a legfelső talajrétegben is szénsavtelítetté válik az ott kialakult atmosfera CO₂ parciális nyomásának hatására.

A mészkövek oldódásának nagyon szerteágazó irodalma van, ez indokolt egyrészt a téma fontossága miatt, másrészt a folyamat bonyolultsága miatt. E munkában nem célt az oldódás körülményeinek széleskörű vizsgálata, elsődlegesen a mészkő szövetszerkezetének oldódásra gyakorolt hatását elemző munkákra koncentrálok, előtte az oldódás kinetikájára vonatkozó, számunkra fontos ismeretanyagot foglaljom röviden össze.

A CaCO₃ oldódása a három változat (kalcit, aragonit, vaterit) stabilitásával fordítottan arányos, így a három változat közül a kalcit a leglassúbb. Ugyanakkor ez is a jó reakcióképességű ásványok közé tartozik: sokkal reagensebb, mint pl. az agyagásványok, de kevésbé, mint pl. az evaporitok (kősó, keserűsó). A reakció során mindkét komponens (Ca²⁺; CO₃²⁻) oldatba kerül.

Ismeretes, hogy egy oldatban lévő szilárd fázisra az egyensúlyi állapot esetén az oldódás és a kicsapódás egyező mértékű:

$$K = \frac{a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}}{a_{CaCO_3}} \quad (19)$$

ahol a_i valamely komponens aktivitása.

Az oldhatósági szorzat (K_{sp}) így egyenlő az egyensúly esetén fellépő ionaktivitási szorzattal:

$$K_{sp} = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}} \quad (20)$$

Egy oldatban az ionaktivitási szorzatot összevetve az egyensúlyi ionaktivitási szorzattal a telítettségi állapotot nyerjük:

$$\Omega = \frac{a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}}{K_{sp}} = \frac{c}{c_{eq}} \quad (21)$$

c a Ca²⁺ ionok koncentrációja, c_{eq} az egyensúlyi koncentrációja kalcitra nézve.

Ha $\Omega > 1$, az oldat túltelített és a kicsapódási reakció dominál. $\Omega < 1$ esetén az oldat telítetlen, oldódás tapasztalható. Az $|1-\Omega|$ értéket a telítettségétől való "távolság"-ként lehet értelmezni.

Megfigyelések alapján az oldódás / kicsapódás sebessége növekszik, ha ez az érték nő:

$$R = k_d(1 - \Omega) \text{ ill. } R = k_p(\Omega - 1) \quad (22)$$

ahol R a folyamat sebessége, k_d és k_p pedig az oldódási ill. kicsapódási sebességállandók. Ezen összefüggés szerint a kapcsolat lineáris, ezt viszont a kísérleti eredmények nem igazolták. Ennek oka, hogy az oldódás / kicsapódás igen összetett, számos folyamat játszódik le a szilárd felület és az oldat között.

Az oldódás folyamatának főbb állomásai:

- a reagensnek át kell jutnia diffúzióval egy állandó határfelületen (diffúziós határfelület – DHF) a közetfelülethez,
- a reagens adszorbeálódik a felületen,
- diffúzióval eljut egy magas energiaállapottal rendelkező ponthoz (pl. diszlokáció),
- lezajlik az oldódási reakció (esetleg egyéb reakciókkal együtt, mint pl. dehidratáció),
- a reakciótermékek elválnak a reakció helyétől (deszorpció),
- a termékek diffundálnak a DHF-en keresztül az oldattömegbe.

Ezen folyamatok sebessége különböző, összefoglalva azonban két csoportba sorolhatók:

- a felületi reakciók sebességét meghatározó,
- a diffúzió sebességét, avagy az anyagáramlást meghatározó folyamatok.

Az egyensúlyi állapot közelében (telítettséghez közel) a felületi reakciók sebessége határozza meg az oldódás / kicsapódás sebességét, míg a telítettségétől távol a diffúziós folyamatok sebessége lesz a meghatározó: ún. reakciókontrollált, illetve diffúziókontrollált oldódás.

A $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ reakció lassú. Mivel minden egyes Ca^{2+} ion kiszabadításához egy CO_2 molekulának kell reagálnia ezen egyenlet szerint, ezért nagy felület és kevés oldat esetén e reakció jelentősen befolyásolja az oldódási sebességet (UDOWSKI, 1982).

A diffúziós határfelület vastagságát, ezáltal az oldódás sebességét diffúziókontrollált környezetben alapvetően meghatározzák az áramlási viszonyok. Ha a víz áll, vagy laminárisan áramlik, akkor az oldódási sebesség egy nagyságrenddel is kisebb lehet, mint turbulens vízáramlás esetén.

Kísérleti eredmények alapján (PALMER, 1984) egyensúlyhoz aránylag közeli esetekben, CO_2 -re nézve zárt rendszerben :

$$R = k_1 \left(1 - \frac{c}{c_{eq}} \right) \text{ ha } c < c_s; \quad R = k_n \left(1 - \frac{c}{c_{eq}} \right)^n \text{ ha } c \geq c_s \quad (23)$$

a kapcsolat lineáris ($n = 1$), ha $c < c_s$, viszont n értéke 3 és 11 között változik, ha $c \geq c_s$. A c_s az a kritikus koncentráció érték, ahol a lineáris összefüggés exponenciálisra vált, értéke oldódásra 0,7-0,9 c_{eq} . A hatványkitevő értéke a közetszöveti paraméterektől (ásványi összetétel, szemcseméret stb.) függően változik (EISENLOHR *et al.* 1999). GABROVSEK *et al.* (2000) egy karsztfejlődési modellszámításhoz 10 °C-os vízhez, CO_2 -re zárt rendszert feltételezve a következő értékeket vette: $c_{eq} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ mol/cm}^3$; $k_1 = 4 \cdot 10^{-11} \text{ mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; $k_n = 4 \cdot 10^{-8} \text{ mol} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; $n = 4$.

Igen telítetlen oldat esetén az oldódás sebessége elsődlegesen az ásványfelület és az oldattömeg közötti anyagáramlás sebességétől függ (diffúziókontrollált oldódás), mivel a reakció ehhez képest gyorsan végbemegy a felületen. Az anyagáramlás kritikus része az a diffúzió, amellyel az ásvány felszíne mentén kialakult felületi rétegen (DHF) cserélődik ki az oldattömeg és az ásványfelület között. Ekkor az 1. sz. Fick törvény érvényes:

$$J_i = \frac{D_i}{l} (c_{ieq} - c_i) \quad (24)$$

ahol J_i az az i -edik komponens egységnyi szilárd felületre érkező fluxusa, D_i a diffúzióállandója, c_{ieq} az egyensúlyi koncentrációja a szilárd felületen, c_i a koncentrációja az oldattömegben, l a diffúziós határfelület (DHF) vastagsága.

A D_i/l tömegvándorlási állandó (0,01-0,02 cm/sec) értéke a felület geometriájától és a hidrodinamikai tulajdonságoktól függ (PLUMMER & WIGLEY 1976).

Kísérletek szerint 10 μm -nél kisebb szemcseméret esetén az oldódási sebesség az

$$R = \frac{D_i A}{r} (c_{ieq} - c_i) \quad (25)$$

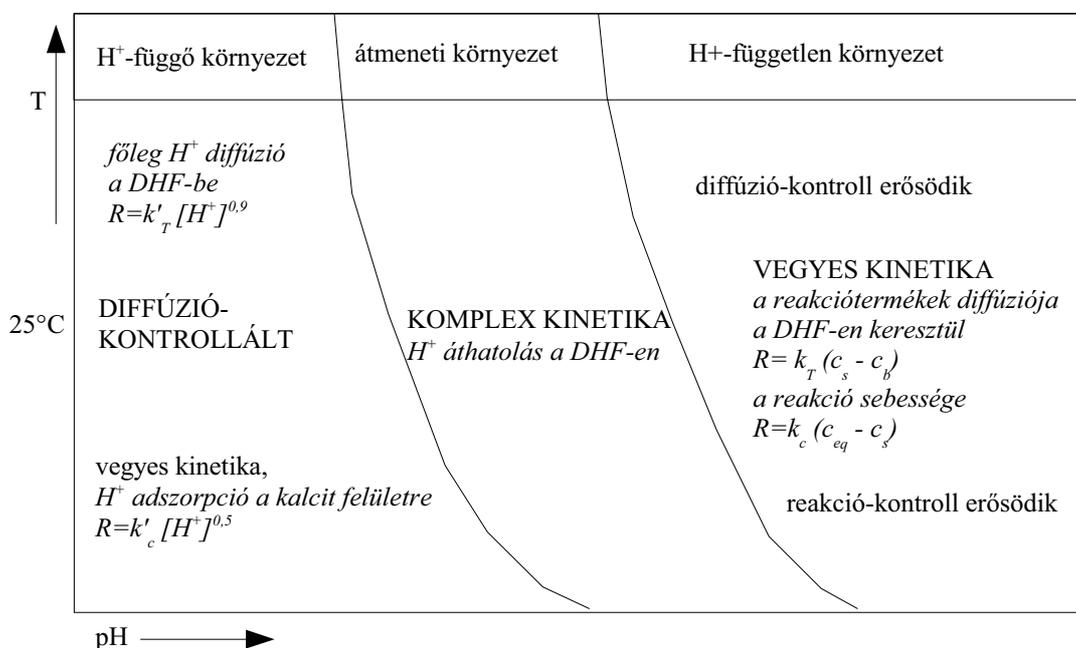
egyenlettel írható fel, ahol A a kőzet fajlagos felülete, r a szemcse sugara. Ebben az esetben a határfelület elhanyagolhatóan vékonynak vehető (MORSE 1983). Durvaszemcsés halmaz esetében r helyett l lép az egyenletbe, mely a DHF vastagsága.

Az oldat telítettségét több paraméter összhatása befolyásolja, melyek közül legfontosabb a pH, a CO_2 parciális nyomása és a hőmérséklet. A kalcit oldódását 4,5-5-nél alacsonyabb pH esetén jelentősen befolyásolja a H^+ diffúziójának sebessége a DHF-en. 4,5-5-nél nagyobb pH esetén a folyamat nem függ a pH-tól, az oldódást leginkább a felületen lejároló reakció sebessége határozza meg (BUSENBERG & PLUMMER 1986).

Az egyensúlytól távol az oldódás sebességét a diffúziós folyamatok sebessége határozza meg, viszont egyensúlyhoz közel nem egyértelmű, hogy a meghatározó ott a felületi reakciók sebessége lesz-e. Az összetett kinetikát figyelembe vevő egyenlet RICKARD & SJÖBERG (1983) szerint:

$$R = \frac{k_T k_c}{k_T + k_c} A (c_{ieq} - c_i) \quad (26)$$

ahol k_T és k_c a diffúzió (k_T) és a reakció (k_c) sebességének állandói. Ha $k_T \gg k_c$, az oldódást a diffúzió sebessége határozza meg, ha $k_T \ll k_c$, akkor pedig a felületi reakciók sebessége. A pH és a hőmérséklet függvényében a különböző kinetikájú oldódást SJÖBERG & RICKARD (1983) után a 14. ábra foglalja össze.



14. ábra. A mészkő oldódás kinetikáját meghatározó kritikus folyamatok a pH és a hőmérséklet függvényében SJÖBERG & RICKARD (1983) szerint.

Az ábrán dőlt betűkkel az egyes környezetekre jellemző kritikus folyamatokat tüntettem fel, az átmeneti zóna a magasabb hőmérséklet esetén a savas tartomány felé, alacsony hőmérsékletnél a lúgos tartomány felé tolódik, ahogy a határgörbék ezt jelzik.

3.2. Mészkő oldékonyság függése a kalcitzemcsék tektonizáltságától

Az oldékonyság és a kristályfelület közötti kapcsolat esetében az oldódás leggyorsabban az ún. "aktív helyeken" játszódik le, mint diszlokációk, sarkok, élek, mikrotörési felületek, pontszerű rácshibák, ikresedési síkok stb. Ebből következik, hogy az aktív helyek sűrűsége jelentősen befolyásolja az oldódást akkor, ha az oldódási sebességet elsősorban a felületen lejátszódó reakció sebessége határozza meg (reakció-kontrollált körülmények) (pl. BERNER *et al.* 1980; LASSAGE 1983). E kézenfekvő elgondolás több fontos problémát vet fel, ami az oldási kísérletek nem teljesen körültekintő végzésekor félrevezető eredményeket adhat.

Az oldódási folyamat sebességében meghatározó az ásvány effektív fajlagos felülete, melynek pontos meghatározása problémás: ha az oldódás elsődlegesen / legintenzívebben az aktív helyeken játszódik le, úgy ezek fajlagos felületét kell megbecsülni. A több aktív ponttal rendelkező ásványszemcse nagyobb sebességgel fog oldódni és fajlagos felülete is nagyobb lesz, mint a hibátlan, azonos méretű kristályé. Ez a hatás nem határozható meg előre, ennek az adott szemcséken történő mérése szükséges. Ugyanakkor ha egy polikristályos aggregátumban a szemcsék eltérő mennyiségű hibahellyel rendelkeznek – gyakran nagyságrendekkel eltérve egymástól –, az oldódási kinetika alkalmazhatósága kérdésessé válik. Ugyanígy kérdéses az eltérő tektonizáltságú szövetelemekkel rendelkező kőzetek oldódási tulajdonságainak összehasonlítása.

HOLDERN & SPEYER (1987) mérései szerint (alkáliföldpát és plagioklász oldódását vizsgálva) az oldódási sebesség és a szemcseméret között fordított lineáris kapcsolat áll fenn egy kritikus szemcseméretig (50-100 μm), mely alatt a szemcseméret már összemérhető az aktív pontok közötti távolsággal. Ilyen szemcseméretnél az oldódási sebesség és a reagáló fajlagos felület között a kapcsolatot bonyolulttá válik, aprószemcsés halmazok oldódási sebességét csak az adott mintán elvégzett mérésekből lehet megállapítani (SCHOTT *et al.* 1989).

Másik kérdés, hogy milyen az összefüggés a deformáció által képződött aktív pontok sűrűsége és az oldódási sebesség között? Ezen esetben létezik egy kritikus diszlokáció-sűrűségi érték, mely felett az oldódási sebesség és a diszlokációsűrűség között lineáris kapcsolat áll fenn. Ez az érték – a hőmérséklettől, pH-tól, a diszlokációs mag sugarától függően – 10^7 - 10^8 cm^{-2} -nél jelentkezik. Ezalatt az érték alatt az oldódás nem függ a diszlokációsűrűségtől.

BLUM & LASAGE (1987) szerint egy teljesen sík felület oldódási sebessége a következő egyenlettel fejezhető ki reakció-ellenőrzött körülmények között:

$$R = \prod a_i^{n_i} \nu \left[\sum_{\text{hibamentes felület}} \exp\left(\frac{-\Delta G_p}{kT}\right) + \sum_{\text{rácshibás felület}} \exp\left(\frac{-\Delta G_d}{kT}\right) \right] \quad (27)$$

ahol $a_i^{n_i}$ az i -edik komponens aktivitása és reakciókoefficiense, ν a gyakorisági tényező, k a Boltzmann-állandó. A kétféle kristályfelülethez [hibamentes (p) és rácshibával terhelt felületi pontok (d)] eltérő aktiválási energiák tartoznak (ΔG_p ; ΔG_d).

A magas diszlokációsűrűség két úton befolyásolja egy kristály oldódási sebességét:

1. A kristályhibák számának növekedésével a kristályban felhalmozódó diszlokációs alakváltozási energia (dislocation strain energy, mely magába foglalja a kristályrác rugalmassági energiájának növekedését a diszlokáció közelében, valamint az erősen deformált régióban felgyülemlített energiát) növekszik, ami a kristály aktiválási állandóját ($a_{\text{kristály}}$) növeli.
2. Ahogy a kristályfelületre kifutó diszlokációk száma növekszik, úgy válik a zárójelen belüli második összeg fontossá.

Az első tényező hatása kicsi, mivel az ásványok többségénél a diszlokációs alakváltozási energia értéke elenyésző a kristály teljes szabad energiájához képest (HULL, 1975). Kalcit esetében még oly magas diszlokációsűrűség esetén, mint 10^{11} cm^{-2} , a kristály szabad energiája mindössze 80 J/mol-lal növekszik, ami 25 °C-on az aktivitást mindössze 1,04-re növeli, ami azt jelenti, hogy az erősen deformált kristály azonos körülmények között 4%-kal jobban oldódik, mint az egyébként azonos szöveti paraméterű (szemcseméret, felületi egyenetlenség) deformálatlan kristály.

Ugyanakkor a második tényező igen meghatározó, ennek függvényében a kristály szabad energiája akár 40 kJ/mol értékkel is növekedhet.

Az előző egyenletet másképp felírva:

$$R = \prod a_i^{n_i} (S_{\text{tot}} \cdot k_p + S_d \cdot k_d) \quad (28)$$

ahol S_{tot} a teljes felület, S_d pedig a diszlokációkra jutó felületrész. Természetesen $S_{tot} \gg S_d$, így S_{tot} vehető a feszültségmentes felületrészésként is. A k_p és k_d együtthatók a diszlokáció-mentes és diszlokációval terhelt felületrészek oldódási állandói egységnyi felületre.

S_d kifejezhető, mint

$$S_d = S_{tot} \cdot \rho \cdot (s)_d \quad (29)$$

ahol ρ a diszlokációsűrűség, $(s)_d$ az egy diszlokációra jutó felület. Így

$$R = \prod a_i^{n_i} S_{tot} [k_p + \rho \cdot (s)_d \cdot k_d] \quad (30)$$

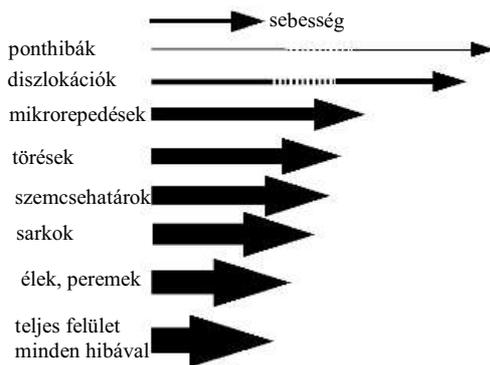
Ha a szorzatban az első tag a meghatározó (aktiválási állandó), az oldódás nem függ a diszlokációsűrűségtől. Ha az oldódás során a második tag a meghatározó, úgy az oldódás a diszlokációsűrűséggel egyenesen arányos. Ugyanakkor ha ρ meghalad egy kritikus értéket, akkor a diszlokációk már túl közel kerülnek egymáshoz, így ρ növekedésével ezen túl már az $(s)_d$ felület fog csökkenni, így az összefüggés tovább már nem lesz lineáris.

Vegyük figyelembe, hogy a valódi kristályfelület élek, sarkok, szemcsehatárok, ikresedési síkok, diszlokációk mentén oldódik, ezért az oldódás modellje ennél sokkal összetettebb:

$$R = \prod a_i^{n_i} (S_p \cdot k_p + S_e \cdot k_e + S_c \cdot k_c + S_b \cdot k_b + S_k \cdot k_k + S_{mf} \cdot k_{mf} + S_{pd} \cdot k_{pd} + S_d \cdot k_d) \quad (31)$$

ahol S_p, S_e, \dots az egyes mikroszöveti elemek felülete, $k_p, k_e \dots$ a hozzájuk tartozó oldódási állandók. Az indexekben: p = hibamentes felületek, e = élek, c = sarkok, b = szemcsehatárok, k = törések, mf = mikrorepedések, pd = pontszerű rácshibák, d = diszlokációk szerepelnek.

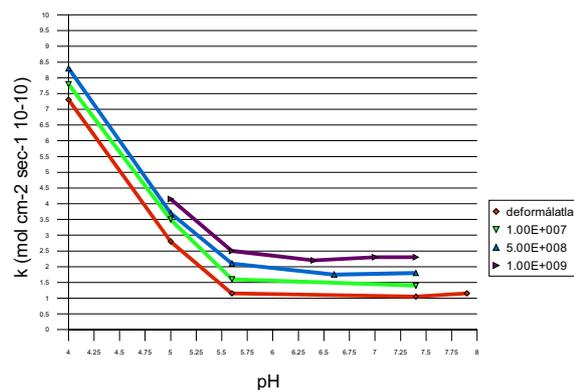
Az egyes szorzótényezők egymástól nagyságrendekkel térhetnek el. Egy kristályban az egyes mikroszöveti elemek fajlagos felülete a következő sorrend szerint alakul: élek, peremek > sarkok > szemcsehatárok >> törések > mikrorepedések > diszlokációk > pontszerű rácshibák. Ezzel szemben az oldódási állandó éppen fordított sorrendet mutat: élek, lapok < sarkok < szemcsehatárok < törések < mikrorepedések << diszlokációk << pontszerű rácshibák. A kettő összehasonlítását a 15. ábra szemlélteti. A teljes oldódási sebesség ezek szorzatösszegeként áll elő a 31. egyenlet szerint. Az eredő oldódás értéke nagyságrendileg kevéssé tér el az élek, peremek mentén jelentkező értékektől.



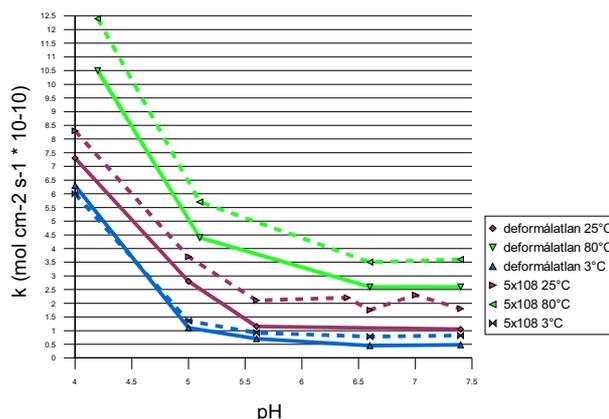
15. ábra. Az oldódási sebesség és az egyes mikroszöveti elemek mennyiségének sematikus vázlatja Schott et al. (1989) után.

Az egymással párhuzamosan zajló oldódási folyamatok relatív fontossága megváltozik, ahogy az oldat koncentrációja változik az oldódás folyamán. Erősen telítetlen oldat esetén például oldódási gócpontok a kristályfelület bármely részén kialakulhatnak. Némileg magasabb koncentráció esetén – mely még mindig erősen telítetlen oldat –, a hibamentes felületeken oldódási gócpontok nem képződnek. Ha a koncentráció elér egy kritikus értéket, az oldódási gócpontok száma jelentősen csökken, a diszlokációk szerepe az oldódás egészében ezáltal lecsökken.

SCHOTT *et al.* (1989) kísérleti eredményei szerint – melyeket különböző mértékben deformált kalcitkristályokon végeztek különböző pH és hőmérséklet értékek mellett –, az oldódási sebesség 5,8-nél magasabb pH felett már gyakorlatilag nem függ a pH-tól, viszont határozottan függ a diszlokációsűrűségtől. Ennél alacsonyabb pH-érték mellett viszont, ahol az oldódást a diffúzió sebessége határozza meg és az oldódási sebesség a pH csökkenésével exponenciálisan növekszik, a diszlokációsűrűség hatása lényegesen kisebb (16. ábra).



Hasonló összefüggés mutatható ki a hőmérséklet hatásáról (17. ábra). 5,5-6-os pH-nál következik be a váltás a két trend között hideg (3°C), langyos- (25°C) és kvázi forróvízes (80°C) körülmények között egyaránt. Az oldódási sebesség egyaránt függ a hőmérséklettől és a deformáltságtól 5,5-6-os pH felett. Ugyanakkor a diagram azt is jól mutatja, hogy a diszlokációk jelenléte a kristályban igazából a hideg-langyosvízes közegben növeli számottevően az oldódási sebességet. Ez összefüggésben van a ΔG_p aktiválási energia (hiba nélküli felületrészek aktiválási energiája) változásával a hőmérséklet függvényében (lásd 27. egyenlet). A hőmérséklet emelkedésének hatására az aktív pontok száma nő, így a deformált és deformálatlan kristályok oldódási sebessége közötti különbség csökken.



17. ábra. Az oldódási sebesség változása a pH függvényében hideg (3°C), langyos (25°C) és forróvízes (80°C) közegben, deformált (diszlokációsűrűség = $5 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2}$) és deformálatlan kalcitkristályok esetében. SCHOTT *et al.* (1989) nyomán.

Az ábrák ugyanakkor azt is mutatják, hogy számottevő diszlokációsűrűség (10^9 cm^{-2}) hatása is csak kevésbé hat az oldódási sebesség értékére, a pH, vagy a koncentráció megváltozás ennél lényegesen nagyobb változást okoz. Annak ellenére, hogy a legaktívabb helyek az oldódás szempontjából a pontszerű rácshibák és diszlokációk, ezek mennyisége az aktív helyek teljes mennyiségénél nagyságrendekkel kevesebb, mivel az utóbbiak száma általában 10^{14} - 10^{15} cm^{-2} . Ehhez képest még a szélsőségesen nagy diszlokációsűrűség (10^{11} cm^{-2}) is elhanyagolható érték. Így a 15. ábrán sematikusán érzékeltetett viszonyok miatt bár a kristály döntő részét adó mikroszöveti elemek oldódási sebessége lassúbb, mennyiségük miatt döntően ezek határozzák meg az oldódás sebességét (SCHOTT *et al.*, 1989).

4. A Bükk hegység litosztratigráfiai és tektonikai tagolása

4.1. Nagyszerkezeti egységek

A Bükk a magyar-középhegységi (Pelsoi) nagyszerkezeti egységbe tartozik, azon belül a Borsodi nagyszerkezeti egységbe, amely a Dunántúli-középhegység északkeleti csapásában, a Közép-magyarországi vonal mentén messze előretolt dinári típusú képződményekből áll (Fülöp 1989). A legújabb értelmezés szerint az alpi-kárpáti (ALCAPA) nagyszerkezeti keretben a hegység a Bükkia Szerkezeti Egység (Bükkia Composite Terrane, Kovács *et al.* 2000) része, mely legerősebb korrelációt a Karni-Alpokkal és az északnyugati Dinaridákkal (Jadar-blokk) mutat. A Borsodi nagyszerkezeti egység képződményei alapvetően eltérnek a Nyugat-kárpáti nagyszerkezeti egységek képződményeitől a hercini tectogenezis csekély megjelenésében, vagy egyenesen hiányában, a karbon-perm tengeri kifejlődésében, valamint a triász-jura időszaki rétegösszlet vulkáni képződményeiben, nagyobbrészt eugeozinklinális jellegében. Ezek mind dinári jellemvonások. A Borsodi nagyszerkezeti egység DNy-i, mélyen eltemetett meghosszabbításában helyezkedik el az Igali egység, ami bonyolult felépítésű övezet. Az Igali egység mentén tolódott el mezo-alpi tektonofázisok során a Dinaridák ÉNy-i részének megfelelő helyzetéből néhány 100 km távolságra a Borsodi egység (Haas 1987; Balla 1987).

Haas (1994) ösföldrajzi rekonstrukciója szerint a Bükk triász rétegei a Tethys Vardar óceáni ágának délnyugati szegélyén, az Afrikai lemez selfjén fejlődtek ki, míg az Aggtelek-Szilicei egység az átellenes, Európai selfen. A "Gömör-bükki körzet" nagytektonikai egységét többen hangsúlyozták (Balla 1987; Kozák *et al.* 2002). Balla (1987) szerint a Gömör-bükki körzet mezozoos rétegei nagytektonikailag egységesen kezelhetők, három nagytektonikai egység különíthető el:

1. Torna-bükki paraautochton (a Bükkben Nagyfennsíki paraautochton),
2. Darnó-mellétei takarók (a Bükkben Szarvaskői takarórendszer),
3. Szilice-aggteleki takaró (a Bükkben teljesen lepusztult).

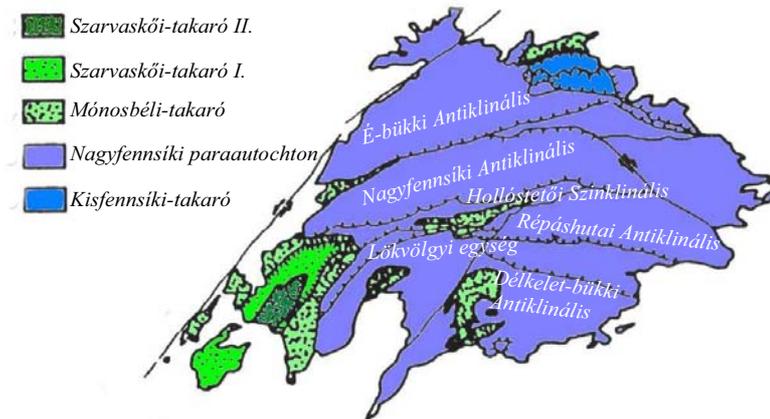
A takarók déli vergenciájúak, az egységek eredeti ösföldrajzi elrendeződése mai koordináták szerint: északon a Szilice-aggteleki egység; középen a Darnó-mellétei medence; délen a Torna-bükki paraautochton.

A Bükk hegységet a legújabb munkák eredményeként (MÁFI frissen befejeződött térképezési munkái, Pelikán *et al.* 2002; valamint Csontos 1999, 2000; Velledits 1999, 2000; Forián-Szabó 2002 sztratigráfiai és szerkezetföldtani vizsgálatai) három fő rétegtani-szerkezeti (tektono-faciális) egységre lehet bontani. E tagolás kialakulásához térképezési-, szerkezetföldtani megfigyelések, és a szórványos őslénytani adatok (Balla *et al.* 1983 1986 1987; Csontos 1987, 1988, 1999, 2000; Velledits 1999 2000), valamint a metamorfózis fokára és hőtörténetére vonatkozó vizsgálatok járultak hozzá (Árkai 1973, 1983, 1991; Dunkl *et al.* 1990, 1994, Árkai *et al.* 1995).

1. Az újpaleozoos-triász-jura korú, anchi-epimetamorf átalakulást szenvedett *Nagyfennsíki paraautochton*, mely magába foglalja
 - az újpaleozoos *Észak-bükki antiklinálist*, mely meredek, É-i dőlésű felületen tolódott fel a Nagyfennsíki antiklinálisra;
 - az uralkodóan felső-triász karbonátplatform kifejlődésű és medencefaciesű képződményekből álló *Nagyfennsíki, Répáshutai és Délkelet-bükki antiklinálisokat*;
 - az antiklinálisok között elhelyezkedő, DNy felé kiszélesedő, jura mélytengeri turbidites, radiolaritos kitöltésű *intraplatform szinklinális medencéket* (Hollóstetői szinklinális, Lök-völgyi egység).
2. A *Kisfennsíki takaró* zömében felső-triász karni képződményekből álló szerkezeti egysége, mely az Észak-bükki antiklinális középső-felső-triász áttolódott egységére (Szeleta-pikkely, Forián-Szabó & Csontos 2002) és a felső-jura Radioláriával datált (Csontos *et al.* 1991) mélytengeri törmelékes összetételű Haricai-takaróra tolódott fel. Az egyes pikkelyek fordított rétegtani rend-

ben (legalul a Haricai-takaró, egyes részeken felette a Szeleta-pikkely, majd mindkettőn a Kiszfennsíki-takaró), a pikkelyeken belül normális sorrendben fedik az Észak-bükki antiklinális K-i folytatását, és szintén rátolódtak a Nagyfennsíki egységre.

3. Jura korú, diagenetikus, anchizónás átalakultságú, flisoid terrigén üledékeket és tholeiites jellegű magmatitokat, valamint ezek fedőjében olisztosztrómát tartalmazó egység, amely a Bükk nyugati részén takaróként helyezkedik el a Nagyfennsíki paraautochton rétegein – *Szarvaskői típusú takarók*.



18. ábra, A Bükk hegység nagyszerkezeti tagolása CSONTOS (1988) szerint.

4.2. Sztratigráfia

A Bükk hegység rétegtani ismertetésénél főleg a Bükk keleti, a vizsgálatok tárgyát képező részére koncentráltam. Az északi és déli-délnyugati terület litosztratigráfiai egységei közül csak azokat ismertetem, melyek a fejlődéstörténeti modellhez elengedhetetlenek. A rétegsor újpaleozoós-alsó-triász rétegsora jól ismert, megítélése az utóbbi évtizedben nem változott.

A Bükk hegység legidősebb (karbon namur – moszkvai emelet alsó része) rétegei fácies-változatai lehetnek az Upponyi-hegység Lázberci Formációjának és a Szendrői-hegység Szendrői Fillit Formációjának. A bükki karbon alsó, 1100 m vastag összletét többségében sötét - mállottan zöldesszürke - szericites agyagpala és barnásszürke homokkő sűrűn váltakozó rétegei alkotják (*Szilvássváradi F.*). A rétegek 1-2 cm, ritkán 20-30 cm vastagságúak, flisoid jellegűek. A homokosabb részletekben néhol keresztretegzettség figyelhető meg. Palásság, valamint kövület- és mésztartalom alapján 2 fáciese különíthető el:

- kövületmentes, erősebben préselt, karbonátmentes.
- kövületes, karbonáttartalmú, durvább szemű, több homokkövet tartalmazó.

A két fáciest oldalas átmenet jellemzi, viszonyuk, vastagságuk változékony.

A moszkvai emelet felső részét és az uráli emelet rétegeit a Bükkben *Mályinkai Formáció* néven különítették el, melyet vastagabb, sötétszürke palabetelepülésekkel elválasztott, szürke mészkölcsek képviselnek. Összetételét sekélyvizi molasszként lehet értelmezni. A pala megegyező megjelenésű a fentebb említett (Szilvássváradi F.) kövületmentes és kövületes rétegek palájával. Az 5-50 m vastag mészkölcsek morfológiailag a palából kiemelkednek, párhuzamos lencsesorokba rendeződnek. Bár ezek tektonikusan erősen igénybevettek, mégsem tekinthetők egy eredetileg egybefüggő mészkőpad feldarabolt tagjainak, hanem, a palához való viszonyuk alapján helyben képződött mészkölcseknek látszanak (BALOGH 1964).

A mészkőrétegek anyaga egy lencsén belül is változatos. Színük többnyire sötétszürke,

barnásszürke, olykor azonban egészen világos. A sötétszürke szín 0,5 %-nyi szerves anyagnak köszönhető, a barnás színárnyalat limonittól van. A világos árnyalatú mészkövek tömöttek, szilánkos, kagylós törésűek, helyenként tűzkövesek. A mészkőlencsék közé olykor meglepően durvaszemű törmelékes rétegek – kovás kötőanyagú homokkövek – iktatódnak.

Az alpi üledékképződési ciklus a felső-karbon rétegekre valószínűleg kiemelkedéses üledékhézaggal települő, 400-500 m összvastagságú permi rétegsorral kezdődik, mely egyértelműen felosztható két részre. Alul "grödeni típusú" (BALOGH 1964) törmelékes összlet fekszik (*Szentléleki Homokkő F.*), felső része pedig sötétszürke-fekete, ciklikus selfet jellemző bitumenes mészkő (*Nagyvisnyói Mészkő F.*, "Bellerophonkalk").

Az alsó- és középső-permi korú, 170-250 m vastag *Szentléleki Homokkő Formáció* fő tömege világos, közép szemű homokkőből; préselt, lilásvörös, muszkovitos, finomszemű homokkőből és kloritos agyagpalából áll (Farkasnyaki Homokkő Tagozat). A rétegsor alján és tetején megnő az agyagpala mennyisége. A felső, zöld agyagpala rétegeket sárgás és szürke dolomit, világosszürke, lemezes mészkő és evaporit rétegek tarkítják (Garadnavölgyi Evaporit Tagozat). A formáció kora alapvetően csak fedőjéhez és fekéjéhez viszonyítva határozható meg.

A felső-perm (*Nagyvisnyói Mészkő Formáció*) 200-250 m vastag összletének sötétszürke-kékes-fekete, finomszemcsés, bitumenes mészkő az uralkodó kőzetanyaga. A mészkőrétegek ősmaradványokban néhol gazdagok. A mészkő sötét színét 0,5 %-nyi szervesanyag-tartalom okozza. Néhol 2-10 cm vastag márgabetelepülések találhatóak. A kemény mészkőpadok közé néhol nagyobb vastagságban települnek be meszes, vagy dolomitos márgarétegek.

A Bükk hegység felső-permi rétegsorát üledékfolytonosság fűzi az alsó-triász korú rétegekhez. A bükki triász ooidos mészkővel (*Gerennavári Formáció*) kezdődő, csaknem 3,5 km vastagságú rétegsora enyhe dinamotermális metamorfózissal és Karni-alpi – dinári jellegével különbözik összes többi magyarországi kortársától (BALOGH 1980). A *Gerennavári Formáció* karbonátos-sziliciklasztos selfen felhalmozódott mészkövei ooidos-onkoidos vastaglemezes megjelenésűek, grainstone szövetűek, illetve finomkristályos, mudstone, esetenként wackestone szövetűek. E rétegeket BALOGH (1980) még az Ablakoskővölgyi Formáció alsó tagjának vette. Az ooidok többnyire körmetszetet mutató egykristályok, vagy néhány kristályból álló halmazok, belső szerkezettel többnyire nem rendelkeznek. A formáció csak az Észak-bükki antiklinális területén ismert, teljes vastagsága 110-140 m-re tehető.

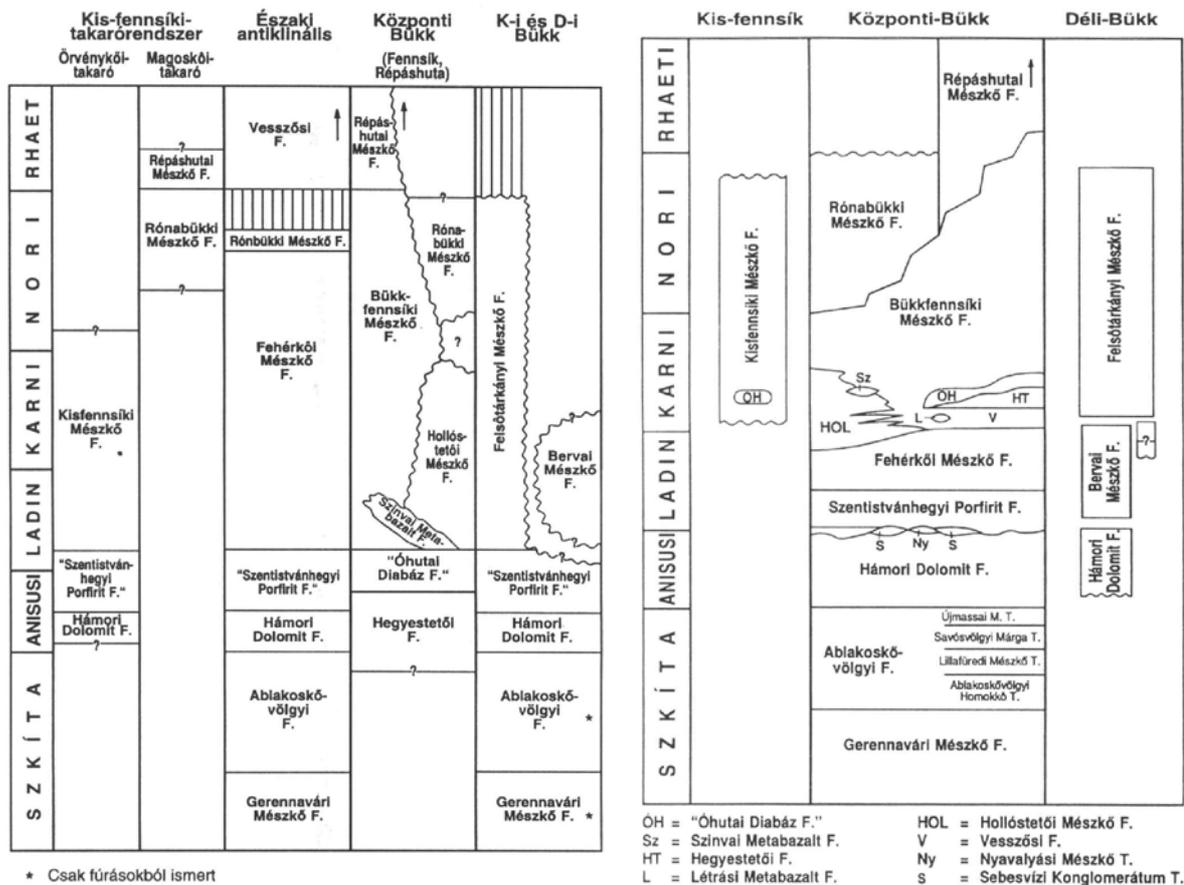
Az *Ablakoskővölgyi Formáció* (alsó-triász, szkíta) rétegei általában ÉK-i dőlésűek, melyekben barnás, vagy szürkés, néha ooidos mészkő és zöldes agyagpala váltakozik. A rétegsor fölfelé karbonátban egyre dúsul, a legfelső mészkőrétegek közé pedig néhány szürke dolomitréteg is rakódott, mint a Hámori Dolomit Formáció előhírnökei.

Litológiai jellemzők alapján a formáció 4 tagozatra osztható:

- *Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat*: lilás-vörös, zöldes homokkő és ezzel váltakozó aleurolitos agyagpala, mészkőlemezek gyakori közbetelepülésével.
- *Lillafüredi Mészkő Tagozat*: szürke, szürkésbarna lemezes elválású mészkő gyakori, térhálósan megjelenő sztilolitokkal. A mészkő többnyire mudstone-wackestone szövetű mikropátit, pátit, melynek szöveti irányítottsága változékony. Az egyes szövettípusok gyakran foltokban, klasztkokban váltakoznak, melyeket sztilolitfelületek választanak el. Ritkán ooidos lencsék is jelentkeznek, a Gerennavári Formáció ooidjaival szemben ezek még koncentrikus héj-szerkezetet mutatnak.
- *Savósvölgyi Márga Tagozat*: zöldes-sárgás, szürkés agyagkő, agyagmárga, márga váltakozása rózsaszín, felső részében inkább szürke mészkő betelepülésekkel.
- *Újmassai Mészkő Tagozat*: csak néhány szelvényben figyelető meg, mudstone szövetű, finomrétegzett sötétszürke-fekete, lemezes elválású mészkő.

Az egyes tagozatok faciális átmenettel egymást is helyettesítik, különösen a Savósvölgyi Márga

és az Újmassai Mészke tagozatok esetében. A formáció a self hirtelen lesüllyedésével, szublitorális környezetben halmozódott fel, az Újmassai Mészke Tagozat sötét színe, oxigénhiányos lagúnára utal (PELIKÁN, in HAAS (ed.) 1993).



19. ábra. A bükki triász rétegsorok sztratigráfiai tagolása LESS Gy. (bal) és PELIKÁN P. (jobb) szerint (KOVÁCS 1988)

A Hámori tó partjain, és ettől nyugat felé egy keskeny sávban elhúzódva réteges, szürke, tömött, olykor cukorszövetű dolomit található (*Hámori Dolomit Formáció*; középső-triász anisusi). Egy másik, alaposan összezúzott rögben a Puskaporost is alkotja. Anyagát tekintve BALOGH (1951) szerint a Rudabányai-hegység szürke, sötétszürke dolomitjával (gutensteini) egyezik meg. A rideg dolomit és a képlékenyebb alsó-triász rétegek határfelülete hullámos, a két képződmény közti elmozdulásokról tanúskodik a dolomit zúzottsága és a palák gyüredezettsége is az érintkezésen. BALOGH (1980) a Hámori Dolomit Formáció alsó, mintegy 200 m vastag részét Vadászvölgyi Dolomit Tagozatként különítette el a felső mintegy 30-50 m vastagságú szürke, sötétszürke, breccsás dolomit, sárgásszürke vagy világösszürke meszes dolomit és dolomitos mészke rétegektől (Savósi Breccsa Rétegek), melyeket *Nyavalyási Mészke Tagozat* és *Sebesvízi Konglomerátum Tagozat* néven különítették el. Előbbi meszes dolomittal cementált korallós mészkebreccsa, utóbbi dolomittal cementált dolomit-konglomerátum.

BALOGH (1991) a Hámori Dolomitot az Aggteleki- és Rudabányai-hegység hasonló korú dolomitjaival együtt korai-diagenetikus, algaszönnyeges, laminites dolomitnak tartotta. Ösföldrajzi környezete lagúna fáciesű karbonátplatform. A Nyavalyási Mészke Tagozat a lagúnában kialakult foltzátónyként értelmezhető. A durvatörmelékes részek megjelenése, valamint a kavicsok közé keveredő vulkáni anyag már a rákövetkező vulkanizmussal, a terület kiemelkedésével köthető össze.

A Hámori Dolomit Formációra települő a mintegy 250 m vastagságú *Szent-Istvánhegyi Metaandezit Formáció* korai-ladini, változatos felépítésű és epizonális metamorfózist is szenvedett rétegvulkáni sorozat, mely a hámori Gulicska oldalától nyugatra 20 km-en keresztül követhető. Másik sávban a Szeleta-gerinctől a Lencsés oldalában húzódik egy rövidebb sávja. Ebbe az egységbe sorolhatók a Bükk-szentkereszt és Bükk-szentlászló környékén jelentős területen felszínen lévő savanyú-neutrális vulkanitok is (*Bagolyhegyi Metariolit Formáció*).

A vulkanit sorozat nyugaton inkább szárazföldre hullott képződményekből, keleten inkább vízi ülepedésű tufákból, tufitokból, valamint lávaárakból áll (Szoldán 1990). A réteg kőzeteiből főleg a szórt anyagból álló, mélyebb tag ismerhető fel. Erre egy főleg vörös színű porfirritből álló, lávaárnak is nevezhető lávatest települ, melyben bázikusabb metavulkanit is előfordul. A szórt anyagban a durva bombákat is tartalmazó agglomerátumtól a legfinomabb vulkáni tufáig minden szemnagyság szerepel.

A porfirritvulkáni tevékenység savanyú maradéklávjából változatos kifejlődésű kőzettelérek keletkeztek, a tufaeredetű részekeken helyenként hidrotermális elváltozásokat is lehet észlelni. Az immobilis nyomelemek eloszlása alapján a vulkanitok valószínűleg a mészkáliai sorozathoz tartoznak. A kőzet szövetén erősen mutatkozik a tektonikus eredetű irányítottság. A primér alkotók jelentősen elbontódtak, a bázikus változatokban a plagioklász többé-kevésbé bontott, a piroxéneket klorit, nontronit és opak ásványok helyettesítik. A savanyúbb változatok mátrixa devitrifikálódott, illetve másodlagos ásványokká (szericit, klorit, agyagásványok, kalcit, kvarc) alakult. Az ásványegyüttes (kvarc, albit, muszkovit, klorit, epidot, kalcit) és az illit és klorit kristályossági fok alapján a rétegekből adódtak a legerősebb metamorfózis fok értékek, ami eléri a zöldpala fácies klorit-zónáját (ÁRKAI & SADEK GHABRIAL 1997).

Az eruptívumokat D-ről és K-ről túlnyomóan világos színű, olykor szürkés, vagy rózsaszín árnyalatú tömött, réteges mészkövek sávja szegélyezi (*Fehérkői Mészkő Formáció*), amely középső-triász ladini korú. Alsó korhatára conodonták alapján középső-ladini (CSONTOS 2000).

A fehérkői mészkő fő tömegét Lofer-ciklusos szürke, finomkristályos mészkő adja, melyben sárgás, rózsaszínes, vagy szürke mészkőtöredékek, szalagos algalaminit közbetelepülések sorakoznak (PELIKÁN 1993). A Lofer-ciklus szárazföldi tagjára a rózsaszínes árnyalatú sávok jelenléte utal. A Szent-István lápa északi oldalától kezdve tűzkőgumók, sőt vörhenyes kovapalák tarkítják a mészkővonulat eruptívummal érintkező sávját. A réteg felsőbb részeiben viszont fehér, cukorszövetű dolomitlencsét találhatunk. A szövet a metamorfózis során erősen átalakult, a részletesebb fácies besorolás csak helyenként adható meg. A formációk külső-self karbonátplatform környezetben képződött, átlagos vastagsága 400 m.

A Fehérkői Mészkő Formációra következő 450 m vastag felső-triász karni törmelékes összlet főleg sötétszürke szericites agyagpala, zöldesszürke homokkő és palás aleurolit váltakozásából áll, de mészkő vagy kovapala betelepüléseket is tartalmaz (*Vesszősi Formáció*). A formáció az öt délről szegélyező rétegekkel együtt szerkezetileg a Bükk egyik igen vitatott egysége. Legismertebb és legjobb feltárása a Lillafüredről a Vesszős-völgybe tartó erdészeti út mentén tanulmányozható, K-Ny-i csapású sávja a diósgyőri Fényeskő-völgytől a Bánkút-Csipkés-kúti elágazásig nyomozható (PELIKÁN *et al.* 2002), valamint ezzel azonosnak veszik a Miskolc-Felsőmajláttól Alsóháromon keresztül a Szeleta-gerinctől északra húzódó palásávot is, illetve ennek folytatásában Ny-ra a Kisfennsíki mészkővel határos, Csókástól délre nyomozható palásávot (CSONTOS 2000; FORIÁN-SZABÓ & CSONTOS 2002; PELIKÁN *et al.* 2002).

Az összlet néhány méter vastagságban tűzköves, sötét mészkőlencsék és sötét agyagpala váltakozásával indul, majd ezt gyors átmenettel erősen préselt agyagpala, sárgásbarna, préselt homokkő, márgapala, zöldes tufit szabálytalan váltakozása követi. A kőzetek átalakultsági foka az anchizóna és epizóna határára (pumpellyit-prehnit-kvarc fácies – pumpellyit-aktinolit fácies) esik az illit és klorit kristályossági fok alapján (ÁRKAI & SADEK GHABRIAL 1997). A formáció a karbonátplat-

form részleges lezökkenésével kialakult, részlegesen zárt medencében képződött mélyebbvízi körülmények között. Kora csak szerkezeti helyzete alapján adható meg, többen (KOVÁCS S., CSONTOS L., PELIKÁN P.) a karniba sorolják, egyrészt a “raibli törmelékes esemény” analógjaként, másrészt a Szeleta-gerinctől északra húzódó sávban a Fehérkői mészkő és a nori conodontákat tartalmazó tűzköves mészkő közötti helyzetéből következtetve (CSONTOS 2000).

A Vesszősi palába zártan jelentkeznek a ladini metavulkanitoknál fiatalabb szubvulkáni testek, melyek a Létras-tetőn K-Ny-i csapásban bukkannak elő (*Létrási Metabazalt Formáció*). E kőzetek normatív összetételük alapján az alkáli szériához tartoznak (alkáli olivinbazalt), lemezen belüli képződésük valószínűsíthető (Szoldán 1990). Koruk szerkezeti alapon karni, de esetleg fiatalabb is lehet (CSONTOS 2000).

Diósgyőrtől a Vesszős-völgyig, a Vesszősi palától déli vonulatban helyenként világos, másutt tűzköves sötét mészkővel váltakozó márgapala, aleurolitpala található, melyre dél felé szürke, vagy világos színű durvaszemcsés dolomit, majd sárgásfehér vastagpados mészkő következik, mely zöldes tufacsíkokat is tartalmaz. Legteljesebb kifejlődése a Vesszős-völgy északi oldalán és a Hegyes-tetőn tanulmányozható. A mészkövek teljesen átkristályosodottak, koradattal egyik része sem rendelkezett, a dolomitpadok durvaszemcsés, xenotópos szövetűek (“cukorszövetű”).

Rétegtani helyzetükről megoszlanak a vélemények. CSONTOS L. e rétegeket a Fehérkői, illetve a Bükkfennsíki Mészkővel azonosnak véli, így véleménye szerint a Vesszősi pala szinklinális pozícióban van, melynek déli szárnya tektonikusan kivékonyodott, elnyíródott (CSONTOS 2000). PELIKÁN P. szerint a Vesszősi Formációval egy rétegsorba tartoznak (*Hegyes-tetői F.*) és annak fekéjűt képezik. Less Gy. szerint az általa is Hegyes-tetői Formációnak nevezett összlet a Vesszősi palánál idősebb és azzal mindenhol tektonikusan érintkezik. A formáció kora így a szerkezeti megítéléstől függően változó, ladini-alsó-karni (CSONTOS L.), középső-karni (PELIKÁN P.), illetve Less Gy. szerint az alsó-triász felső részétől (északi egysége a Savósvölgyi Marga analógja) az anisusin keresztül (középső tag a Hámori dolomit analógja) az anisusi felső részéig, ladiniig (déli tag a Nyavalyási Mészkő nyíltvízi megfelelője) terjedhet.

A Bükkszentkereszt és Bükkszentlászló környéki savanyú-neutrális vulkanitoktól dél-délkelet felé világos platform mészkövek vannak felszínen, melyek korára vonatkozóan a miskolctapolcai várhegyi köfajtából karni ősmaradványokat határoztak meg (Velledits 1999). E világos mészkővel megegyező megjelenésű, de meghatározható ősmaradványokat nem tartalmazó mészkő a Bükk középső részén nagy területen van felszínen (*Bükkfennsíki Mészkő F.*). Nagyfennsíki vonulata a Kerek-hegytől nyugat felé kiszélesedő sávban egészen a Bél-kőig követhető, egy másik nagy vonulata a Délkeleti-Bükkben a Hereg-réttől a Kékmezőig nyomozható egy 4 km-re kiszélesedő, enyhén ívelt, K-Ny-i tengelyű sávban. Az eredeti litológiai környezet meghatározását az erősen átkristályosodott jelleg megnehezíti, a finomsávozottságról nem dönthető el, hogy réteglap, vagy tektonikus eredetű foliáció megjelenése. Leggyakoribbak a zátonylagúna fáciesű üledékek, a formáció a külsőself karbonátplatformon halmozódott fel.

Biztos feké határa nem ismert, CSONTOS L. és Less Gy. szerint határa a Bükkszentkereszt-környéki vulkanitokkal folytonos, így a Szent-Istvánhegyi Metaandezit Formációra települ. A Bükkszentkeresztől délkeletre húzódó vonulatból ismert a karni koradat, mely valószínűleg a formációnak nem a legfiatalabb tagjából származik (CSONTOS 2000), így lehet akár a Fehérkői Mészkő heteropikus kifejlődése is. A Bükkszentlászlótól délre felszínen lévő blokkja az ÉNy-DK-i csapású Bükkszentkereszt eltolódás (CSONTOS 1999) mentén tektonikusan érintkezik a “Répáshuta-Szarvaskői pikkely”-be tartozó (CSONTOS 1999) délkelet-bükki blokkal, illetve a Felsőtárkányi Formáció tűzköves mészkőjével. Ez a blokk így nagyszerkezetileg még az Észak-bükki antiklinálishoz tartozik. A Nagyfennsíki blokkja, mely a “Nagyfennsíki pikkely” (CSONTOS 1999) fő felszínen lévő tömegét adja, tolódott fel az Észak-bükki antiklinálisra.

A Bükkfennsíki Mészkő Nagyfennsíki pikkelyének keleti részén, a Szinva völgyfőjében a

mészkövel metabázikus kőzetek (*Szinvai Metabazalt Formáció*) és tűzköves mészkő (*Felsőtárkányi Mészkö F.*) érintkezik. A Szinvai Metabazalt Formáció legnagyobb felszíni kibukkanása a Szinva-völgy déli részén, a Szinva-forrás közelében található. Az összletet jelentős részben zöldes árnyalatú, erősen préselt, bázisos vulkanoklasztit alkotja, melynek összetétele olivin-tholeiitet jelez, a nyomelem eloszlás alkáli-tholeiites átmeneti karaktert mutat. Ezekből lemezen belüli alkáli magmatizmusra lehet következtetni (Szoldán 1990). Az illit- és klorit kristályosságai alapján e kőzetek metamorfózisa a pumpellyit-aktinolit fáciest érte el (ÁRKAI & SADEK GHABRIAL 1997).

A BALOGH (1964) által felső-ladini-karni tűzköves szürke mészkőfáciesként leírt rétegeket Felsőtárkányi Mészkö Formációként különítik el. Ezzel megegyezőnek látszó rétegek megjelennek a Kisfennsík ÉK-i peremén (korábban Rónabükki Mészkö Formációként elkülönítve, nori conodonta-lelettel), a Csanyik-völgy környékén, a Nagyfennsík déli részén, Bükkszentkeresztől nyugatra, illetve a DK-i Bükkben. Az összlet 10-15 cm vastag padokat alkotó sima, sokszor kagylós törésű mészkőből áll, tűzkőgumóik barnák, vagy sárgásfehérek. A mészkővonulat mélyebb rétegei világosak, vastagok, tűzkőmentesek, feljebb következő rétegei vékonyabbak. A Felsőtárkányi Mészkö a Bükk fennsík déli részén többségében barnásszürke tűzköves mészkövet és mészpalát tartalmaz. A Lusta-völgytől Hollóstető felé a mészkő réteglapok között aránylag sok a világos, agyagos betelepülés. A Délkeleti-Bükkben dolomitpadok közbeteleplése jellemzi e tűzköves mészkövet. A formáció vastagsága 300-500 m-re tehető.

A tűzköves mészkő wackestone, ritkábban mudstone mikrofáciesű, enyhén irányított szövetű. Az összlet a karbonátplatform feltöredezése és fokozatos lezökkenése során alakult ki pelágikus, illetve nyílt intraself medencében. PELIKÁN *et al.* (2002) a Szeletai pikkelyben megjelenő tűzköves mészkő kibúvásokat zömmel nem Felsőtárkányi Mészkönek, hanem Hegyestetőinek vették.

A Répáshuta-Szarvaskői pikkelyben, Répáshutától délre a Balla-völgyben a Bükkfennsíki Mészköre tarka (rózsás, sárgás, világos vöröses, lilás), tűzköves, illetve tűzkőmentes, és szürke tűzköves mészkő települ (*Répáshutai Mészkö Formáció*). Ilyen tarka mészkő nyomozható többekévé összefüggő vonulatban a Nagyfennsík déli peremén is. A formáció vastagsága 100-300 m közötti. Kialakulását a karbonátplatform lezökkenéséhez lehet kötni, a kőzetanyag a platformról lesodródott mésziszapból, crinoidea-töredékekből, a platform pereméről letöredező és lecsúszó blokkokból állt össze. Kora pontosan nem határozható meg, felső-triász, esetleg átnyúlhat a jurába is. A kőzetekre jellemző a lemezes elválás, a lemezek között agyaghártyák, illetve márga rétegek sorakoznak. Olisztolitokként a Bükkfennsíki Mészkö tömbjei mutatkoznak az átülepített vörös-lila crinoideás felső egységében (Vöröskői Mészkö Tagozat). A mészkövek szövete jobbra mikrokristályos, mikrites. A mikritből nori conodonták kerültek elő, bár ezek lehetnek átülepített helyzetűek is (CSONTOS 2000).

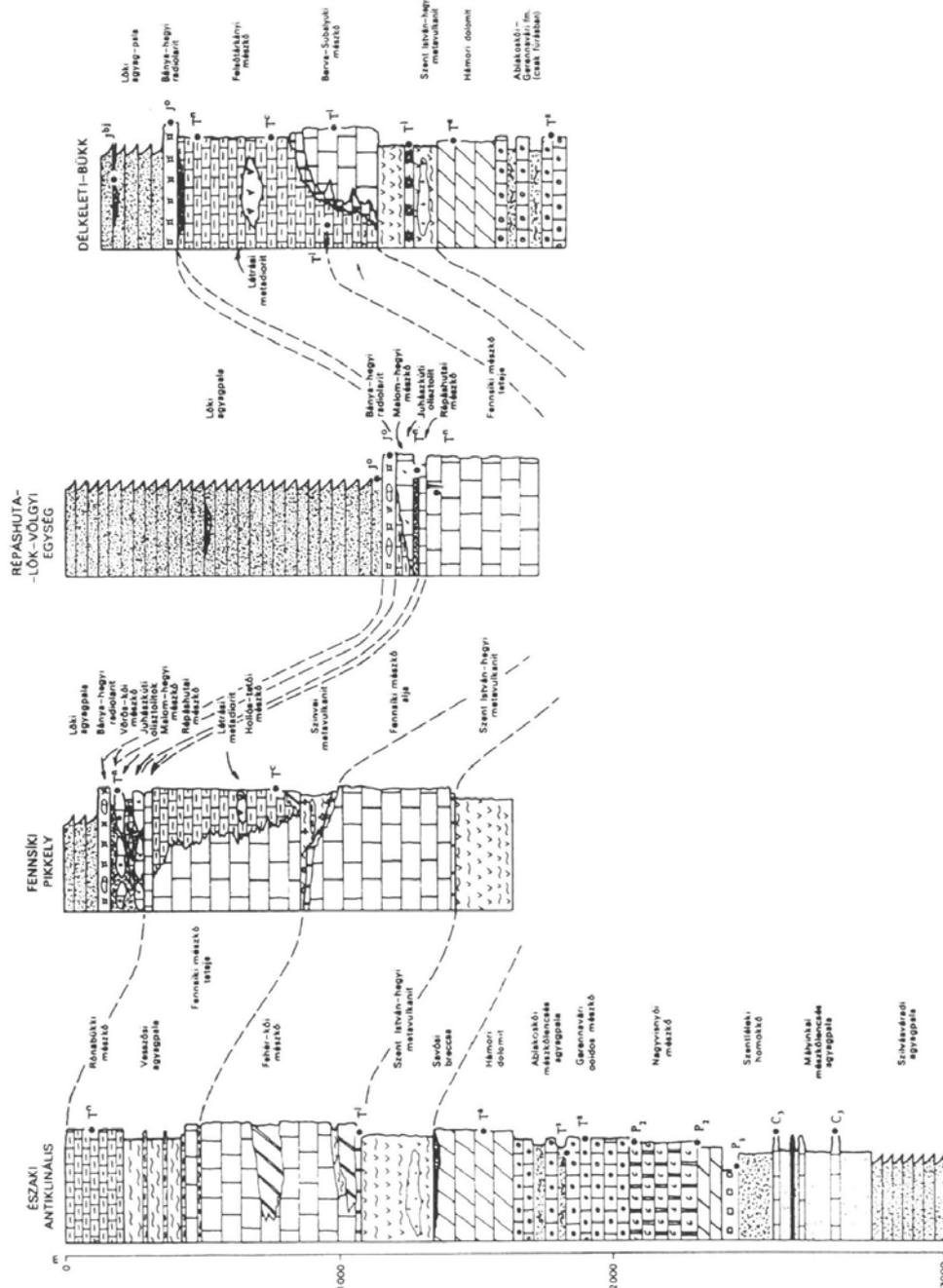
A Kisfennsík középső részét takaró világos, mikropátos szövetű, határozottan pados felépítésű mészkő (*Kisfennsíki Mészkö Formáció*) felső részében viszonylag sok kövületmaradvány található (Megalodontidák, nori emelet), valamint gyakoriak az ooidok is. Ez a tűzkőmentes, világos, vegyileg tiszta mészkő e tulajdonságai alapján egyaránt elkülönül az említett tűzköves- és a Nagyfennsík középső részét alkotó Fennsíki mészkővektől. BALOGH (1964 1980) ezek helyettesítő fáciéseként értelmezte a Kisfennsíki Mészkövet. A szöveti vizsgálatok alapján a mészkő átalakultsági foka nem éri el az anchimetamorf fokot, ezért takaróként értelmezhető, melynek hovatarozása, áttolódásának mértéke nem tisztázott. A Kisfennsíki Mészkö uralkodóan wackestone, kevésbé mudstone mikrofáciesű, litológiai alapon nem különböztethető meg a hasonló fáciésű Fehérkői- és Bükkfennsíki Mészköktől, elkülönítése viszont deformáltságának hiánya és térbeli helyzete alapján indokolt.

A Válint-keresztnél több szelvényben andezites vulkanizmus termékei jelentkeznek, melyek a Kisfennsíki Mészkö mésziszapjával keveredtek. Ez a karni extenziós vulkanizmussal hozható összefüggésbe (Szinvai Metabazalt F.) (FORIÁN-SZABÓ & CSONTOS 2002). Ugyanakkor a vulkáni

törmelékek erősen hasonlítanak a dél-bükki vulkanitokra (Belvács), melyeket feltételesen a Szent-Istvánhegyi Metaandezit Formációhoz soroltak (PELIKÁN *et al.* 2002).

A Bükk-fennsík déli előterében (Hollóstetői szinklinális) délnyugat felé kiszélesedve, valamint a Répáshutától keletre elterülő Bükkfennsíki Mésző blokk (Répáshutai antiklinális, CSONTOS 2000) déli peremén már jura korú üledékek is mutatkoznak. BALLA *et al.* (1986 1987) a Tarkó - Lök-völgy körzetében végzett szerkezeti vizsgálatok és térképezés nyomán (Lök-völgyi szinklinális) a rétegsort a következőképp határozták meg:

1. legalul szürke, valószínűleg sekélytengeri (pertidális és platform) mészkő (Fennsíki Mésző F.),
2. tarka és szürke, részben tűzköves mészkő (Répáshutai Mésző F.),
3. kovapala váltakozva kovás agyagpalával (*Bányahegyi Radiolarit F.*),
4. legfelül agyagpala és aleurolit turbidites mészkőcsíkokkal (*Lök-völgyi Pala F.*).



20. ábra. A nagyfennsíki paraautochton elvi rétegsorai CSONTOS (1988) szerint.

BALLA *et al.* (1986) az alsó három egységet “Tarkői sorozat”-ként különítette el a felső, “Lökvölgyi sorozat”-tól. A területről felső-triász (KOZUR & MOCK 1977) és jura (BALOGH *et al.* 1984; BÉRCZINÉ-MAKK & PELIKÁN 1984) ősmaradványok kerültek elő. A középső-jura Radiolariák a tarkői kovapalából kerültek elő.

A Bányahegytől nyugatra, mintegy 10 km csapáshosszúságban nyomozhatók a vöröses, sárgás kovapala rétegek (Bányahegyi Radiolarit Formáció), melyek helyenként fakószürkék, vagy feketék. A kőzet kvarcerekkel és finom törésekkel sűrűn átjárt. A vöröses, Radiolaria-tartalmú változat rétegzett, benne cm-es sávok különíthetők el az agyagtartalom alapján. A tiszta kovapala rideg, szilánkos törésű. Kevésbé rideg változatai agyagtartalmúak. Egyes helyeken mészkőlencsét tartalmaz, melyek néhol olisztolitoknak, máshol közbetelepült mészkőveknek látszanak (BALLA *et al.* 1986).

Az agyagpala (Lökvölgyi Pala Formáció) vékonysávós, sötét (fekete, sötétszürke) színű. A vékony sávok agyagos, aleurolitos, illetve finom-homokos rétegekből állnak, de előfordulnak benne gravelit-, sőt konglomerátum betelepülések, radioláriás lencsék is. Utóbbiakban gradáció, keresztrétegződés, néhol üledékcsuszamlásos szerkezet figyelhető meg, ez utal arra, hogy az összlet disztális turbiditként, pelágikus környezetben képződött. Másik fáciestípusában az agyagos-kőzetlisztes rétegek főleg gravelittel váltakoznak. A durva-törmelékszemes lapítottak, a kőzet elválási felülete hullámos, egyenetlen. A kőzetben a palássággal párhuzamosan lapított Radiolariák találhatóak, melyek nyomási árnyékában kvarc és klorit képződött. A palássági és rétegződési síkok által bezárt szög 40-60 ° között változik. A közbezárt Radiolariák alapján a formáció bath-callovi, illetve fiatalabb korú (CSONTOS 2000).

A Bükk DNY-i részében, a Bükkfennsík déli szomszédságától a Darnó-hegy irányában bázitok és ultrabázitok sorakoznak flis jellegű üledékekkel társulva. BALLA *et al.* (1983) 1979-1983 közötti térképezési munkái nyomán e rétegek takarórendszerként képeznek tisztán üledékes képződmények felett. BALLA Z. szerkezetföldtani és petrográfiai vizsgálatok alapján a szarvaskői rétegsort két sorozatra osztotta - Szarvaskői sorozatra és a Mónosbéli olisztosztromára. A takarók meglétét CSONTOS (2000) is elfogadja, viszont PELIKÁN (2000) szerint a képződmények egy rétegsorba rendezhetők. Az egyes kifejlődési területeken a rétegsor egyes komponensei északról dél felé változnak, illetve válnak teljesebbé.

A Szarvaskői sorozat (~2000 m) terrigén üledékekből áll, melyekben a durvább törmelékes - homokos rétegek mennyisége felfelé csökken. A rétegsor a *Vaskapui Homokkő Formációval* indul, mely uralkodóan agyagpala, benne vastag homokkő rétegekkel, lencsékkel, radiolarit olisztolitokkal. A homokkővek és aleurolitok gradáltak, mélytengeri turbidites jellegűek. A befoglalt radiolarit-lencséből karni, nori, illetve jura kor állapítható meg, ezek CSONTOS (2000) szerint átülepített radiolaritok. E törmelékes rétegekre szürke mészkőlencsés agyagpala települ, melybe mudstone mikrofáciesű mészkőrétegek, lencsék települnek (*Oldalvölgyi F.*), és ebbe nyomultak a *Szarvaskői Bazalt Formáció* bázikus magmatitjai. Az Oldalvölgyi Formáció radiolarit olisztolitjai bajóci-kallóvi kort adtak (CSONTOS 2000).

A rétegsorba párnalávák települnek, a befogadó üledékek felé mindkét irányban rétegtani határral. A párnalávák alatt azok szubvulkáni fáciéséhez tartozó teleptelér sorakozik, melyek jól differenciáltak, kőzetanyaguk leukogabbró és peridotit között váltakozik (BALLA 1986). A primitív bázikus magma differenciátumai a mélytengeri üledékes sorozatba nyomultak, illetve arra folytak. A teléres kőzeteken végzett K/Ar kormeghatározás eredménye 160 Ma (Árva-Soós *et al.* 1986), mely a magmatitok magas termikus gradiensű óceánfenéki metamorfózisaként értékelhető (ÁRKAI *et al.* 1995).

E rétegsoron helyezkedik el a *Mónosbéli Formáció* (~500 m), melynek olisztolitjai különböző üledékes kőzetekből – mészkővekből, kisebb részben kovapalából, homokkővekből – állnak, magmatitok teljes hiányával (BALLA *et al.* 1983). Mészkőtömbjeiből felső-triász conodontákat (KOZUR & MOCK 1977), középső-jura(?) Foraminiferákat és Ostracodákat (BÉRCZINÉ-MAKK & PELIKÁN 1984) írtak le. A Bükk délkeleti részein az Oldalvölgyi Formáció masszív allodapikus, ooidos mészkőbe megy át (*Bükkzsérci Mészkő F.*), melynek kora foraminiferák alapján felső-dogger-alsó-malm

(BÉRCZINÉ MAKK & PELIKÁN 1984).

A Szarvaskői és Mónosbéli sorozatok BALLA (1987) szerint takarókat képeznek tisztán üledékes sorozatok felett. A takarókon belüli rétegsorrend normális, a takarók sorrendje fordított. Ez gravitációs takarókra jellemző tulajdonság. E két sorozat takaró voltát rétegtani, szerkezeti megfigyelések valószínűsítik. Ezek szerint a tarkói körzet mészkövei és kovapalái, melyek követhetők a szarvaskői területre, erősen gyúrt, palás szerkezetű, anchi-epimetamorf jellegűek, míg a szarvaskői sorozat ter- rigén kőzetei gyengén palásak, gyakorlatilag nem metamorf jellegűek.

A Bükk hegység ismert paleo-mezozóos rétegsora itt lezárul. A következő ismert, korban legközelebb álló egység a Nekézsenyi Konglomerátum, melynek törmelékanyagából a Bükk hegység kőzetei hiányoznak (BREZSNYÁNSZKY & HAAS 1984), szerkezetileg a Upponyi-hegységhez tartozik. Less Gy. szerint az üledékfelhalmozódás az alsó-krétában is folytatódhatott, viszont e rétegek a metamorfózis után, a paleogén kiemelkedés során teljesen lepusztultak.

4.3. A Bükk hegység kőzeteinek átalakultsági foka

Az középső-karbontól a jura végéig tartó, csaknem folyamatos üledékképződés viszonylag nagy időintervallumot fog át, melyben megjelenik a hercini tektonofázis több ciklusa is, viszont a területtel foglalkozó kutatók általános véleménye szerint a fő átalakulásokat okozó hatások az alpi hegységképződéshez köthetők.

A bükki paleozóos-mezozóos formációkra elsődlegesen epi-anchizónás regionális metamorfózis jellemző (200-350 °C, 150-300 MPa), de a bonyolult tektonika és az észlelt paraméterek változatossága miatt csak főbb jellegzetességeire lehet következtetni. A metamorfózis foka északról dél felé az epizónától (Kelet-Bükk) az anchizóna alsó tagjáig (Délnyugat-Bükk), sőt a közepes-késői-diagenetikus zónáig (Darnó-hegy) csökken. Kivételt jelentenek a Bükk és az Upponyi-hegység határvidékéről (Bükkszentléleki zóna), a Nagyvisnyói Mészkőből vett minták, amelyek az epizóna magashőmérsékletű, közepes nyomástartományába tartoznak (ÁRKAI 1973). Jelentős különbségek tapasztalhatók egy sztratigráfiai egységen belül, például a Lökölgyi Pala esetében, ahol a metamorfózis fok keletről (anchizóna magashőmérsékletű része) nyugat felé (anchizóna alacsony hőmérsékletű része) csökken. Ezt mutatja a pumpellyit kémiai összetételének változása is: a hőmérséklet csökkenésével együtt csökken az Al-tartalom, viszont nő a Fe-tartalom.

Az átalakulás foka a tektonikának köszönhetően igen változékony. A klorit kristályossági fok vizsgálattal kiegészítve az illit kristályossági fok alapján a pumpellyit-aktinolit fácisebe tartozó metabazalt (Szinvai Metabazalt, Létrási Metabazalt Formációk) 280°C, a Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció metavulkanitja 375°C maximum hőmérsékletet adott. E nagy különbség oka az eltérő kémiai összetételben kereshető, a sztratigráfiailag egymáshoz közel lévő rétegekben ekkora hőmérséklet különbség nem lehetett. Ugyanakkor ez azt is mutatja, hogy e hőmérséklet becsléseket kellő óvatossággal kell kezelni (ÁRKAI & SADEK GHABRIAL 1997).

A metamorf ásványparagenezisek nem kielégítőek a metamorfózis fok pontosabb meghatározásához (LELKES-FELVÁRI *et al.* 1996):

- A Szent-Istvánhegyi Metaandezit Formáció metamorf paragenezise a zöldpala fácies alacsony hőmérsékletű zónájában, és a pumpellyit-prehnit-kvarc fácies magashőmérsékletű zónájában egyaránt stabilis (kvarc, albit, szericit, klorit, epidot, hematit, kalcit, dolomit). A szöveti jelleg inkább az anchizónás átalakulást valószínűsíti (lásd 2. és 3. melléklet).
- A Lillafüredtől délre húzódó vulkanit – ÁRKAI (1983) által még Óhutai Diabáz Formációként nevezett – a prehnit hiánya, a pumpellyit, klorit, aktinolit, epidot részaránya alapján a pumpellyit-prehnit-kvarc fácies magashőmérsékletű, a zöldpala fácieshez közeli alfáciesébe tartozik (kvarc, albit, szericit, klorit, pumpellyit, epidot, aktinolit, hematit, talk, klorit).

A kelet-bükki metavulkanitok, piroklasztikumok és agyagpalák ásványparagenezisei, illit-, illetve klorit "kristályossági" indexük, szöveti jellegzetességeik közel egyforma metamorfózis-fokot mutatnak. A kréta korú üledékek hiánya, a gyúrt szerkezetek gyakorisága, az intenzív tektonikus paláság és a vele együtt fellépő átkristályosodás kizárják a pusztán betemetődési metamorf

viszonyokat. Nem kizárható az sem, hogy a vulkanizmus során megjelenő hidrotermális-metaszomatikus folyamatok szintén befolyásolhatták e vulkanogén-üledékes rétegek átalakulását. Viszont figyelembe véve, hogy a metamorf átkristályosodás a rétegsor egészen megfigyelhető, ez csökkenti a posztmagmatikus folyamatok erős behatásának valószínűségét (ÁRKAI 1973).

Az illit és muszkovit b_0 rácsparaméterek alapján a kelet-bükki anchizonális metamorfózis a kis-közepes nyomástartományok határához közeli, a közepes nyomástartomány kis nyomású részének megfelelő fluidnyomást valószínűsít (Szilvásváradai Formáció $b_0=9.004 \text{ \AA}$; Szentléleki Homokkő Formáció Nagyvisnyó környékén $b_0=9.007 \text{ \AA}$; Lök völgyi pala $b_0 < 9.003 \text{ \AA}$). Ezalól kivételt képez az Észak-Bükki antiklinális Szentléleki zónája, ahol a perm törmelékes kőzetek b_0 értékei ($b_0=9.034 \text{ \AA}$) a közepes nyomástartománynak megfelelő fluidnyomást valószínűsítene. A nyomás erőssége és a rétegtani helyzet között nincs összefüggés, tehát a betemetődés az átalakulásnak csak egy, nem is legfontosabb tényezője lehetett. A kis-közepes nyomástartomány azt jelzi, hogy a nagy eltolódási zónák (Darnó-vonal, bükki nagy eltolódások) nem játszottak szerepet a metamorf folyamatokban. A Darnó-zóna közelében a nyomásértékek nem emelkednek a többi egységhez képest.

A Bükk hegységből a középső- és felső-triászra vonatkozóan van vitrinitreflexió adat (LACZÓ 1984). A középső-triász bükki-, és Aggtelek-Rudabányai-hegységből származó képződmények vitrinitreflexió értékei az "országos átlaghoz" képest kiugróan magasak (3.04 - 3.58 $R_0\%$). A felső-triászban a Bükk hegység és az Aggtelek-Rudabányai-hegység adatai úgyszintén igen magasak (3.21; 3.53 $R_0\%$), az adatok szórása aránylag nagy, amit a bonyolult földtani szerkezet indokol. A bükki kőzetekben mért vitrinitreflexió értékeket a II. táblázat foglalja össze.

II. táblázat: Vitrinitreflexió-értékek a Bükk hegység egyes sztratigráfiai egységeiben ÁRKAI (1983) és LACZÓ (1984) szerint.

Sztatigráfiai egység	Vitrinitreflexió-értékek	forrás
Szilvásváradai Formáció	4.42, 4.86, 4.85, 5.27, 4.79, 5.13 (R_{max})	ÁRKAI (1983)
Nagyvisnyói Mészkö Formáció	5.46; 4.39 (R_{max})	
Triász karbonátkőzetek átlaga	4.45 (R_{max})	
Lök völgyi Pala Formáció	5.17, 4.47, 4.04, 3.81, 4.47, 4.96, 4.76, 5.08 (R_{max})	
Vesszősi Formáció	3.87 (R_0)	LACZÓ (1984)
középső-triász rétegek átlaga	3.04 (R_0)	
felső-triász rétegek átlaga	3.21 (R_0)	

A karbonátos összletek átalakultságára aránylag kevés vizsgálat irányult. A sztratigráfiai vizsgálatoknál minden szerző utal a mészkövek erőteljes átkristályosodására, az ősmaradványok rossz megtartására (pl. az újabbak közül VELLEDETS 1999 2000; PELIKÁN 1999), ami a szedimentológiai és biosztratigráfiai vizsgálatokat a hegység középső-keleti részén erősen korlátozza, vagy lehetetlenné teszi. A mészkövek átalakulásának minősítésére a conodonta színindex (CAI) meghatározásával, illetve a kőzetszövet egyes paramétereinek jellemzésével (szöveti irányítottság, "átkristályosodás") történtek vizsgálatok észak-magyarországi karbonátos összletekben (KOVÁCS 1986; KOVÁCS & ÁRKAI 1989). A conodonták színindexe az anchimetamorf zónában magasabb (5-6(-7)), mint a diagenetikus tartományban (1-5). A metamorf zónákban a conodonták emellett átkristályosodottak és deformáltak. A deformáció által előidézett szöveti elváltozások három stádiumát különítették el az észak-magyarországi paleozóos-triász mészkövekben:

- *A-típusú*: eredeti üledékes szövet jellemzi, amelyet legfeljebb az aggradációs neomorfózis módosíthat, szemcsealaki irányítottság nem jellemző rá. A diagenetikus zónát kizárólag ez a típus képviseli.
- *B-típusú*: az elsődleges szövetelemek még felismerhetők, de azok a foliáció síkjában ellapultak. A mátrixban gyenge foliáció és irányítottság látszik.
- *C-típusú*: Az elsődleges szövetelemek – a nagyobb méretű, eredetileg egykristályokból álló

Echinodermata-töredékek kivételével - már nem ismerhetők fel, homogén, irányított pátit szövet alakul ki (metapátit). A *B* és *C* szövettípus együttes megjelenése az anchimetamorf zónának felel meg.

A Bükk rétegeit, különösképpen a mezozóos rétegeket ért metamorfózis alapvetően nem betemetődési, hanem tektonikus jellegű. Ezt igazolja, hogy:

- A leülepedés és a főpalásság foliációs síkjai között szögeltérés tapasztalható, amit a rétegösszetétel több részén megfigyeltek (ÁRKAI 1973; BALLA *et al.* 1987; CSONTOS 1999).
- A metamorf átalakulás foka egy litosztatigráfiai egységen belül változó (ÁRKAI 1973).
- A kelet-bükki felső-triász metavulkanitok ásványasszociációja alapján mintegy 10 (6-14) km rétegvastagság lenne szükséges a kialakult metamorfózis fok eléréséhez, amit a jura rétegek vastagsága nem érhetett el, az alsó-krétából pedig nem ismerünk üledékeket. Ez a tény jelentős takarómozgásokat valószínűsít, másrészt azt, hogy a Bükk, de legalább is a Keleti-Bükk, jelenlegi helyzetében egy tektonikai ablakként értelmezhető (ÁRKAI 1983).

Tekintve, hogy itt anchimetamorf - epimetamorf átalakulásról lehet beszélni, nem alakultak ki egységesen stabil viszonyok, így a fluidumok jelenlétében is jelentős különbségek lehettek. Agyagos közberétegződés, vagy bontódó vulkanitok környezetében a nagyobb vízfelszabadulás miatt a kőzetek alakváltozási képessége jelentősen megnövekedhetett. Így a döntően dinamotermális jellegű metamorfózis során egyes (nyírási) zónák mentén, fluidumgazdag környezetben jelentős alakváltozás jöhetett létre akár kismértékű redukált feszültség hatására.

A meghatározó metamorfózis kora hasadvánnyom (fission track - FT) vizsgálatok, valamint K-Ar radiometrikus korok alapján alsó-krétára tehető (ÁRKAI 1991; DUNKL *et al.* 1994). A dél-bükki jurapala terület (Lök-völgy) illit-muszkovit K/Ar kora 115-119 millió év, ami gyakorlatilag megegyezik a Szendrői-Upponyi paleozoikum K/Ar korával.

Ennél lényegesen kisebb korokat jelzett a kelet-bükki, főleg triász képződményekből álló egység. Itt a törmelékes kőzetek illit-muszkovit K/Ar és cirkon FT adatai (79, 86-103 Ma) összhangban vannak a vulkanoklasztitok törmelékes "átöröklődéstől" mentes illit-muszkovit K/Ar korával (77-82 Ma). Ez arra utal, hogy a Keleti-Bükk kiemelkedése a Bükk többi részéhez, illetve a Szendrői-Upponyi paleozoikumhoz képest később következett be (ÁRKAI 1991). Ehhez illeszkedik, hogy a szericit b_0 -értékek alapján egyedül a kelet-bükki rétegek átalakultsága sorolható a közepes nyomástartományba. Másik értelmezés szerint (ÁRKAI *et al.* 1995) ez a 80 Ma körüli érték kihülési kor.

Az Észak-Bükki antiklinális karbon-perm kőzeteinek korátlagai (K/Ar: 131 millió, FT: 148 millió év) minden eddigi ismertett egységnél nagyobbak. Az illit-muszkovit K/Ar és a cirkon FT korok közötti rendszeres különbségek arra utalnak, hogy itt a közel epizónás hőhatás (250-350 °C) ellenére sem alakultak ki egyensúlyi körülmények. A cirkon FT korok szórása 121-184 millió év; az illit-muszkovit K/Ar adatok kisebb mértékben, de szintén jelentősen szóródnak (111,4-146,5 millió év). A cirkon FT adatok közül a minimális (121 millió év – hauterivi-barrémi) közelíti meg leginkább a metamorfózis idejét (BALLA 1987).

A Szarvaskői egységben, a bazaltokból kimutatott 160 Ma (felső-jura) körüli koradatokat a regionális metamorfózist megelőző óceánfenéki metamorfózisként lehet értelmezni (SADEK GHABRIAL *et al.* 1996).

A Bükk kréta kori mély eltemetődése mellett szól az a tény is, hogy a Nekézsenyi Konglomerátum törmelékanyagából a Bükk hegység kőzetei gyakorlatilag hiányoznak (BREZSNYÁNSZKY & HAAS 1984). Ez jelentheti azt is, hogy a Bükk hegység kőzetei nem voltak a konglomerátum üledékgyűjtőjének szomszédságában (a konglomerátum jellege alapján 15 km-en belül), de jelentheti azt is, hogy a Bükk kőzetei ebben az időben eltemetett helyzetben voltak.

4.4. A Bükk fejlődéstörténete és szerkezetalakulása

A Bükkium metamorfózis-fejlődés történetét a már ismertett munkákon kívül (ÁRKAI 1973,

1977, 1983; ÁRKAI & KOVÁCS 1989) számos részlettel egészítik ki a területen végzett egyéb tektonikai, sztratigráfiai megfigyelések és leírások (BALLA 1987; CSONTOS, 1987, 1988, 1999, 2000; BREZSNYÁNSZKY & HAAS 1984; KOVÁCS 1987; Less 2002).

ÁRKAI cikkeiből a Szendrői-, és az Upponyi-hegység átalakultságára vonatkozó vizsgálatokból egyaránt kitűnik, hogy nincs kimutatható különbség a hercini fő tektonofázisnál fiatalabb és idősebb sztratigráfiai egységek között a nyomás- és hőmérséklet-viszonyokat illetően. Így a hercini tektonofázis hatása közvetlenül nem mutatható ki, nem különíthető el az alpi metamorfózis hatásától. Az alpi – kréta, pre-szenon – korú metamorfózist igazolják a Rb-Sr, K-Ar izotópos kormeghatározások eredményei is.

Ezek alapján az alpi tektonofázist megelőző átalakulási hatások a területen csak a betemetődési nyomással és hőmérséklettel hozhatók kapcsolatba, melyek hatásukban gyengébbek az alpi átalakulásnál. A Bükkben a karbon, és az alsó-középső-perm korú üledékek között feltételezett üledékhézag a pfalzi, vagy a saali tektonofázissal hozható kapcsolatba, amely megnyilvánulásában gyenge lehetett ahhoz, hogy számottevő átalakulást okozzon, mivel egész Dél-Európában csak kiemelkedésekben és üledékhézagban nyilvánult meg.

A következő – perm-mezozoos – üledékképződés lapos, száraz éghajlatú tengerparton indul meg, majd lassú süllyedés mellett sekélytengeri elzárt lagúnafacies alakult ki (Nagyvisnyói mészkő). A perm-triász határon a tengerrész kinyílt, a víz jól átszellőzötté, átmozgatottá vált (Gerennavári Formáció ooidos mészkőve). Az üledékképződés karbonátos selfen történt, melybe a partról kezdetben durvább (homokkő), majd finomabb törmelékanyag (agyag, márga) szállítódott a területre, mely a belső selfről fokozatosan a külső selfre tolódott át.

A középső-triász során az üledékképződés és a süllyedés egyensúlyba került, a területen uralkodóan partközeli karbonátplatform (dolomit, majd Fehérkői mészkő) fejlődött, melyet megszakított a ladini mészkálai jellegű vulkanizmus.

A késő-triász során a platform feldarabolódott, egyes blokkjai mélyebbre (tűzköves mészkőfacies – Hollóstetői mészkő, Felsőtárkányi mészkő) süllyedt, mások megmaradt sekélytengeri területnek (Bükkfennsíkai mészkő középső, keleti, délkeleti blokkjai, Kisfennsíkai mészkő(?)). A feldarabolódást lemezen belüli jellegű, dominánsan bázikus magmatizmus kísérte.

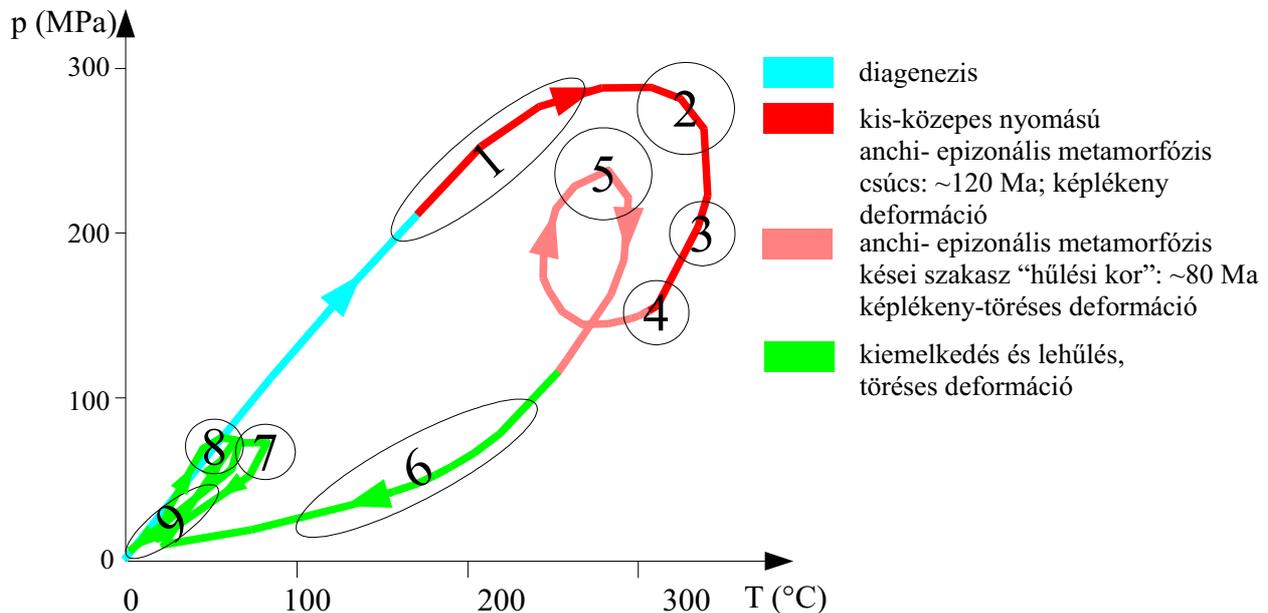
A nori végén, rhaeti elején az egész terület hirtelen lesüllyedt, a karbonátos üledékképződés megszűnt és a mélytengeri környezetbe a partról csak jelentős késéssel érkezett meg a törmelékbeszállítás, ami indokolhatja a jura közepéig tartó (?) üledékhézagot. A mélytengeri üledékképződés a középső-júrában felerősödött, melyhez MORB-jellegű bázikus magmatizmus is társult (Szarvaskői Formáció).

A korai takarómozgásokkal jelentkező újkimmériai tektonofázist (felső-jura) üledékek rögzítik, de ilyen korú magmatizmus ismeretlen. GRILL *et al.* (1984), valamint BALLA (1987) paleotektonikai vázlata szerint a takarómozgások északról dél felé irányultak. E mozgás leglényegesebb eseménye volt a Szarvaskői egység obdukciója a Fennsíkai paraautochtonra. Az obdukció korai fázisában, vagy még ez előtt valószínűsíthető a Szilicei egység rátolódása a Darnó-mellétei/Szarvaskői medencére, aminek eredménye az Aggtelek-Rudabányai-hegységben a Telekesvölgyi Formáció (GRILL *et al.* 1984), illetve a Bükkben a Mónosbéli Formáció olisztosztrómájának kialakulása (BALLA 1987). BALLA (1987) véleménye szerint mindkét esemény az újkimmériai tektonofázissal kapcsolatos.

CSONTOS (1988) képlékeny és töréses formákra vonatkozó szerkezetföldtani megfigyelései alapján, a "Mónosbél-Szarvaskő típusú" (Szilicei és Darnó-mellétei) takarók érkezése a Nagyfennsíkai paraautochtonra felső-jura kimmeridgei-tithon – alsó-kréta(?) korú. Feltételezi a paraautochton közeteiben az ezzel egyidőben kialakuló első, a rétegzéssel párhuzamos palásság ($S0/S1$)⁶ megjelenését (felső-jura tithon - alsó-kréta berriasi). CSONTOS (1999) szerint ez a palásság a hegységben általánosan megjelenő tulajdonság, a különböző szerkezeti egységeket (Fennsíkai paraautochton, Szarvaskői egység) egységesen érintette és jelentős ($\geq 30\%$) rövidüléssel járt

6 A továbbiakban e fejezetben az egyes deformációs fázisokat CSONTOS (1999) cikkének megfelelő jelzésekkel jelöljük.

együtt. A rétegzéssel párhuzamosan kialakult palásságot radiolaritban vékonycsiszolatban is megfigyelte (CSONTOS 1999). Ebből következik az is, hogy a takaróképződés minden kimutatható deformációs szerkezet megjelenése előtti, vagy legfeljebb vele egyidős esemény.



21. ábra. A Bükk szerkezetfejlődésének főbb állomásai a mezozoikumban és a kainozoikumban p-T-út vonalban ábrázolva ÁRKAI 1973 1983; DUNKL *et al.* 1994; CSONTOS 1988 1999 adatainak felhasználásával. Az egyes szerkezetfejlődési állomások CSONTOS (1999) szerint: 1.: takaróképződés, S1 réteg menti palásság (késő-júra); 2.: S2 “főpalásság” és P2 redőképződés, a legképlékenyebb jellegű deformáció (~120 Ma, késő-júra, kora-kréta); 3-4.: Cikcakk redők, feltolódások; 5.: Darnó-vonal – Bükk-szentkereszti-törés menti ívelődés, “némileg képlékeny deformáció” a metamorfózis kései szakaszában (“hűlési kor”: 80 Ma, K cenomán-turon); 6.: Kiemelkedés, erózió, cikcakk redők, krenuláció agyagban (késő-kréta – paleogén); 7.: Differenciált eltemetődés (oligocén) majd kiemelkedés; 8.: Eltemetődés (pannon); 9.: Jelentős kiemelkedés (késő-pannon – negyedidőszak).

Az alsó-kréta hauseri – barremi folyamán a felső (szilicei), a Bükkben jelenleg szinte teljesen lepusztult egység teljesen áttolódott É-ről D felé, így a Bükk egészére nehezedő terhelés ekkor volt maximális. E takarómozgások eredményeként a Nagyfennsíki paraautochtonban kialakult a már ismertett anchi-epizonális metamorfózis, mellyel együtt nagy és kis redők (P2), valamint egy északi dőléssel és K-Ny-i tengellyel rendelkező palásság (S2 “főpalásság”) képződött (CSONTOS 1988 1995 1999). Ez a palásság a homogén kőzetekben sík felületeket alkot, inhomogén kőzetekben a kompetencia miatt hullámos. Képlékeny formákként transzponált tűzkölcensékek, forgási szerkezetek regisztrálhatók. Az S0 és az S2 metszése K-Ny-i irányú *metszési lineációt* alakított ki, mely párhuzamos a P2 redők tengelyével is. Ez utóbbiak a főpalássággal azonos feszültségmezőben keletkeztek, szoros redőket alkotnak, ebből következően a képlékeny deformáció során alakultak ki. A redők alacsony rendűtől (pl. Nagyfennsík antiformja) a magas rendűig (mikroredők) több léptékben jelentkeznek. E fő deformációs fázishoz nagyszerkezeti törések is társulhattak (T2) K-Ny-i csapású feltolódásokat alakítva ki (pl. Nagyfennsík É-i pereme).

BALLA *et al.* (1984), valamint FODOR (1988) a Lök völgyi Palán végzett mérései szerint ebben a fázisban hasonló redők alakultak ki, melyek tengelysíkjaiban, vagy azzal párhuzamosan jó behatolású, sűrű elválást okozó palásság található.

A metamorfózis csúcának nyomás-hőmérséklet viszonyait illit kristályossági fok alapján ÁRKAI *et al.* (1995) maximum 300 MPa fluidumnyomás és maximum 350 °C hőmérsékletnél határozta meg. Szintén az ő kutatásai alapján az ÉK-i Bükk anchi-epizónás metamorfózisa kis-közepes nyomásúnak minősíthető (ÁRKAI & SADEK GHABRIAL 1997). A kis-közepes nyomású metamorfózishoz általánosan 25-30 °C/km geotermikus gradienst feltételezhetünk. Ennél magasabb

geotermikus gradiens már csak kontakt metamorf zónákban alakul ki, ami csak lokális elterjedésű, a Bükkben viszont dinamotermális metamorfózis jelentkezett. A fluidumnyomás akkor közelítheti alulról a fedőterhelésből származó litosztatikai nyomást, ha a pórusterek részlegesen zártak (pl. PASSCHIER & TROUW 1998). Így a litosztatikai nyomás ÁRKAI adatai alapján legalább 250-300 MPa lehetett, ez kb. 9-12 km mélységben várható, melyhez 30°C/km geotermikus gradiens esetén 270-360 °C adható meg. Ez összevág a metamorfózis csúcsának becsült nyomás-hőmérséklet viszonyaival. Mivel a későbbi deformációs fázisok során ilyen mély betemetődés már nem volt, ekkora redukált feszültség már inkább töréses, legfeljebb enyhén képlékeny deformációt (krenulációs palásság) okozhatott. Ezért elfogadható CSONTOS (2000) megállapítása, aki a képlékeny jellegű, a főpalásságot is okozó deformációs fázis kialakulását a metamorfózis csúcsával egyidősnek (120 Ma) veszi. Utóbbi LELKES-FELVÁRI *et al.* (1996) szerint az eo-hellén tektonofázis (160-120 Ma) és az ausztriai fázis közé (100-95 Ma) tehető. BALOGH (1964) az "első gyűrődés" idejét, álló redők kialakulását az Ausztriai fázishoz kapcsolta, e gyűrődés korát Báldi (1983) pre-szenon korúnak vette.

Az *S2* főpalásságot (és *P2* redőképződést) követően több redőképződési esemény rögzíthető, melyek állapothatározói (nyomás, hőmérséklet, redukált feszültség) már nem érték el a főpalásságot okozó értékeket. Ezt mutatja az, hogy a későbbi (cikcakk) redők már felmorzsolódtak, összetört maggal rendelkeznek. A cikcakk redők közül legidősebb redőzöttség (*P3* – középső-kréta apti) tengelye nagyjából K-Ny-i, így közel megegyező a *P2* tengelyével. A *P3* redőképződés hatására a főpalásság iránya átbillen dél felé.

CSONTOS (1999) szerint a K-Ny-i csapású feltolódások e fázishoz is köthetők (*T3*). A feltolódások litológiai, faciológiai eltérő összetek határán jelentkeznek, így ősföldrajzi egységek határát jelentő szerkezeti határok lehetnek.

A következő redők (*P4a* – középső-kréta albai és *P6/P4b* paleogén?) tengelyei a korábbi tengelyirányra merőlegesek (É-D-i tengely), az irányváltás oka még nem tisztázott. A *P4a* redők tengelyfelülete nagyjából merőleges a főpalásságra. Irányítottsága így a tengelyfelület billenésétől változik.

E két redőképződési fázis közé teszi CSONTOS (1999) a hegység nyugati részén a Darnó-vonal menti elvonszolódás deformációs hatását (*A5* – középső-kréta santoni), melynek jellege "némi képlékeny viselkedést feltételez". Szintén ezen eseményhez sorolja a Bükk keleti részén a Darnó-zónára közel merőleges, ellentétes irányú ívelődést és mintegy 4 km-es elvetődést a Bükkszentkereszt-törés mentén. Az ívelődés idejét CSONTOS (1999) a 80 Ma-es "hűlési kor"-ral egyidejűnek tartja, amikor a hegység tömege már kiemelkedett és a felette lévő rétegek erodálódtak. Az, hogy ekkor, a kiemelkedés során "némileg képlékeny viselkedésű" deformáció történt arra utal, hogy e fázis jelentősebb kompresszióval járt.

ZELENKA *et al.* (1983) szerint a takaróképződés és gyűrődés után jelentős baloldali eltolódás játszódott le a Darnó-vonal mentén, mivel a Bükk gyűrt szerkezetei és fő törései a Darnó-vonalhoz simulnak. Az eltolódás amplitúdója többször 10 km-re becsülhető.

A paleogénban, a kiemelkedés során következett be a hegység közeteinek cikcakk redőkbe gyűrődése (*P6*) egy K-Ny-i kompresszió mentén (CSONTOS 1988). E redők tengelye közel függőleges, megfigyelhetők hullámfodrok, krenulációs palásság képében. Korban ehhez köthetően vetőkarcokat okozó eltolódások alakultak ki, melyeket ankeritesedés kísért. Csapásuk É-D-i, illetve KÉK-NyDNy-i. E kompressziós fázis BALLA *et al.* (1984) (harmonika, cikcakk, esetenként koffer redők kialakulása), és FODOR (1988) szerkezetvizsgálati eredményeiből, valamint Brezsnýánszki & HAAS (1984) a Nekézsenyi Konglomerátumon végzett megfigyeléseiből is következik. A Nekézsenyi Konglomerátumot a formáció diagenezise után három, korban elkülönülő deformációs hatás érte, melyek közül a legidősebb kompresszív, a következő kettő tágulós jellegű volt. BALOGH (1964) szerint a hegység legfőbb szerkezeti vonásai - dél felé átbuktatott, átpikelyezett redők, ál-redőkből és takarókból felépített gyűrt szerkezet - már az eocén kezdetére kialakultak.

Az apatit FT korok alapján (észak-bükki paleozoikum, kelet-bükki metavulkanitok, szarvaskői gabbró és Szarvaskői takaró homokköveinek mintáin mérve) a Bükk rétegei a paleogén során hűltek

le 125-70 °C alá (DUNKL *et al.* 1994), így az eocén végére kerültek felszínközelpbe. A hegység paleo-meozozóos képződményeinek erősen egyenetlenül lepusztult triász felszínére elsőként szárazföldi vörös, agyagos, kőszennyomos törmelékes rétegcsoport települt (BALOGH 1964), mely nanoplanktonok alapján bartoninál nem idősebb. A felső-eocén karbonátos rétegsor bükki kavicsanyagot (tűzkő, agyagpala, kovapala, dolomit- és mészkőkavics) tartalmazó alapkonglomerátummal kezdődik (BÉRCZINÉ-MAKK 1980).

A középső-krétától a területet forró, nedves éghajlat jellemezte (pl. karsztbauxit képződése a Dunántúli-középhegységben), így a kiemelkedés során intenzív karsztosodás érte a Bükköt is. A szabaddá vált mészkőfelszínen igazi nyílt, vegyes, nem-önálló karszt, míg a palaterület alatt rejtett, nem-önálló karszt képződött. Ez a formakincs a későbbi szárazulattá válás során csaknem teljesen elpusztult (HEVESI 1990), maradványai csak a hegység déli és északkeleti részén az eocén üledékek pereménél és üledékroncsok közelében található (SÁSDI 2003). Az eocén során a Bükk egy lapos, enyhén dél felé lejtő, a jelenleginél lényegesen nagyobb méretű tönkfelszín volt (SÁSDI 2003).

Az oligocénban egy újabb lesüllyedés során a hegység kőzetanyagát medencefáciesű törmelékes üledékek borították el, melyek vastagsága 600-1200 m, a medence egyes részein a 2 km-t is meghaladta (DUNKL *et al.* 1994). Ez az üledékképződés délen a priabonaiban, keleten (Kis-fennsík) az egriben kezdődött. A Bükk déli előteréből származó fúrások az alsó-oligocénban partközeli üledékképződést jeleznek (BÉRCZINÉ-MAKK 1980). BÁLDI (1998) szerint a kiscelli idején a Bükk központi tömege még szárazulat lehetett, a Kis-fennsíkről (460 m jelenlegi tszf.) leírt csókási lepidocycelinás mészkő (LESS 1991) kora már egri. A Diósgyőr melletti homokbányában felső-oligocén glaukonitos homokkővet és lithothamniumos mészkővet találtak.

Az oligocén végén a Bükk mai fennsíkjának területe szigetszerűen emelkedett ki a tengerből, a DNy-i Bükk (Noszvaj környéke) oligocén durvatörmelékes rétegeinek kavicsanyaga innen is származott.

Az alsó-miocén során a K-Ny-i kompresszió É-D-i irányúra váltott, hatására létrejött a Darnó eltolódási rendszer és a Bükk régebbi szerkezetei ennek csapásába fordultak (CSONTOS 1988). A Lökvolgyi Palában megfigyelhető, hogy a Darnó eltolódási rendszerrel párhuzamos enyhe deformáció a korábban kialakult *S1* és *S2* palásságot is érinti.

Az alsó-miocénban területenként változó mértékű erózió nyomaira utalnak, hogy a hegység Ny-i és ÉNy-i oldalán a paleo-meozozóos kőzeteket neogén rétegek fedik. Az alsó-miocén, illetve annál fiatalabb korú üledékek felhalmozódása és vastagsága nehezen rekonstruálható ezek lokális elterjedése és a szarmatában kezdődő intenzív erózió miatt. A középső-miocén alatt több fúrásban közvetlenül a Bükk paleo-meozozóos kőzeteit harántolták (Miskolc-Egyetemváros, Miskolc-Selyemrét, Egerszólát, Sajóhídvég), ami arra is utalhat, hogy a Bükk ma ismert kőzetei az alsó-miocén idején a mainál nagyobb területen voltak felszínen (HEVESI 1990). A Bükk tömegének döntő része ekkor enyhén hullámos fennsikként emelkedhetett ki a környezetéből.

Zömmel kicsorbult töbrökben, de kisebb medencékben és hegyháton is található a Délkeleti-Bükkben olyan agyagos szárazföldi törmelék, mely alig koptatott radiolarit kavicsokat tartalmaz (Felsőnyárádi Formáció, Vincepáli Tagozat, eggenburgi).

A középső-miocéntól a pannonig egy kompresszív-tágulós rendszer működött KÉK-NyDNy fő nyomásiránnyal, ami nagyobb balos feltolódásokat okozott a hegységben (a miocén rétegekben is) a darnói szerkezeti vonalra merőlegesen (stájer fázis?). Ezek a mozgások a paleo-meozozóos rétegekben alacsonyabb rendű cikcakk redőket, és egy fiatal eltolódás-rendszert alakítottak ki (CSONTOS 1988). Az ottangiban az óramutató járásával ellentétes 60°-os elfordulás (MÁRTON & FODOR 1995), és ehhez kapcsolódó feltolódások rögzíthetők. A bádani – kárpátiban pedig az óramutató járásával ellentétes további 30°-os elfordulás, valamint feltolódások (*T8*) és eltolódások (*E8*) alakultak ki (CSONTOS 1999).

A középső-miocénban a klíma mediterrán jellegű volt, a felső-kréta – eocén karsztosodott tönkök újultak fel, viszont a hidegebb száraz évszakok miatt az erózió intenzívebb volt, ami a barlangrend-

szerek tágulását is okozta. (HEVESI 1990). Az alsó riolittufaszórás hamuja (Gyulakeszi Riolittufa F.) az egész hegységet érintette, de a lepusztulás a szárazföldi térszínen rögtön megindult: bontott, áthalmazott riolittufa, illetve tufás agyag, tufit számos fúrásból ismert.

Az ottangiban és a kárpátiban a teljes hegységet tenger borította, erről tanúskodnak a Nagyfennsíkon talált fúrókagylónyomos mészkőkavicsok (BALOGH K 1964). Ezek meredek partok, hullámverési színlők kialakulását mutatják. A középső riolittufa (Tari Dácittufa F.) a Bükkben sekélytengerbe, öblökbe, tavakba és szárazulatra hullott. A Hosszú-völgy – Nagy-Ökrös szomszédságában a riolit- és dácittufa szárazföldi térszínre hullott (SERES-HARTAI 1983). Az apatit FT nyomróvidülési jellege alapján DUNKL *et al.* (1994) szerint a kárpáti-pannon korú eltemetettségeknek még jelentős (1000 m felett) mértékűnek kellett lennie, ami maximum 50 °C-kal emelte a Bükk kőzeteinek hőmérsékletét. Más vélekedés szerint (SÁSDI 2003) az eltemetettség ennél lényegesen kisebb volt, mivel a környező medenceterületek miocén üledékeinek összvastagsága 400-500 m-nél nem több és a Nagyfennsíki egység a miocén során többnyire szárazulat volt.

A bádeni eleji transzgresszió a hegységi részt már nem borította el (NAGYMAROSI 1981). A Tardona 78 fúrásban a bádeni üledék bükki mészkőkavicsokat tartalmaz (BOHN & KISS 1979), ami azt mutatja, hogy már az alaphegység kőzetei is a felszínre bukkantak.

BALOGH (1964) szerint a szarmatában a Bükk már kiemelt helyzetű, de még laza üledékekkel fedett volt. A szarmata üledékek egyes fúrásokban már bükki alaphegységi anyagot tartalmaznak (Balaton 28, Dédestapolcsány 14, Tardona 63), így a fedőköpeny helyenként már kilyukadt, a mészkő karsztosodása is megindulhatott (HEVESI 1990). A kiemelkedés egyrészt a teljes terület emelkedését jelenti, másrészt egy DDK irányú kibillenést. A mozgás a palássági felületeket is reaktiválta, ezek mentén néhány mm-es csúszások alakultak ki (SÁSDI 2003).

GATTER (1984) a miskolctapolcai várhegyi minták fluidumzárványainak összetételét a karsztforrások összetételéhez hasonlónak ítélte, e repedéskitöltések lehettek fedett karszt, vagy mélykarszt eredetű kiválások, korukat a neogén végén kezdődő kiemelkedéshez kötötte.

Eredeti ülepedésű alsó-pannon agyagot több töbörből írtak le (Nagy-Kőmázsa, Bükkszentkereszt határában; LÁNG *et al.* 1970). A nagy-kőmázsaik jelenleg 300-370 m-es tszf. magasságon vannak, ami a fedőréteg meglepően gyors lepusztulására utal (HEVESI 1990). A délkeleti hegységperemen az alsó-pannon során jelentős transzgresszió volt. Az észak-alföldi felső-pannon rétegek már tartalmaznak bükki eredetű törmelékanyagot (BÉRCZI *et al.* 1988). Feltolódási rendszerek (T9) a pannon lignitben (Bükkábrány) is kimutathatók (CSONTOS 1999).

A felső-pliocén során a hegység kiemelkedése és az előtér (Tisza – Zagyva háromszög) süllyedése folytatódott. A pannon végétől számított kiemelkedést (attikai mozgások?) BALOGH (1964) 300-400 m-re becsülte, az előtér süllyedése legalább annyi volt. HEVESI (1990) a pliocén végére a Nagyfennsík magasságát 510-620 m, Kisfennsík nyugati részét 370-530 m, Dél-Bükk mészkőtérszínét 370-470 m tszf. magasságra becsülte. Ekkorra az alapvető tájegységek (Nagyfennsík, Kisfennsík, Dél-Bükk, Északi Bükk) már elkülönültek. A forrásbarlangok képződése a hegység kiemelkedésével és kihantolódásával párhuzamosan egyre mélyebb szintekre tevődött át (HEVESI 1986). A jégkorszak végétől a mészkőfelszíneken barna, helyenként fekete erdőtalaj képződött, melyben CO₂-gazdag talajatmosfera alakulhatott ki, ami a karsztosodás intenzitását növelte (HEVESI 1990).

5. Mintavételezés és alkalmazott vizsgálati módszerek

5.1. Alkalmazott módszerek

A célkitűzésnek megfelelően a vizsgálati módszerek két csoportra oszthatók. Az első lépésben a Bükk keleti részéből vett mészkőminták részletes szöveti vizsgálatát végeztem el, majd az eredményének figyelembe vételével egy kisebb – pátos, mikropátos mészkövekből álló, legrészletesebben vizsgált – mintahalmazon meghatározásra került az akusztikus hullámterjedési sebesség, az oldódási sebesség és az oldott felület mikromorfológiájának változása is.

A szövetvizsgálatok a közettéválást követően kialakult szövetalkotók meghatározására, részletes jellemzésére, képződési körülményeik becslésére irányultak. Mivel a vizsgált minták döntő többségében az elsődleges szövetalkotók teljesen törlődtek és anyagukból átkristályosodási pátit fejlődött ki, ezért a vizsgált szövetalkotókat a következő kategóriákra bontottam:

- Mikrokristályos mátrix, mely homogén, közel ekvigranuláris pátit-mikropátit halmaz $d < 30-40$ μm szemcsemérettel. Ez a mátrix az elsődleges szövetalkotókból képződött, többé-kevésbé szemcsealaki irányítottsággal (SPO) rendelkező halmaz, mely képlékeny deformációra utal.
- Pretektonikus, erősen ikresedett és deformált szerkezettel rendelkező durvakristályos szemcsék ($d > 80-100$ μm) és ezekből álló szemcsealmazok, melyek eredetileg durvakristályos karbonát-lasztok, vagy diagenetikusan képződött póruskitöltő, repedéskitöltő nagyméretű kristályok, kirstályalmazok lehettek.
- Szintektonikus, vagy posztttektonikus repedéskitöltések, melyek anyaga nem, vagy csak kevésbé deformált.
- Mikroszilolitok, mikrorepedések, egyéb szövetelemek.

A szövetvizsgálatokat döntően optikai mikroszkóppal végeztem, egyrészt vékonycsiszolatokat, metszeteket vizsgálva ásványtani polarizációs mikroszkóppal, másrészt csiszolt kőzetfelületeket sztereomikroszkóppal. Utóbbi a mikrorepedések vizsgálatához nélkülözhetetlen volt, mivel a hajszálrepedések – hacsak nincsenek agyagos szennyeződéssel kitöltve – vékonycsiszolatban nem láthatók.

A mikrokristályos mátrix vizsgálatánál a következő részterületekre koncentráltam:

- A szemcsealaki irányítottság (SPO) erőssége és jellemzői. Ezt polarizációs mikroszkóppal vizsgáltam a makroszkóposan kijelölhető főmetszeteken készült csiszolatokon, majd 40 metszet esetében az SPO mértékét kvantitatív módszerrel is meghatároztam digitális képelemzéssel.
- A szemcsehatárok lefutásának jellemzése. Ennek vizsgálata azért fontos, mert az egyenetlen, hullámos határfelület, vagy az egyenes, síkok-menti szemcsehatár más-más deformációs mechanizmus jelenlétére utal. A hullámos, egyenetlen szemcsehatár jellemzője lehet a nyomási oldódással, valamint a szemcsehatár vándorlással kialakult szövetnek. Ugyanakkor a síkok-menti határfelület a szemcsehatár siklásra lehet jellemző. E vizsgálatokat polarizációs mikroszkóppal a lehető legnagyobb nagyítással (600-1200 X) végeztem a csiszolatok szegélyzónájában, ahol a metszet már közel ultravékony (5-10 μm -es vastagságú). Ultravékony csiszolatokra azért van szükség, mert a kalcit magas törésmutatója és magas kettőtörése miatt a 10-20 μm méretű szemcsék határvonala normál (30 μm) csiszolatvastagságnál zavaróan vastag, illetve a szubszemcsék nem jelennek meg. Néhány minta esetében a szemcsehatárok morfológiájának vizsgálata pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) történt a Miskolci Egyetem Fém-tani Tanszékén (AMRAY, Kovács Árpád tanszéki mérnök segítségével), illetve az Ásvány- és Kőzettani Tanszéken (JEOL JXA 8600).
- A kitüntetett kristályszerkezeti irányítottság (LPO) jellemzése. Ennek vizsgálata alapvető fontosságú a mátrixot kialakító deformációs mechanizmus meghatározásához. Amennyiben határozott LPO mutatkozik a mátrixban, az magas redukált feszültségre, dinamikus átkristályosodásra utal. Az LPO vizsgálat 8 minta esetében, inverz pólusábrák elkészítésével végeztem el. Ehhez a röntgendiffrakciós felvételeket a Miskolci Egyetem Fém-tani Tanszékén, Sólyom Jenő tanszéki mérnök segítségével készítettem el. A felvételek HZG-4-es és Siemens D5000 goniométerrel, di-

gitális adatrögzítéssel készültek. E 8 minta kiválasztásánál figyelembe vettem azok litológiáját, szerkezetföldtani helyzetét, makroszerkezeti jellemzőit és a mátrix szöveti jellegét (SPO, szemcsehatár morfológia) is.

A durvakristályos szemcsék ($d > 80-100 \mu\text{m}$), szemcsehalmazok esetében polarizációs mikroszkóppal vizsgáltam az ikertagok sűrűségét, morfológiáját, a “mag és burok” szerkezetek jellemzőit. Az ikertagok vastagságának mérése univerzális (Fedorov) asztal és képelemző segítségével történt. A deformálatlan ikrek esetében 7 mintában az ikresedéshez köthető alakváltozás mértékét határoztam meg Groshong et al. (1972) módszerével univerzális asztalon.

Az akusztikus hullámterjedési sebesség értékét azon mintákra mértem, melyekre az LPO meghatározása előzőleg megtörtént. E vizsgálat célja az volt ellenőrizni, hogy a közetszöveti anizotrópiát hogyan és milyen mértékben határozza meg a kristályszerkezeti irányítottság (LPO). A vizsgált minták esetében az egymásra kölcsönösen merőleges három főirány – foliációra merőleges (S_b), lineációval párhuzamos (L_{\parallel}) és lineációra merőleges (L_b) – mentén határoztam meg a hullámterjedési sebességeket, ahogy az LPO vizsgálatok is az ezek által kijelölt síkok mentén történtek. A mérések a Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Tanszékén, *Steinkamp Ultrasonic Tester* berendezéssel történtek 50 kHz frekvencián.

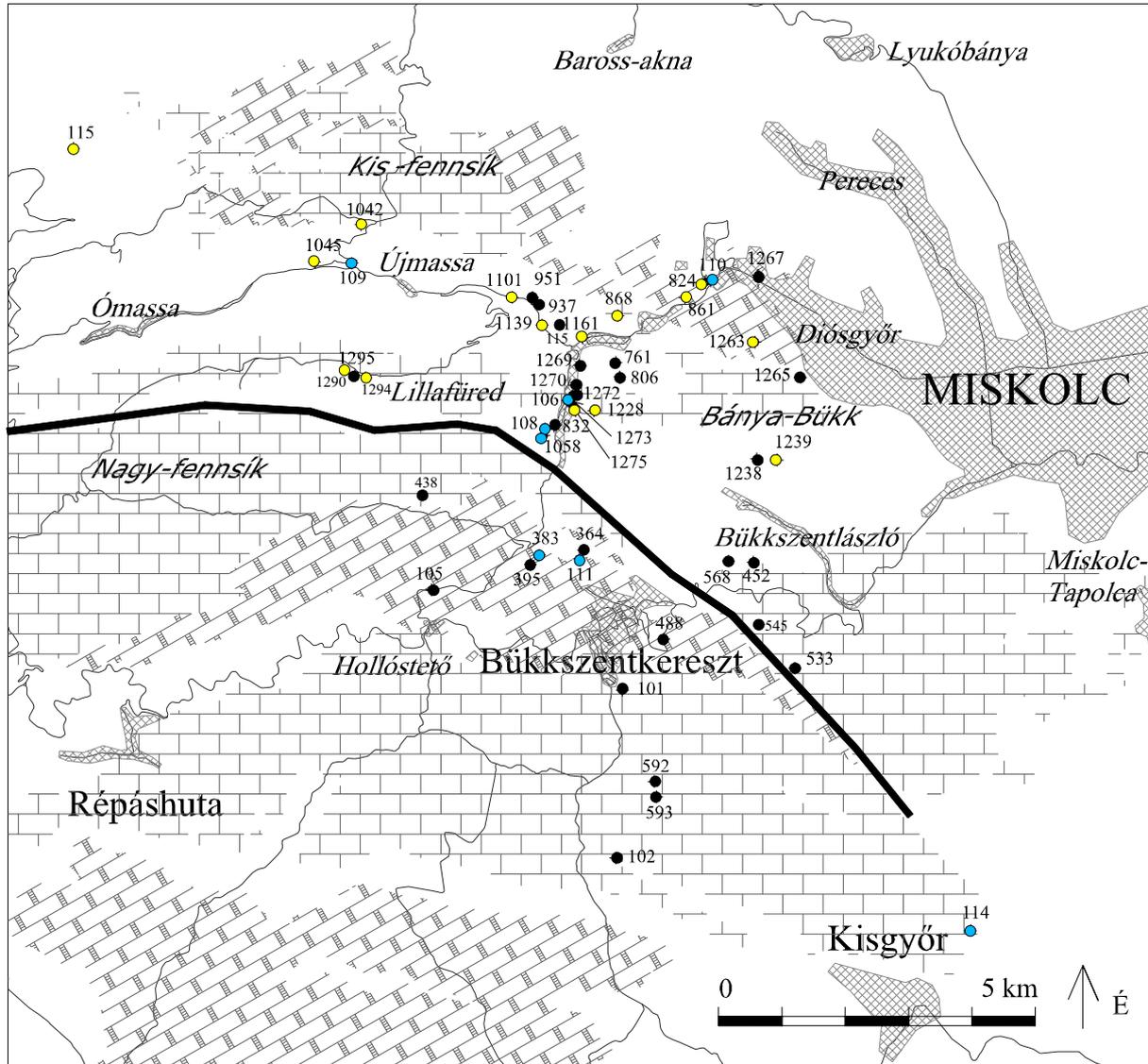
E legrészletesebben vizsgált mintákból ötöt kiválasztva tanulmányoztam a közetszöveti paraméterek hatását a mészkőfelületek oldódására. A kísérletek egyik célja volt meghatározni azonos, jól ellenőrzött körülmények között a különböző szöveti, összetételi jellemzőkkel rendelkező mészkövek oldódási sebességét. Ezt csiszolt kőzetfelületen, forgókorongos “batch test” módszerrel (Zaihua & Dreybrodt, 1998) végeztem. A másik célom volt ellenőrzött körülmények között oldott felületet előállítani annak érdekében, hogy a képződött felület mikromorfológiáját tudjam jellemezni.

A kísérletsorozat a következő lépéseket tartalmazta:

1. A kőzetekből 40 mm átmérőjű fűrőmagok készültek a Budapesti Műszaki Egyetem Építőanyagok és Mérnökgeológiai Tanszékén. Praktikus okokból a fűrőmagok a palássági felületre közel merőlegesen készültek.
2. A fűrőmagokból készült mészkőkorongok finomra csiszolt felületét 10 mp-ig 1%-os sósavban marattam. Mikroszkópos szemrevételezés alapján az így kapott felület érdessége kellőképp modellezte a természetesen mállott felület érdességét.
3. A korongokat forgókorongos módszerrel oldási kísérletnek vettem alá. A CO_2 -dal dúsított oldat összetételét és hőmérsékletét úgy választottam meg, hogy az oldódást reakció-kontrollált kinetika jellemezze, mivel célom a mészkőfelületen lejátszódó oldódás szöveti varianciájának vizsgálata volt. Az oldási kísérletek a Miskolci Egyetem Fizikai Kémiai Tanszékén készültek Szántó Emese szakoktató közreműködésével.
4. Az oldás előtt, valamint a 80 percig tartó oldás után BIODEN replikát vettem a kőzetfelületről. Ez a vékony műanyagfilm, melyet elektronmikroszkópos vizsgálatokhoz alkalmaznak, acetonnal a felületre oldva arról egy tökéletes negatív másolatot készít.
5. A BIODEN replikákat mikroszkóppal, elektronmikroszkóppal, valamint lézeres felületi érdességmérővel vizsgáltam. Az elektronmikroszkópos felvételek a Miskolci Egyetem Fémtechnológiai Tanszékén Kovács Árpád tanszéki mérnök segítségével, az érdességmérések a Miskolci Egyetem Gépgyártástechnológiai Tanszékén készültek Dr. Tolvaj Béláné egyetemi docens közreműködésével.
6. Az érdességmérés vonalprofiljait digitalizáltam, majd az adatsorok Fourier-analízisét elvégezve a Fourier együtthatók változását hasonlítottam össze a felületi érdesség mikroszkópos vizsgálati eredményeivel.

5.2. Mintavételezés

A mintavételezés az egyes vizsgálatokra terepi észlelések során történt. A terepi munka, így a mintavételezés is Németh Norbert tudományos segédmunkatárssal (Miskolci Egyetem, Földtan-Teletani Tanszék) együttműködésben történt. A célkitűzésnek megfelelően a mintavétel során a terepen több szempontot vettünk figyelembe, úgy mint a feltárásban megjelenő kőzet litológiáját, makroszerkezeti deformációs jellemzőit (palásság, lineáció, redőzöttség, sztilolitok, repedezettség, homogenitás), ezek megjelenésének intenzitását, valamint a mállott kőzetfelület mikro- és makroléptékű egyenetlenségét.



22. ábra. A Bükk keleti részének vázlatja a két jomtasávú középső-jeleű tiazs mészkőjű és a vizsgált minták mintavételi helyének feltüntetésével (vízszintes sraffozás: homogén mészkő; ferde sraffozás: tűzköves mészkő). A vastag vonal a Nagy-fennsík északi peremének határvonalára, mely a "Bükkzentkereszt-törésben" folytatódó szerkezeti vonal.

A mintavételnél ügyeltünk arra, hogy a vizsgálati területet közel diagonálisan kettéosztó északi fennsíkperem és bükkzentkereszt-törés mindkét oldaláról vegyünk mintákat a vegyileg homogén (Fennsíki Mészkő, Fehérkői Mészkő Formációk) és tűzköves (Felsőtárkányi Mészkő Formáció) mészkövekből. A dolgozatban valahol mintaszámmal említésre kerülő minták mintavételi helyét a 18. ábra foglalja össze. A kék pontok azon mintákat jelölik, melyekből LPO vizsgálat is készült, a sárga pontok olyan mintákat jelölnek, melyek durvaszemű kristályaiban az ikertagokra vonatkozó vizsgálatok történtek.

A minták kiválasztásánál fontos szempont volt, hogy a minta a főpalásságot okozó korai deformációs fázis idején milyen redőpozícióban volt. Ezt alapvetően olyan egységekben lehetett meghatározni, ahol a mészkő töle eltérő kompetenciájú rétegekkel, lencsével váltakozik, így a tűzköves mészkövekben, illetve az agyagpalával közberétegzett mészkövekben. A tiszta mészkőrétegekben is felléphetett e deformációs fázisban kompetencia-kontraszt a durvaszemcsés és a finomszemcsés mészkőszávok között, viszont erre csak mikroszerkezeti bizonyítékokat találtam, makroszkóposan ez nem jelentkezett. Vizsgálatra kerültek olyan minták, melyek makroszerkezeti jellegük alapján a korai deformációs fázis során egy alacsonyabb rendű redő (többször 10-100 méteres hullámhosszú) csuklózónájából, illetve olyanok, melyek redőszárnyból származnak. Előbbiekben makroszkóposan palásság nem látható, a kompetens rétegek nem nyíródtak szét, nagyjából megtartották eredeti rétegbeli pozíciójukat. A redőszárnyakon ezzel szemben makroszkóposan intenzív palásság észlelhető, a kompetens rétegek a palássággal kis szöget bezáró lencsékévé nyíródtak szét.

Mivel a minták egy részét oldási kísérletre, LPO vizsgálatra is szántuk, a minták jelentős része a normál kézipéldány méretnél lényegesen nagyobb, egy irányban 15-20 cm-es méretű volt. Mivel az LPO vizsgálatra három, egymásra merőleges, 4 · 4 cm-es kőzetlapot kellett vágni, ekkora mintára szükség volt. Hasonlóan nagy minta kellett a 4 cm-es fűrómag elkészítéséhez. A begyűjtött minták (72 db) egy részéből, 35 vizuálisan irányított szövetű mintából három, egymásra kölcsönösen merőleges metszet, vékonycsiszolat készült:

- a kézipéldányon vizuálisan kijelölhető palásságra és lineációra egyaránt merőleges metszet ($S_b L_b$),
- a palásságra merőleges, lineációval párhuzamos metszet ($S_b L_{||}$),
- a palássággal párhuzamos metszet ($S_{||}$).

További 12, makroszkóposan irányítatlan szövetű kőzetből legalább két, egymásra merőleges metszet készült.

Mivel e dolgozat egyik fő célja a mészkövekben kifejlődött mikroszerkezeti elemek vizsgálata, ezért kiegészítésül vizsgálatra kerültek olyan, zömmel a $S_b L_b$ metszetről készült csiszolatok, melyek Wallacher László 1980-as években végzett térképezési munkájának igen jól dokumentált gyűjteményéből származnak. E gyűjtemény mintegy 350 csiszolatát és a hozzájuk tartozó makropéldányokat átvizsgálva választottam ki 38 mintát, melyek a mikroszerkezetek értelmezését jelentősen segítették. E minták a területet kettéválasztó szerkezeti vonal északkeleti oldaláról származtak.

A vizsgált minták litosztratigráfiai megoszlása a következő: Nagyvisnyói Mészkő F.: 5 minta, Ablakoskővölgyi F.: 15 minta, Fehérkői Mészkő F.: 13 minta, Vesszősi és Hegyestetői F.: 11 minta, Felsőtárkányi Mészkő F.: 8 minta, Bükkfennsíki Mészkő F.: 20 minta.

A mátrix esetében a mikroszkópos vizsgálatokon túl 40, több szempont szerint kiválasztott metszeten az SPO mértékét kvantitatív képelemzési módszerrel is meghatároztam. E minták lelőhelyét, besorolását, a metszetek pozícióját, valamint a vizuális és kvantitatív szöveti paramétereiket a 4. melléklet ismerteti.

E kvantitatíve is részletesen megvizsgált minták közül nyolc minta esetében a kitüntetett kristálytani irányítottságot (LPO) is jellemeztem röntgendiffrakciós módszerrel. E minták három, egymásra kölcsönösen merőleges felületeiről ($S_{||}$; $S_b L_b$; $S_b L_{||}$) inverz pólusábrák készültek. Az LPO vizsgálat célja volt eldönteni, hogy a deformációban, szöveti jellegben jelentős különbséget mutató mátrixszal rendelkező minták valóban eltérő deformációs mechanizmusokkal alakultak-e ki, az LPO-ból lehet-e következtetni e mechanizmusokra? Ezért a minták között szerepelt:

- olyan, melyen mikroszkóposan erős képlékeny deformációra utaló, milonitos szövetet észleltem,
- melyen a képlékeny deformáció nem hagyott nyomot,
- mely zömmel sík határfelületekkel érintkező szemcsékből álló, irányított szövetű minta,

- mely egyenetlen határfelületekkel érintkező szemcsékből álló, irányított szövetű minta,
- olyan minta, melyen makroszkóposan, vagy mikroszkóposan észlelhető volt egy második palás-ság.

6. Képlékeny alakváltozáshoz kapcsolódó szövetelemek kifejlődése

A téma kifejtésében elsőként a kelet-bükki perm-triász korú karbonáttartalmú rétegek mészkö-veinek részletes szövetvizsgálatát végeztem el. Mivel e kőzetek döntő részéből a metamorfózis során gyakorlatilag teljesen törlődtek az elsődleges szövetelemek és helyüket “átkristályosodási mikropátit és pátit” vette át, ezért a vizsgálatok tárgyául a metamorfózis során, illetve azt követően képződött szövetelemeket vettem. A valószínűsíthető primér szövetelemekre az átkristályosodási termék jellemzőiből következtettem, így a Dunham (1962) rendszernek megfelelő mikrofácies megjelölésen túl az eredeti kőzetszövet jellemzőit nem vizsgáltam.

A kőzetszöveti vizsgálatok alapvetően vékonycsiszolatokra alapultak többféle mikroszkópos és kvantitatív képelemzési módszer alkalmazásával. Ezek során kétféle szövetalkotóra koncentráltam:

- A kalcitmátrixra, ahová a $d \sim 30-40 \mu\text{m}$ -nél kisebb szemcseméretű, általában alaki anizometriával rendelkező szemcsékből álló, többé-kevésbé irányított szövetű halmazokat soroltam. A mátrix esetében vizsgáltam átlagos szemcseméretet és a kitüntetett szemcsealaki irányítottságot (SPO), az egyes szemcsék lapultságát, valamint a szemcsehatárok morfológiáját.
- A nagyméretű ($d > 80-150 \mu\text{m}$), pre-kinematikus eredetű kalcitszemcsék intrakrisztallin szövetelemeire, a nyomási ikrekre, illetve e szemcsék szegélyzónájában kialakult “mag és köpeny” szerkezetekre.

6.1. Szemcsealaki anizometriával jellemzett szöveti irányítottság (SPO)

Ez a szöveti jellegzetesség a Kelet-Bükk újpaleozóos - triász rétegsorára általánosan jellemző. Az alaki anizometria alapvetően az átkristályosodott finomszemcsés alapanyagot jellemzi. A lapultsági sík átlaga párhuzamos a mikroszkóposan megfigyelhető palásági (főpaláság) síkkal.

A mikroszkóp alatt vizuálisan erősebben és gyengébben irányított szövetű mészkövek paláságra merőleges metszetét, valamint vizuálisan irányítatlan mészkövek és dolomitok szöveti képét vizsgáltam. A vizsgálatok minden esetben a mikrokristályos alapanyagra vonatkoztak, ahol a látótérben más szövetalkotó nem jelentkezett. E mátrix átlagos szemcsemérete $10-20 \mu\text{m}$ között változott, egyes sávokra, zónákra jellemző volt a $30-40 \mu\text{m}$ -es mátrix.

A csiszolatok alapján a vizuálisan irányított szövetű minták esetében általánosan megfigyelhető volt, hogy a legerősebb SPO a paláságra merőleges, lineációval párhuzamos metszeten ($S_b L_{||}$) jelentkezett. Ennél enyhébb, de szintén határozott SPO-t mutatott a paláságra és lineációra egyaránt merőleges metszet ($S_b L_b$). A palásággal párhuzamos metszeten ($S_{||}$) enyhe, nehezen jellemezhető és változékony SPO észlelhető, mely a két, paláságra merőleges metszeten eltérő intenzitással jelentkező SPO különbségéből ered.

Az SPO pontosabb jellemzéséhez az északkelet-bükki mészkövek irányítottságát digitális képelemzési eljárással is vizsgáltam (MÁDAI, 2001). A mérések a Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Tanszékén készültek ImageTool 3.1 képelemző szoftver segítségével. Célom volt a vizuálisan kvalitatíve meghatározható SPO kvantitatív jellemzése képelemzési módszerrel. A kvantitatív mérésre került mintákat több szempont alapján válogattam ki, többségük a főpalásság által érintett mészkőminták, ettől kivételt csak a dolomitminták képeznek, illetve a 101. breccsás mészkőminták mátrixanyaga, mely már a főpalásság után keletkezett. Ezt az bizonyítja, hogy a minta irányított szövetű mészkőkavicsokat tartalmaz és a breccsa kötőanyaga vizuálisan nem mutatott irányítottságot. A kvantitatív vizsgálatra kiválasztott minták lelőhelyét, besorolását, a metszetek pozícióját, valamint a vizuális és kvantitatív szöveti paramétereket az 4. melléklet foglalja össze.

A vizsgált metszetek között több esetben szerepelnek egy minta két, egymásra merőleges metszetei. Mivel a palássággal párhuzamos metszetek szinte izometrikus szövetűek, az igen enyhe szöveti irányítottságuk pedig változékony, ezért mérést csak egy ilyen metszeten (452-es minta) végeztem. A többi esetben a metszet a palásságra merőleges volt, a makroszkóposan meghatározható lineációval párhuzamos, vagy arra merőleges. A vizsgált minták többsége a palásságra és a lineációra egyaránt merőleges, így a szöveti paraméterek változása a különböző minták között e metszeteken vethető jól össze.

A digitális képelemzési módszerrel lehetőség nyílt a mátrixot alkotó egyes szemcsék alakú anizometriáját jellemző "ekvivalens" ellipszis kis- és nagytengelyének meghatározására (24. ábra, 63. oldal). Ekvivalens ellipszisnek nevezzük azt az ellipszist, melynek területe megegyezik a szemcsemetszet területével és nagytengelye megegyezik a szemcsemetszet köré írható kör átmérőjével (legnagyobb szemcseátmérővel). Az ekvivalens ellipszis tengelyeinek méretei így egyszerűen megadhatók a szemcsemetszet területének és hosszának ismeretében, ezen adatokat a képelemző program a mérés eredményeként szolgáltatja. Ezekhez kiegészítésül kértem a programtól a legnagyobb szemcseátmérőhöz (ekvivalens ellipszis nagytengelyéhez – $a(\varphi)$) tartozó, a vízszintes tengellyel bezárt szög értékét is (φ).

6.1.1. Szöveti irányítottság jellemzése a szemcsék lapultságával

A szemcsék lapultságát – azaz az egyes szemcsemetszetek leghosszabb és legrövidebb tengelyeinek arányát – a képelemzővel végzett mérésekből, az ekvivalens ellipszisek kis- és nagytengelyeinek arányából átlagolva kaptam meg. Az átlagérték (medián) a vizsgált mintáknál 1:1,45 és 1:2,6 között változott. Az eredményeket 41 minta esetében a 4. melléklet foglalja össze.

Megállapítható, hogy a vizuálisan izotróp szövetű, közel izometrikus ("cukorszövetű") dolomitok és vizuálisan irányítatlan mészkövek lapultsági átlaga alacsony (1:1,6 - 1:1,85), ellenben a vizuálisan erősen irányított mészkőminták/ metszetek lapultsági átlaga 2,2 felett volt (1:2,2 - 1:2,6). Ugyanakkor vizuálisan erősen, közepesen, illetve gyengén irányított minták egyaránt vettek fel alacsony (1: 1,45), illetve közepes (1: 2,04-ig) értékeket. Ez utal arra, hogy a szemcsék lapultsága önmagában még nem jellemzi kellőképp a szövet alakú anizometriáját, ehhez a szemcsék hossz tengelyeinek irányeloszlását is vizsgálni kell.

A lapultsági értékek (mintánként 300-900 db szemcse mérése alapján) gyakorisággörbéje szerint az erősen lapult (>2,2) minták kivételével a leggyakoribb érték (medián) 2 alatti, az erősen lapultaknál kevéssel 2 feletti. Utóbbiaknál több az erősen megnyúlt (1:3 - 1:4) szemcsék aránya. Az 1:4-nél erősebben megnyúlt szemcsék viszont itt is csak 1-2%-os gyakorisággal fordultak elő. A gyakorisággörbék lognormális eloszlást mutatnak, az átlagérték növekedésével nőtt a szórás értéke.

E lapultsági értékek megfelelnek a mikrokristályos mészkőmátrix lapultsági értékeinek olyan deformáció során, ami anchi-epimetamorf körülmények között zajlik le (pl. Pfiffner, 1982). Ezek alapján a kelet-bükki mészkövek mészkövek mátrixa vagy csak kismértékű alakváltozást szenvedett – elsősorban diffúziós átrendeződéssel –, vagy olyan mechanizmusokkal deformálódott, melyek a

szemcsék lapultságát és/vagy szemcseméretét redukálták (szemcsehatár csúszás, dinamikus átkristályosodás).

A S_bL_b , illetve $S_bL_{||}$ metszetek között a szemcsealaki lapultság különbsége összefügg a kőzetnek a képlékeny deformációs fázis során elfoglalt pozíciójával. Azon mintáknál, melyek erősebb nyírási deformációt szenvedtek, a lapultság mindkét metszeten erősebb és markáns különbség mérhető a két metszet lapultsági értékei között: például a 1139-es minta (S_bL_b metszet: 2,07; $S_bL_{||}$ metszet: 2,33), vagy a 1101-es minta (S_bL_b metszet: 2,08; $S_bL_{||}$ metszet: 2,60). A lapultsági átlag a $S_bL_{||}$ metszeten maximális. E minták a duktilis deformációs fázis idején alacsonyabb rendű redőszárnyak erősen szétnyírt, forgózónától távolabbi részén voltak. A redőforgóhoz közelebbi pozícióban a lapultsági értékek kisebbek (2 körüli) és a két metszet (S_bL_b ; $S_bL_{||}$) közötti különbség is enyhébb. A forgózónából származó minták esetében (pl. 383. minta) a szemcsék lapultsága gyenge, jellemző anizometriával rendelkező metszeteket sem lehet igazán kijelölni, az egymásra merőleges metszeteken a lapultsági értékek különbsége csekély és esetlegesen változó.

6.1.2. Szöveti irányítottság jellemzése rózsadiagrammal

Mint már említettem, a szöveti anizometriát a szemcsék lapultsága csak részben mutatja, a pontosabb vizsgálatához a szemcsét jellemző ekvivalens ellipszisek hossz tengelyeinek irány-eloszlását is figyelembe kell venni. A szemcsék hossz tengelyeinek irány-eloszlását egyszerűen jellemezhetjük egy rózsadiagram elkészítésével. Ezt minden vizsgált minta esetében megtettem, a rózsadiagramokat a 5.. melléklet tartalmazza. A vizuálisan erős irányítottsággal rendelkező minták, illetve metszetek esetében a rózsadiagram egy fő irányt mutat, ami megegyezik az észlelhető palásság (főpalásság) síkjával. A rózsadiagramok másik részében a főirány mellett egy másik határozott irány is mutatkozik, mely általában 30-45 °-os szöget zár be a főiránnyal. A vizuálisan irányítottsággal nem rendelkező minták esetében (pl. 101. minta mátrixa, 568, 1238, 996 minták) a rózsza "kinyílik", nincs egyértelműen kijelölhető főirány. A rózsadiagramokat vizuálisan jellemezni, sorba rendezni nehézkes, ezért egy "rózsadiagram indexet" számítottam ki, mely számszerűsíti a diagramban jelentkező eloszlást. Ehhez vettem a diagram leghosszabb sugarának értékét, és megadtam az ehhez a sugárhoz tartozó kör területét. Mivel a diagram 24 irányhoz tartozó sugárra épül, minden egyes sugárra kiszámítottam a hozzájuk tartozó körcikkek területét. A "rózsadiagram index" a legnagyobb sugárhoz tartozó kör területének és a körcikkek területösszegének aránya. Minél erősebb irányítottságot mutat a rózsadiagram, az index annál kisebb értékű. Ennek segítségével rendeztem sorba a rózsadiagramokat és a sorrend jól egyezett a vizuálisan is megállapítható sorrenddel.

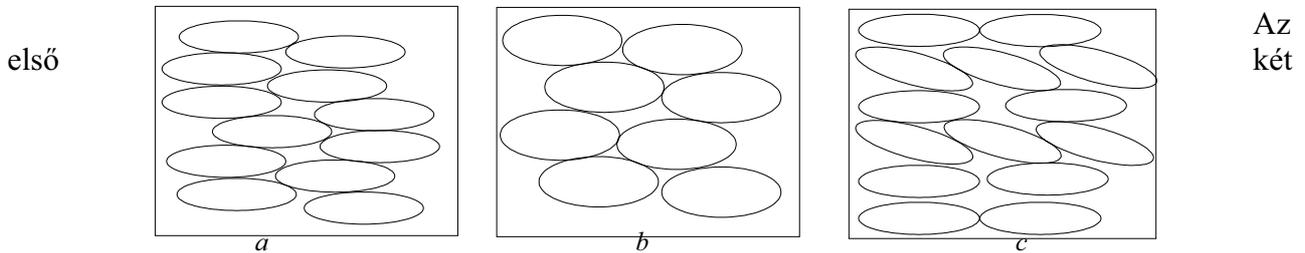
A legerősebben irányított metszetek indexe 0,2 alatti értékűek, ezek szinte kivétel nélkül csak egy főirányt jelölnek ki. Az irányított minták lineációval párhuzamos metszetei mellett erős irányítottsággal rendelkező, lineációra merőleges metszetek fordulnak itt elő. A közepes irányítottságú metszetek 0,2-0,35 közötti értékeket kaptak, ezek többségükben lineációra merőleges metszetek és a főirány a rózsadiagramon egy kiszélesedett "szirmot" mutat, vagy a főirány mellett egy másik mellékirány is jelentkezik, mely a főiránnyal 30-45°-os szöget zár be.

A vizuálisan irányítatlan minták indexe 0,4-0,55 közötti értékeket ad, ezeknél a főirány erősen kiszélesedett szírommal rendelkezik (pl. 383. minta), vagy nem lehet főirányt kijelölni. Ide tartoznak a főpalásság által gyengén érintett alacsonyabb rendű redők forgóinak mintái (pl. 977, 976, 996, 383. minták), illetve olyan minta, ahol a mikrokristályos karbonátanyag már nem volt érintve a főpalásság által. Ez utóbbira példa a 101. minta mikrokristályos mátrixa, mely irányított szövetű mészkőkavicsokat tartalmaz, maga a mátrix ugyan átkristályosodott jelleget mutat, de szöveve irányítatlan.

6.1.3. Szöveti irányítottság jellemzése mindkét paraméter figyelembe vételével

A szöveti irányítottságnak e két módszerrel két, egymástól eltérő jellemzőjét tudtam megadni: a lapultsági átlag a szemcsemetszetek alaki anizometriáját jellemzi, de nem veszi figyelembe azt,

hogyan az anizometrikus metszetek hogyan orientáltak. A rózsadiagram szemléletesen jellemzi a szövet irányítottságát, a belőle számított értékkel ezt számszerűsíthetjük is, de a szemcsék alaki anizometriája ebben az értékben nem jelenik meg. Természetben kialakult deformált, vagy kompaktálódott, folyással rendeződött szemcsehalmazokban ha sok szemcse erősen anizometrikus, azok hossz tengelyei egy irány felé mutatnak, de elméletileg ez nem feltétlenül teljesül. A problémát a 23. ábrán látható vázlatok szemléltetik.



23. ábra. Különböző szemcsealaki irányítottság, melyeket a szemcsék lapultságával (a és c), vagy hossz tengelyeik irányának eloszlásával (a és b) jellemezve azonos eredményt kapunk. Mindkét paramétert egyszerre figyelembe véve a három szövet egymástól eltérő.

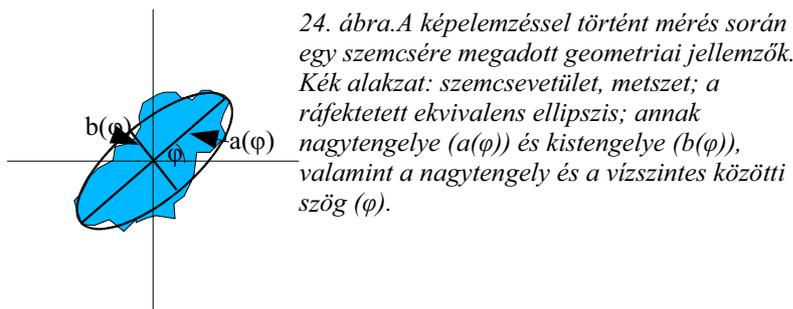
esetben (a és b) a rózsadiagrammal jellemzett irányítottság azonos lesz, a lapultság viszont eltérő. Az első és a harmadik esetben (a és c) a lapultság azonos értéket adna, a rózsadiagram viszont nem. Ezért egy olyan irányítottsági indexet képezttem, amely egyaránt kifejezi a szemcsealaki anizometriát és a hossz tengelyek szerinti irány-eloszlást.

Ennek kvantitatív leírásához az

$$L(\varphi) = \sqrt{A(\varphi) \cdot B(90 + \varphi)} \quad (\varphi = 0; 15; \dots 165^\circ) \quad (32)$$

függvényt használjuk, ahol $A(\varphi) = \frac{\sum_1^n a(\varphi)}{n}$ azon ekvivalens ellipszisek nagytengelyeinek

átlagértéke, melyeknél a hossz tengely φ szöget zár be a vízszintessel, $B(\varphi)$ pedig ugyanezen ekvivalens ellipszisek kistengelyeinek átlagértéke. A φ értékét a képelemző program adja meg 15° -ként átlagolva minden megmért szemcsére. A szemcsegeometriai paramétereket a 24. ábra szemlélteti.

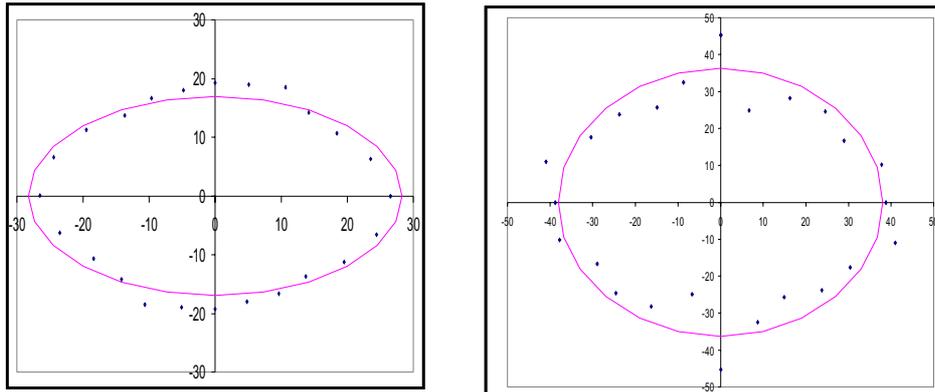


24. ábra. A képelemzéssel történt mérés során egy szemcsére megadott geometriai jellemzők. Kék alakzat: szemcsevetület, metszet; a ráfektetett ekvivalens ellipszis; annak nagytengelye ($a(\varphi)$) és kistengelye ($b(\varphi)$), valamint a nagytengely és a vízszintes közötti szög (φ).

Az $L(\varphi)$ függvény szerint polárkoordinátákkal megadott pontokra Réti & Czinege (1984, p. 582) szerint a legkisebb négyzetek módszerével illeszthető egy ellipszis, melynek nagy- és kistengelye (εa és εb), valamint az ebből számított g érték:

$$\left(g = \sqrt{1 - \left(\frac{\varepsilon a}{\varepsilon b} \right)^2} \right) \quad (33)$$

a szöveti anizotrópia jelzőszámai.

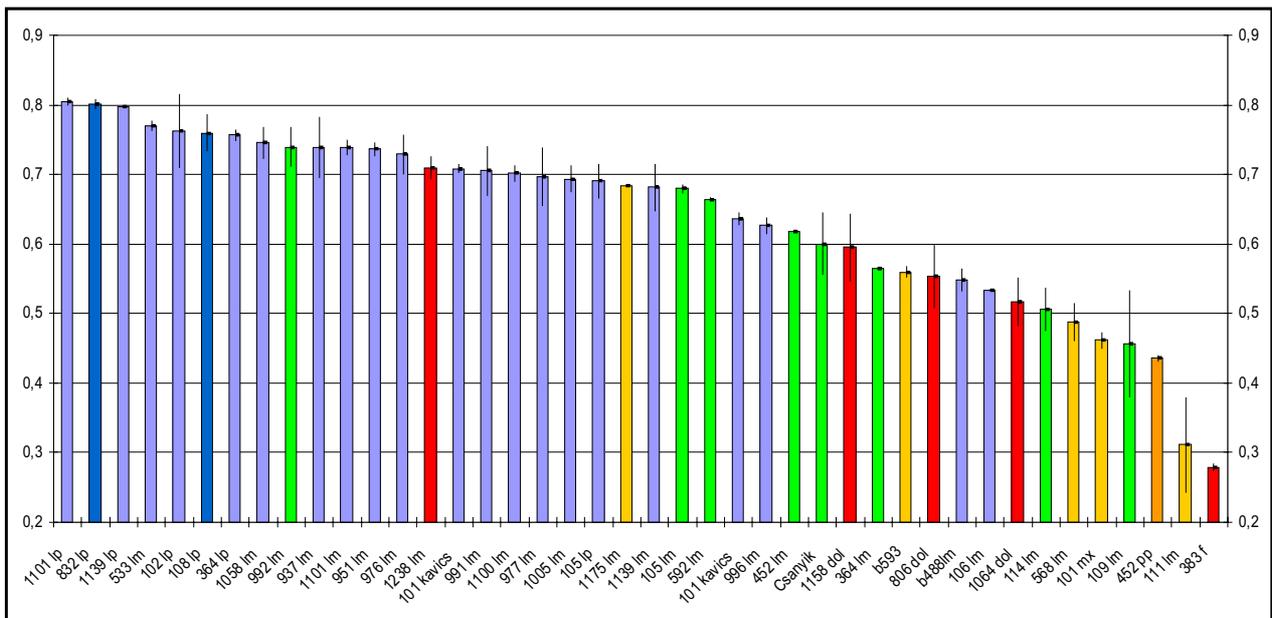


25. ábra. Egy SPO szerint erősen és egy gyengén irányított matrix anizotrophia ellipszise az általam alkalmazott módszer szerint. Baloldali: 832. minta $S_{\parallel}L_{\parallel}$ metszet, $\epsilon a=28,30 \mu\text{m}$, $\epsilon b=16,94 \mu\text{m}$, $g=0,801$. Jobboldali: 111. minta $S_{\perp}L_{\perp}$ metszet, $\epsilon a=38,07 \mu\text{m}$, $\epsilon b=36,18 \mu\text{m}$, $g=0,311$.

Az $L(\varphi)$ függvény eloszlását egy erősen és egy gyengén irányított minta esetében (832. és 111. minták) és a ráilleszkedő ellipszist, valamint az ellipszist jellemző értékeket a 25. ábra szemlélteti. A mérés hibáját meghatározhatjuk az legjobban illeszkedő ellipszis adott polárkoordináta-hoz tartozó pontjának és az ehhez tartozó mérési pont távolságának átlagával.

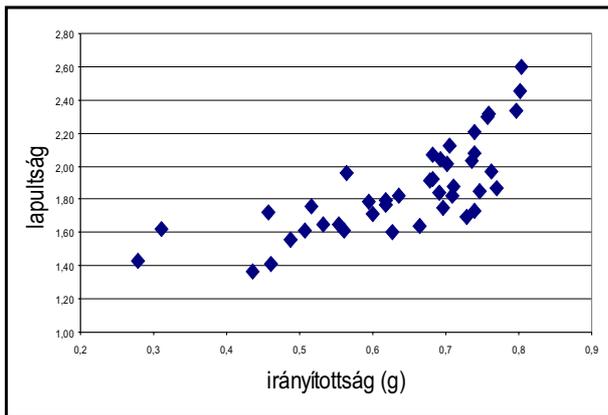
Az elvégzett mérések eredményeit g -értékek szerinti csökkenő sorrendben a 4. melléklet táblázata foglalja össze. A táblázat adataiból az alábbi következtetéseket nyerhetjük:

1. Az irányítottsági index (g) értékei jó összhangban vannak a vizuálisan megállapított irányítottsággal. A vizuálisan erősen irányított metszetek többnyire 0,7 feletti g -értéket kaptak, a vizuálisan gyengén irányított, illetve irányítatlan metszetek pedig 0,6 alatti értékeket. Az összefüggést a 26. ábra szemlélteti, ahol az oszlopok az irányítottsági index értékeit mutatják, egyes színekkel pedig a vizuálisan meghatározható irányítottságot jelöltem (sötétkék: igen erősen irányított, világoskék: erősen; zöld: közepesen; okker: gyengén; narancs: igen gyengén irányított; illetve piros: irányítatlan). Az oszlopok tetején a pálcikák a mérés hibáját jelzik.

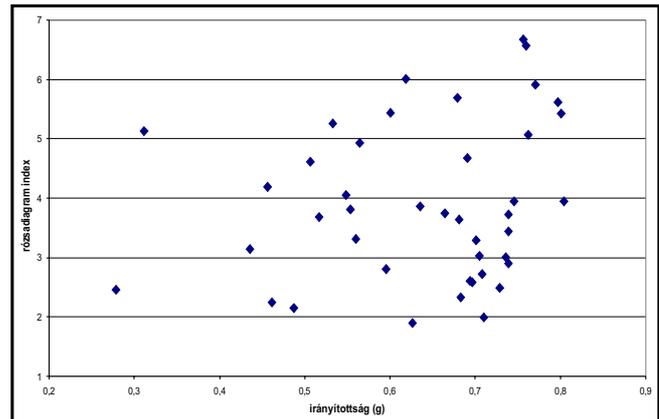


26. ábra. A képelemzési módszerrel kapott irányítottsági index (g) kapcsolata a vizuálisan meghatározott irányítottsággal. Az egyes minták a g -értéknek megfelelő csökkenő sorrendben sorakoznak.

Látható, hogy vizuálisan jó különbséget az erős és gyenge irányítottság között lehet tenni, a finomabb besorolás eredményeit a mérések csak részben igazolták. Ugyanakkor több esetben a vizuálisan erősen irányított minta alacsony g -értéket kapott, amit azzal magyarázhatunk, hogy az emberi szem egy látómezőn belül is csak egyes részletekre koncentráltan lát, így a nagyobb, megnyúltabb szemcséket jobban észreveszi, mint a kisebb, izometrikusabbakat, ezért az irányítottság megítélésében e szubjektivitás miatt túlozhat. Hasonlóan hibás eredményeket kaptam a vizuálisan izotróp szövetűnek mutató dolomitok esetében, mivel a mérések során azok is kaptak akár elég magas értékeket is. Ennek oka az, hogy a g -értékek erősen függenek a szemcse lapulatsági értékektől és csak jóval kevésbé a szemcsék irány eloszlásától, mint ahogy azt a 27-28. ábrák szemléltetik.



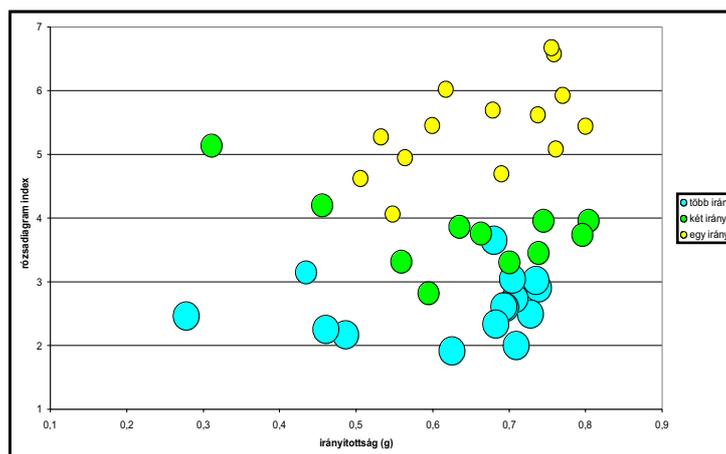
27. ábra. Az irányítottsági index (g) kapcsolata a lapultság átlagértékekkel.



28. ábra. Az irányítottsági index (g) kapcsolata a rózsadiagram indexszel.

A vizuálisan izotróp szövetű dolomit szemcséi is kisebb mértékben anizometrikusak, ami megnöveli az irányítottsági index értékét a várthoz képest. Ugyanezzel magyarázható, hogy a gyengén irányított, vagy irányítatlan mészkövek g -értéke is aránylag magas, 0,4 feletti, hiszen 1,4 alatti lapultságot egyik mintánál sem mértem.

Az irányítottsági index és a rózsadiagramok alakja közötti összefüggést a 29. ábra finomabban szemlélteti:



29. ábra. Az irányítottsági index (g) kapcsolata a rózsadiagram-indexszel, ahol az utóbbiakat a főirányok száma szerint különböző szíkekkel jelöltem.

Itt eltérő színű és méretű körökkel tüntettem fel az egy főiránnyal rendelkező (sárga) rózsadiagramokat, a két, egymással 30-45 °-os szöveget bezáró iránnyal rendelkezőket (zöld) és a több irányba szétterülő (kék) diagramokat. Az ábra szerint a rózsadiagram-index jól számszerűsíti az

egy minták rózsadiagramjait, viszont ez az irányítottsági indexben (g) csak akkor tükröződik, ha a rózsadiagramban csak egy főirány szerepel (sárga pontok). Ezeknél látható, hogy a rózsadiagram index és a g -érték együtt növekszik. Az erősen irányított minták között egy főiránnyal, két főiránnyal, illetve kevésbé szétterülő több iránnyal rendelkező minták egyaránt találhatók.

2. A metszet pozíciója és az irányítottsági index között jó összefüggést kaptam. A főpalássággal érintett minták lineációval párhuzamos metszetei (S_bL_{\parallel}) magas (0,7 fölötti) értékeket kaptak. Ezen minták (pl. 1101, 1139, 364) lineációra merőleges metszetei rendre kisebb irányítottságot adtak, és a különbség általában jelentős (lásd III. táblázat). E minták a főpalásságot okozó deformációs fázissal együtt kialakult alacsonyabb rendű redők szárnyaiból származtak. Szintén ilyen pozíciójú a 105. minta is, mely két metszetében az irányítottság vizuálisan megkülönböztethető (erősen - közepesen irányított), ez a mérési eredményekben csak gyengén jelentkezett, bár ott a lineációval párhuzamos metszet hibája aránylag nagy, ami növeli a különbséget.

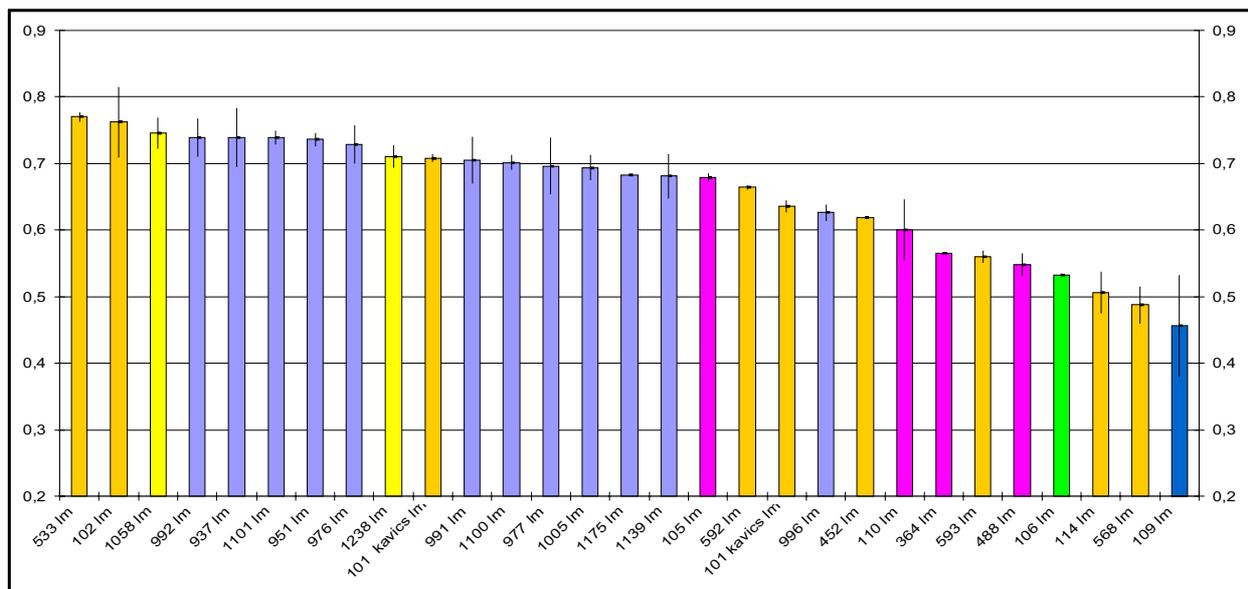
III. táblázat. A foliációra merőleges főmetszeten mért irányítottsági értékek összehasonlítása négy minta esetében.

<i>minta</i>	<i>Metszet</i>	<i>Irányítottság (g)</i>	<i>Hiba (±)</i>
1101	S_bL_{\parallel}	0,804	0,006
	S_bL_{\perp}	0,739	0,010
1139	S_bL_{\parallel}	0,797	0,001
	S_bL_{\perp}	0,681	0,034
364	S_bL_{\parallel}	0,756	0,009
	S_bL_{\perp}	0,564	0,001
105	S_bL_{\parallel}	0,691	0,025
	S_bL_{\perp}	0,679	0,007

A palássággal párhuzamos (S_{\parallel}) metszeten csak egy minta esetében készült mérés (452). E metszet irányítottsága igen alacsony értéket adott ($0,436 \pm 0,0039$), ugyanakkor e minta S_bL_{\perp} metszetén ez a g -érték $0,618 \pm 0,0007$, ami a várakozásnak megfelelően lényegesen nagyobb.

A vizuálisan irányítottságot nem mutató mátrixú minták rendre alacsony értékeket adtak. Itt kell megemlíteni azokat a mintákat, melyek a főpalássággal egyidejű redőződés során redőcsukló-beli pozícióban voltak (pl. 383. minta: $0,311 \pm 0,0012$), így nyírás nem hatott rájuk, illetve bizonyíthatóan a főpalátság után képződött a karbonátanyag (101. minta mátrixanyaga: $0,461 \pm 0,0027$).

3. A S_bL_{\perp} metszeten mért irányítottság értéke 0,77 és 0,436 között változott. A 30. ábra csak a az ilyen metszetű mintákat mutatja az irányítottsági index szerint csökkenő sorba rendezve. Az egyes színek a litosztratigráfiai egységeket jelentik.

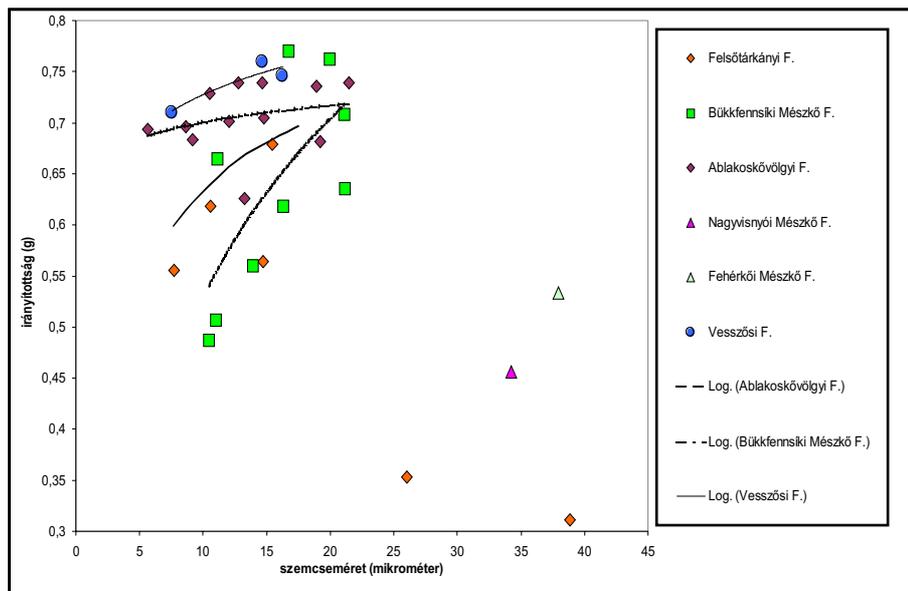


30. ábra. A S_bL_b metszetek irányítottsági indexe az egyes mintákban, csökkenő sorrendbe szedve. Az egyes színek a különböző litosztratigráfiai egységeket jelölik: sötétkék: Nagyvisnyói Mésző F.; világoskék: Ablakoskővölgyi F.; zöld: Fehérközi Mésző F.; sárga: Vesszősi és Hegyestetői F.; okker: Bükkfennsíkai Mésző F.; rózsaszín: Felsőtárkányi Mésző F.

Az ábra azt mutatja, hogy laza kapcsolat van az irányítottsági index és a litosztratigráfiai besorolás között, az Ablakoskővölgyi Formációból vett mészkövek mátrixának irányítottsága aránylag egységes és egységesen magas. Ugyanakkor megállapítható, hogy:

- Az értékek nem a litosztratigráfiai pozíciótól függenek. A Nagyvisnyói mészkő mintájának irányítottsága jóval kisebb a legtöbb fennsíki mintánál, az alsó-triász mészkövek irányítottsága aránylag szűk sávban változik, a fennsíki mészkő mintái ennél jóval erősebben szórnak. Ez azt igazolja, hogy az alakú anizotriával jellemzett szöveti irányítottság tektonikai hatásra jött létre a perm-triász rétegösszletben és nem a fedőterhelés hatására. A főpaláság a szöveti irányítottságot teljesen átrendezte, a régebbi (diagenetikus, rétegzettséggel párhuzamos) lapultságot a kőzet szövetéből törölte.
- Az irányítottság mértéke a deformáció során fellépett nyírással arányosan erősebb, illetve gyengébb attól függően, hogy egy alacsonyabb rendű redőszárny forgóhoz közelebbi, vagy távolabbi részéből származik-e a minta. Ezt mutatja a tűzköves mészkő (Felsőtárkányi) mintáinak változása.
- Az ábra alapján úgy tűnik, az irányítottság mértéke függ a litológiai összetételtől. Erre utal, hogy az agyaglemezekkel, rétegekkel váltakozó mészkövek (Ablakoskővölgyi, Vesszősi) irányítottsága általában magas, a "tisza" mészköveké elég változékony. Az előbbieken esetében a közberétegződő agyaglemezekből felszabaduló fluidum képlékenyebbé tehetette a mészkövet, erőteljesebb lapultságot okozva.

4. Mint az irodalmi áttekintésből láttuk, a karbonáthalmaz szemcsemérete jelentősen befolyásolja a deformációs mechanizmus fajtáját. A szemcseméret és irányítottság közötti összefüggés az általam vizsgált mintákban akkor vált értelmezhetővé, ha figyelembe vesszük a minták litológiáját is. A S_bL_b metszeteken mért értékeket a 31. ábra szemlélteti:



31. ábra. A $S_b L_b$ metszetek irányítottsági indexei a szemcseméret függvényében

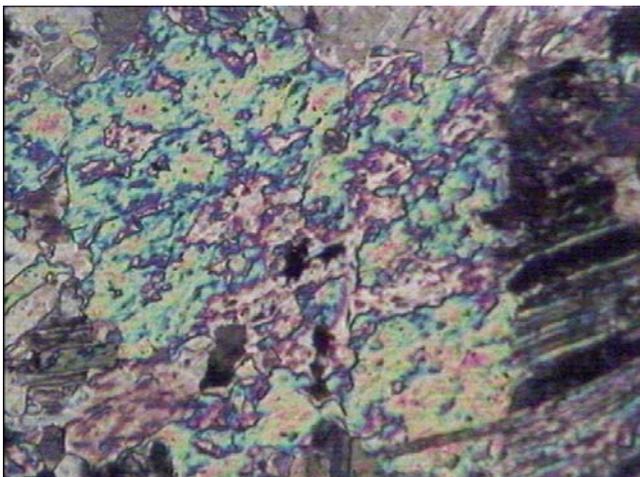
Az ábrán eltérő színekkel jelöltem az egyes litozstratigráfiai egységekből származó mintákat. Az ábra szerint egy litológiai típuson belül a szemcseméret növekedésével a $d \sim 25 \mu\text{m}$ -nél kisebb szemcséjű mátrixban nő az irányítottság mértéke. Az agyagtartalmú rétegekkel váltakozó mészköveknél (Ablakoskővölgyi, Vesszősi F.) az irányítottsági értékek általánosan magasak, és csak kevésbé függenek a szemcsemérettől. A tiszta, és tűzköves mészköveknél (Bükkfennsík Mészke F., Felsőtárkányi F.) ellenben meredekebb trend mutatkozik. Ez magyarázható azzal, hogy a mátrix döntően a mikrites alapanyag nyomási oldódásával és kristálynövekedéssel alakult ki, a folyamat előrehaladtával a szemcseméret és a SPO egyaránt növekszik. Az agyagpalával közberétegzett mészköveknél az apró szemcseméretű halmazok magasabb irányítottságának oka lehet, hogy az agyagásványok átalakulása során felszabaduló víz elősegítette a diffúziót.

A vizsgált minták körébe kerültek olyanok is, melyeknek a mátrix szemcsemérete durvább ($>25\text{--}30 \mu\text{m}$). E halmazok megjelenésükben is különböznek a finomszemcsés mátrixtól: markáns, éles szemcsehatárok, izometrikusabb kristályok mutatkoznak. E durvaszemcsés mátrixban a mért SPO értékek határozottan gyengébbek, ahogy azt a 31. ábra is mutatja.

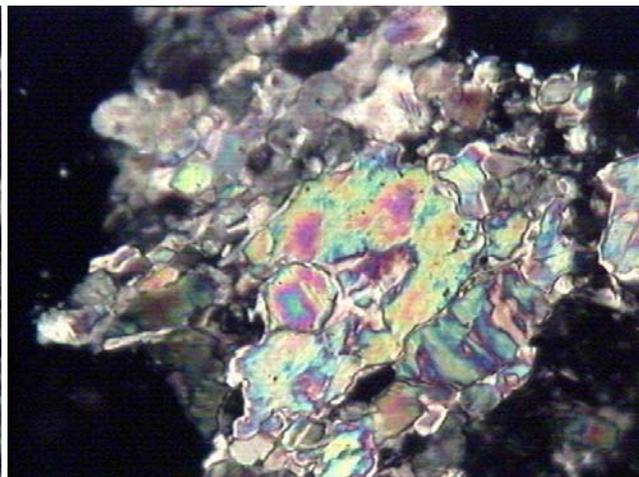
6.2. A szemcsehatárok egyenetlenségének jellemzése

A diffúziós anyagátrendeződés (nyomási oldódás) eredményeként "girbegurba" határfelületek alakulnak ki annak eredményeként, hogy a növekvő-feloldódó kristályok - miután a szabad póruster feltöltődött - egymás rovására alakítják ki az átalakult (neomorf) szövetet. Ez, mint az előző pontban említettem, szemcsealaki anizometria, irányítottság kialakulásával jár együtt.

Szintén egyenetlen, szabálytalan alakú szemcsehatárok alakulnak ki magas redukált feszültség és hőmérséklet mellett a dinamikus átkristályosodási folyamatok révén. Ez szubszemcse-képződéssel kezdődik, a nagyobb méretű kalcitszemcse kisebb részletekre töredezik szét, mely részletek egymástól láthatatlanul vékony, szabálytalan határfelületekkel válnak el. A szubszemcséket ezért csak keresztezett nikolok között láthatjuk (lásd 32. ábra). A deformáció folytatódása esetén a szubszemcsék forgással, illetve szemcsehatár vándorlással kisebb önálló kristályokká alakulnak.



32. ábra. Mozaikosan szubszemcsékké szétagprózódott kalcitszemcse. Ablakoskővölgyi F. 1139. minta, N: 300X, keresztezett nikolok



33. ábra. Dinamikus átkristályosodás: az eredeti nagyobb kalcitszemcse szubszemcséiből önálló kisebb kristályok keletkeztek. Ablakoskővölgyi F. 1139. minta, N: 300X, keresztezett nikolok

Ettől eltérő szemcsehatárokat a szemcsehatár csúszás (GBS) során nyerhet a szemcse, ahol a határfelületek többé-kevésbé poligonálisak. E folyamat önmagában sohasem valósul meg, a szemcsék hézagmentesen egymáson nem tudnak elcsúszni, ezért e folyamattal kísérő-mechanizmusként diffúziós anyagátrendeződés jár együtt (diffúzió által befogadott szemcsehatár siklás – diffusion accommodated GBS). A szemcsék ekkor többnyire poligonálisak, sík, síma határfelületekkel rendelkeznek és alakjuk csak enyhén anizometrikus.

Fontos megjegyezni, hogy ehhez hasonló poligonális, közel izometrikus szemcsékből álló halmaz alakulhat ki statikus átkristályosodás hatására is, ha a deformációt egy (magas hőmérsékleten bekövetkező) relaxációs fázis követi.

6.2.1. A mikrokristályos karbonátmátrix szemcsehatárainak vizsgálata

A vizsgált bükki mészkövek egy részénél a mikrokristályos mátrixában jól meghatározhatóan poligonális, közel sík szemcsehatárokat találtam. Más esetekben a szemcsehatárok egyértelműen hullámosak, egyenetlenek voltak. Ugyanakkor a minták jelentős részében a szemcsehatárok morfológiája átmeneti jellegű volt. Sajnos így az utóbbi esetekben e vizsgálatok jelentős szubjektivitással terhelték. A képet még bonyolítja, hogy a szemcsehatárok lefutásának jellege egyes mintákban néhány mm-en belül akár többször is változik.

Ez legjobban a Fehérkői Mészkő Formáció felső szintjéből származó minták esetében figyelhető meg, melyek makroszkóposan is intenzív sávozottságot mutatnak. A palássági felülettel párhuzamosan 2-3 mm vastag sárgásszürke, jól kristályosodott mikrorétegek váltakoznak 1-8 mm vastagságú sötétebb-szürke, mikrokristályos mikrorétegekkel. A szemcseméret e két sávban változó: 10-20 μm , illetve 30-40 μm . A finomabb szemű, néhány mm-cm vastag mikrokristályos sávokra anizometrikus, 1:2 - 1:3 közötti lapultsággal rendelkező szemcsék jellemzőek, a szövet erős alaki irányítottságot (SPO) mutat, a szemcsehatárok hullámosak. A sávokban aprószemű pirit (általában limonitosodott) és esetenként kvarc-kalcedon töredékek is megtalálhatók. E sávokban keresztirányban felnyílási repedések is jelentkeznek, melyek utólag deformált repedéskitöltő kalcittal vannak cementálva. E sávok üledékes szerkezetet mutatnak, a Lofér-ciklusos platform mészkő (PELIKÁN 1993) eredetileg mikrites sávjai lehetnek.

Ezek gyakran folyamatos átmenettel érintkeznek a durvább szemcsézettségű zónákkal. Ez utóbbi sávokban a kalcitkristályok zömében sík felületekkel érintkeznek egymással, poligonális halmazokat alkotva. Az alaki anizometriával jellemzett szöveti irányítottság (SPO) e sávokban lényegesen gyengébb. A Fehérkői mészkő lillafüredi szelvényében a középső szintben a kőzet homogénebb, a mikrokristályos sávok eltűnnek, a poligonális, enyhén irányított, 30-40 μm -es, durvább

szemcsés halmaz marad fenn a szelvény teljes szakaszán (1265. - 1275. minták).

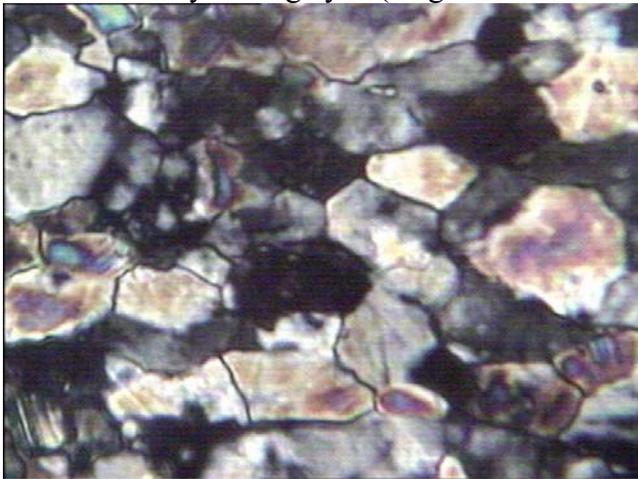
Több vizsgált mintában (pl. 1101.; 109.; 111. minták) lokálisan egyes sávokban, lencsékben figyelhetők meg teljesen sík lapokkal határolt szemcsék, melyek poligonális halmazokat alkotnak, bennük nem ritkán találhatóak hármasszerű illeszkedési pontok. E lencsékben a kalcithalmaz gyengén irányított szövetű és szemcsemérete (40-60 μm) 2-3-szor nagyobb az általánosan előforduló mátrix szemcseméreténél.

Minden litosztratigráfiai egységben találtam olyan mintákat, ahol a mikrokristályos karbonát-mátrix szövege többé-kevésbé poligonális volt és olyanokat is, ahol a szemcsék egyenetlenek, hullámos szegélyűek voltak. Az esetek jelentős részében – bármelyik litosztratigráfiai egységben – nem lehetett egyértelműen eldönteni, hogy a szövetet a poligonális, vagy egyenetlen határfelületek dominanciája jellemzi-e. A szemcsehatárok ilyenén tulajdonsága nem kötődik sem a litológiai összetételhez, sem a sztratigráfiai pozícióhoz.

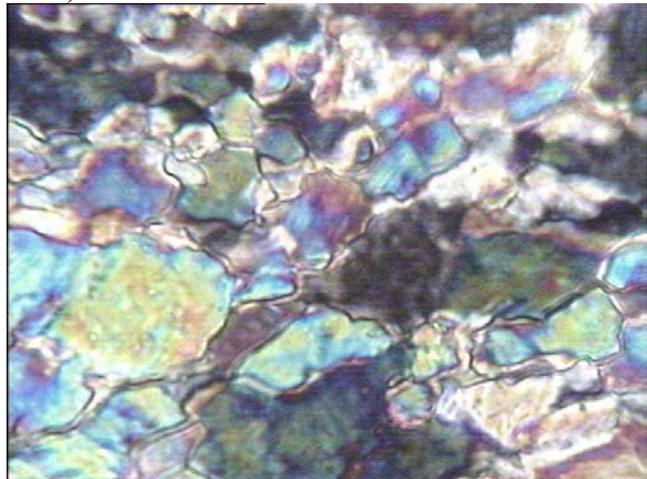
Ezért feltételezem, hogy a szemcsehatárok morfológiáját a kelet-bükki mészkövek mátrixában a főpalásságot okozó deformáció során fellépő deformációs mechanizmus határozza meg. E hipotézist a következőkkel igazolom:

- A mátrix SPO-ja párhuzamos, illetve közel párhuzamos a makroszkóposan kijelölhető főpalásság síkjával, de – ahol ez egyáltalán megállapítható – nem párhuzamos a rétegzettséggel.
- A mikrokristályos kalcitszemcsék a jelenleg megfigyelhető alakjukat a diagenézis és a progresszív metamorfózis (a főpalásság kialakulásával lezáródóan) során nyerték el. A későbbi deformációs fázisok alacsonyabb hőmérséklet- és nyomásviszonyok mellett történtek, ilyen mérettartományban (szemcseméret szintje) már duktilis alakváltozás nem következett be, a kőzetanyag ebben a mérettartományban már rideg töréssel és hozzá kapcsolódó nyomási oldódással deformálódott, ahol a kőzettömbök mérete még cm^3 alatti is lehet. Így szemcseméret-szinten a későbbi fázisok már nem okoztak duktilis deformációt, a szemcsealakot már nem befolyásolták. Kivételt ezalól néhány mészkőmintákban találtam a “Bükkszentkereszti-törés” (CSONTOS 1999) mentén, ahol a főpalásság utáni deformációs fázis is okozott kismértékű duktilis alakváltozást a mészkőben.
- Mivel a poligonális szemcsék halmazát akár néhány mm-en belül váltja fel folytonos átmenettel a hullámos szemcsehatárú halmaz, így a statikus átkristályosodás bekövetkezése nem valószínű, mivel az az egész kőzetben poligonális szemcsehalmazt eredményezett volna.
- Mivel az egyes deformációs mechanizmusok feszültség – hőmérséklet tartománya is erősen szemcseméret-függő (lásd 7. ábra), az eltérő szemcsemorfológiát más-más mechanizmusok fellépése, illetve dominanciája okozhatta. Egymással párhuzamosan több mechanizmus is felléphetett, különösen olyan redukáltfeszültség-értékeknél, melyek két mechanizmus dominanciájának határára esnek, vagy ott, ahol közberétegzések, vagy szemcseméret változás miatt kompetencia-kontraszt alakulhat ki.
- Az alacsony rendű redők korai (főpalásságot is okozó) fázis által gyengén érintett forgózónáiban az irányítatlan szövetű karbonátmátrixban mindig egyenetlen szemcsehatárokat találtam.
- A redőszárnyból származó S_bL_b metszeteket összevetve (lásd 4. melléklet), a szemcsemorfológia, a szemcseméret és a SPO között kapcsolat mutatható ki: $d \sim 15 \mu\text{m}$ alatt a szemcsehatárok egyenetlenek, $d \sim 15 \mu\text{m}$ felett viszont változó, egyenetlen – poligonális szemcsehatár jellemzi az erős SPO-jú halmazokat. A $d \sim 25\text{-}30 \mu\text{m}$ feletti szemcseméretű halmazokban a szemcsehatárok többsége poligonális, az SPO igen alacsony.
- A 10-20 μm -es szemcseméretű kalcithalmazban kialakulhattak olyan, a palássággal párhuzamos zónák, melyekben nagy deformációs sebesség lépett fel. Ez a szemcsehatár csúszás valamilyen mértékű megjelenésének kedvez, ami okozhatja a poligonális szemcsehatárok megjelenését.

- Mivel a finomszemcsés halmazban igen jelentős (300 °C-nál 200 MPa felett) redukált feszültség szükséges a dinamikus átkristályosodáshoz, az egyenetlen szemcsehatárú halmazok többnyire valószínűleg diffúziós átrendeződéssel alakultak ki, ahol nem lépett fel szemcsehatár csúszás, vagy dinamikus átkristályosodás. Ettől eltérőek egyes zónák igen erősen deformált mészkövei, melyek milonitos jellegűek (76. ábra). Ezeknél a $d \sim 15-20 \mu\text{m}$ szemcseméretű mátrixot egyenetlen szemcsehatár és mérsékelt SPO jellemzi, ami már lehet dinamikus átkristályosodási termék.
- A $d \sim 25-30 \mu\text{m}$ feletti szemcseméretű halmazok (lásd pl. 78.; 79. ábra) sajátos jellegét, kialakulásukat úgy magyarázhatjuk, hogy ezek az eredetileg durvaszemcsés ($d \sim 40-50 \mu\text{m}$ feletti) kristályokból álló halmazok (grainstone-packstone szövetű zónák) szubszemcsékké estek szét, majd szemcsehatár csúszással deformálódtak tovább. Ezt valószínűsíti, hogy ilyen halmazok elszigetelt lencsékben (eredetileg ősmaradványok?), foliációra merőleges sávokban (eredetileg repedéskitöltések) is mutatkoznak, illetve leggyakrabban a palássággal párhuzamos, néhány mm-cm vastag sávokban és durvakristályos zónákban és a $d > 80-100 \mu\text{m}$ méretű kalcitkristályok szegélyén (mag és burok szerkezet^[1]).



34. ábra. Többnyire sík határokkal érintkező, poligonális kalcitszemcsék halmaza. Fehérkői Mészkö F. 1272. minta; N:600X, keresztezett nikolok



35. ábra. Egyenetlen határokkal érintkező apró kalcitszemcsék és szubszemcséket tartalmazó nagyobb szemcsék. Felsőtárkányi Mészkö F.; 824. minta; N:600X, keresztezett nikolok

A főpalásság által gyengén érintett alacsonyabb rendű redők forgózónáiban az irányítatlan szövetű karbonátmátrixban mindig egyenetlen szemcsehatárokat találtam. Ezzel szemben e redők szárnyaiban jelentkeztek az irányított szövetű szemcsehalmazban az erősebben, vagy gyengébben poligonális szemcsehatárok.

E hipotézis igazolásához szükséges a kőzet kristályszerkezeti irányítottságának (LPO) vizsgálata is. Amennyiben a kísérő deformációs mechanizmus – magas redukált feszültség mellett – a diszlokációs kúszás, úgy valamilyen mértékű határozott kristályszerkezeti irányítottságot kell kapni. Ennek hiányában a kísérő mechanizmus a diffúziós átrendeződés lehet, melyhez a redőszárnyakon durvább szemcseméret ($30-40 \mu\text{m}$; grainstone-packstone szövet) esetén szemcsehatár csúszás (GBS) is társult.

6.2.2. A durvaszemcsés halmazok szemcsehatárainak vizsgálata

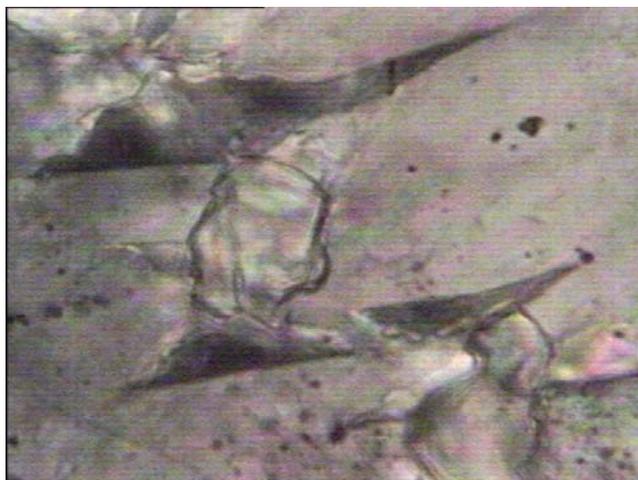
Egyértelműen dinamikus átkristályosodásra utaló szövetelemeket a nagyméretű ($> 100-200 \mu\text{m}$), nyomási ikresedéssel, illetve szubszemcse-képződéssel erősen deformált kalcitkristályokban, illetve ezekből álló sávokban, lencsékben találtam. E sávok minden litosztratigráfiai egységben megtalálhatók a mészkövekben és a főpalássággal párhuzamosan, kvázi-párhuzamosan húzódnak. Eredetileg ezek durvaszemcsés (packstone, grainstone) szövetű mészkősávok, illetve a korai diagenézis során

keletkezett és durvakristályos kalcittal kitöltött repedések lehettek, melyeket a főpalásság intenzíven deformált nyomási ikresedéssel és diszlokációs kúszással. Mint ahogy az alakváltozási mechanizmus térképek is mutatják (7. ábra), ehhez – a mikrokristályos halmaz deformációjával szemben – alacsonyabb (50-100 MPa) redukált feszültség már elegendő lehetett 200-300 °C hőmérsékletnél.

Az erősen ikresedett durvakristályos kalcitsávok gyakran mutatnak ún. “mag és burok szerkezetet”, melyben az ikresedéssel deformálódott kalcitkristályokat apró, átkristályosodással képződött kalcitszemcsék sorozata, illetve keskeny sávja övezi (36. ábra).



36. ábra. Ikresedett kalcitkristályok szegélyében, illetve az ikertagok helyén dinamikus átkristályosodással kialakult apró kalcitkristályok. Ablakoskövölgyi F. 1161. minta. N:80X, párhuzamos nikolok



37. ábra. Utólagos nyírás hatására egy ikertagból képződött átkristályosodott szemcsék egy kalcitkristályban. Az ikertag átlósan húzódtott, ezt közel vízszintes nyírás szabdalta fel önálló, átkristályosodott szemcsékké. Felsőtárkányi Mészkö F.; 824. minta, N:300X, keresztezett nikolok.

Az átkristályosodott szemcsék itt éles, határozott, többé-kevésbé poligonális szemcsehatárokkal, közel izometrikus alakkal rendelkeznek. E dinamikus átkristályosodással képződött szemcsék megjelenése nagy hasonlóságot mutat a fentebb említett, poligonális szemcsehatárú durvább ($d > 20-30 \mu\text{m}$) szemcseméretű mátrixszal, néhol azzal teljesen megegyező. Hasonló megjelenésűek a nagyméretű kristályokban az ikertagok helyén kialakult, átkristályosodott szemcsék is. E kristályok dinamikus átkristályosodással, szubszemcse forgással keletkeznek, amikor a deformáció hatására kialakult szubszemcse önálló kristállyá válik (37. ábra).

6.3. A kristályszerkezeti irányítottság (LPO) mértékének jellemzése

A kristályszerkezeti orientáció megjelenése a kőzetben diszlokációs kúszás eredményeként, intrakristallin átrendeződések során alakul ki. Mikroszkópi szinten ez a szemcseméret csökkenéssel kísért dinamikus átkristályosodással kialakult szöveti képben tükröződik (LEISS & ULLEMEYER 1999 p. 267), melyet apró, szabálytalan alakú kristályokból álló, alaki irányítottsággal (SPO) rendelkező szemcsehalmaz jellemez. A korábbi fejezetekben (6.1.; 6.2.) a szemcsealaki anizometriában mutatkozó irányítottságot (SPO) tárgyaltam, ezért a továbbiakban a kristályszerkezeti irányítottságot LPO-ként jelöljem annak érdekében, hogy a kétféle irányítottság fogalmi keveredését elkerüljük.

A bükki mészkövek LPO-jának vizsgálatakor a következő kérdésekre kerestem a választ:

- Kimutatható-e egyáltalán LPO, és az milyen kristályszerkezeti elrendeződést mutat (c -, vagy a -tengely szerinti rendezettség)?
- Az egyenetlen határfelületű szemcsékből álló mészkőmátrix tekinthető-e dinamikus rekristallizáció által kialakult szemcsehalmaznak, ahol a metamorfózis során diszlokációs kúszás lépett fel, a szövet szemcsehatár migrációval és/vagy szubszemcse képződéssel alakult ki?

- A poligonális határfelületű szemcsékből álló halmaz GBS, vagy statikus átkristályosodás eredményeként alakult ki? Előbbi esetben nem, vagy csak igen gyengén irányított jelleget kell kapni, utóbbi esetben ez határozott LPO is lehet.
- A LPO csak a főpalásságot okozó deformációs fázishoz kapcsolódik, vagy a későbbi fázisok is okoztak még kristályszerkezeti orientációt?
- Hogyan változik a LPO jellege térben és sztratifráfiai, litológiai jellegtől függően?

Nyolc mintáról készültek inverz pólusábrák, a mintákat úgy választottam ki, hogy azok több litosztratifráfiai egységből, különböző szöveti, litológiai jelleget reprezentáljanak. A minták kiválasztásánál ügyeltem arra, hogy a minta lehetőleg homogén mikrokristályos mátrixból álljon, az értelmezést ne zavarják durvakristályos kalcitból álló sávok, utólagos repedéskitöltések. A minták között szerepelt:

- olyan, melyen mikroszkóp alatt igen erős duktilis deformációt észleltem (114. minta), a szövet milonitos jellegű, a minta feltételezhetően erősen deformált nyírési zónából származik.
- poligonálisszemcsékből álló, irányított szövetű minta (106., 108., 109., 111., 1058.),
- az előbbiekk között olyan minta, melyen makroszkóposan, vagy mikroszkóposan jelentkezett egy második palásság (108., 111.).
- egyetlen határfelületekkel érintkező szemcsékből álló, irányított szövetű minta (110., 114.),
- melyen a duktilis deformáció nem hagyott nyomot (383.), a kőzetben szöveti irányítottság sem makroszkóposan, sem mikroszkópban nem észlelhető.

Sztratifráfiaiilag a kiválasztott minták jelentős távolságra vannak (Nagyvisnyói Mészke F. - Hollóstatói Mészke F.). Litológiaiilag található közöttük "tisza" platform mészke (10., 109., 114.), tűzköves mészke (110., 111., 383) és agyagpala lemezekkel váltakozó tűzköves mészke (108., és 1058.). A minták részletes szöveti jellemzését a 6. melléklet tartalmazza, mintavételi helyüket a 22. ábrán kék pontok jelölik.

A mintákon a makroszkóposan felismerhető szövetelemek (palássági felület, lineáció, töredezettség, repedéskitöltések) kijelölése előzőleg megtörtént. Mindegyik mintából három, egymásra merőleges felülettel készültek felületi csiszolatok, melyekről röntgendiffrakciós felvételekből inverz pólusábrákat készítettem. Ahol a foliáció (főpalásság) és a lineáció meghatározható volt, ott a felületek ezekkel párhuzamosan, illetve ezekre merőlegesen készültek.

6.3.1. Inverz pólusábrák

Az LPO vizsgálatához inverz pólusábrák[□] elkészítésére nyílt lehetőségem. E mintákból normál pólusábrákat[□] is terveztem a *c* és *a* kristálytani tengelyek eloszlásáról, de ez technikai akadályok miatt egyelőre megghiúsult. Az inverz pólusábrák elkészítéséhez a CASEY *et al.* (1998) és SCHMID *et al.* (1977) által is figyelembe vett rácssíkokhoz tartozó relatív intenzitásokat használtam (lásd IV. táblázat).

IV. táblázat Az inverz pólusábrák elkészítéséhez figyelembe vett rácssíkok

No.	$2\theta^\circ(\text{Cu } K\alpha)$	<i>a</i> kristálysík		<i>a</i> kristálysík normálisának		átlapolódásnál figyelembe vett súly
		indexe	betűjele	polárszöge	azimutja	
1	23,02	{012}	<i>f</i>	63,1	60,0	1,00
2	29,40	{104}	<i>r</i>	44,6	0,0	1,00
3	31,40	(006)	<i>c</i>	0,0	0,0	1,00
4	35,96	{110}	<i>a</i>	90,0	30,0	1,00
5	39,40	{113}		66,3	30,0	1,00
6	43,14	{202}	<i>h</i>	75,8	0,0	1,00
7	47,49	{024}	<i>f</i>	63,1	60,0	0,15

No.	$2\theta^\circ(\text{Cu } K\alpha)$	<i>a</i> kristálysík		<i>a</i> kristálysík normálisának		átlapolódásnál figyelembe vett súly
		<i>indexe</i>	<i>betűjele</i>	<i>polárszöge</i>	<i>azimutja</i>	
		{018}	<i>e</i>	26,3	60,0	0,85
8	48,41	{116}		48,8	30,0	1,00
9	57,4	{221}		79,6	19,15	1,00
10	64,66	{300}	<i>m</i>	90,0	0,0	1,00
11	72,89	{218}		52,8	18,98	1,00
12	83,77	{134}		74,6	46,36	1,00

Standardként (izotróp elrendeződésű halmaz felvételeként) a bervai mészkőbányából származó tiszta mészkő pormintáját vettem. Az inverz pólusábrákat más szerzők (pl. SCHMID *et al.* 1977; CASEY *et al.* 1998) is használták az LPO jellemzésére, felhíva ugyanakkor a figyelmet arra, hogy ezen információk inkább kvalitatív jellegűek.

Az inverz pólusábrákat Surfer8 programcsomaggal készítettem el. A kalcit ditrigonális szimmetriájából következően elegendő volt a sztereografikus projekciónak csak egyhatodnyi körcikkét ábrázolni, ugyanakkor a körcikk szegélyénél az izovonalas felület pontos előállításához a szomszédos körcikk megfelelő pontjait is figyelembe vettem. Az izovonalas felületet az egyes pontok intenzitás-értékei alapján a program krígeléssel alapította meg.

Ahol az inverz pólusábrán magas értékeket találtam, az azt jelenti, hogy a vizsgált kőzetlapon sok olyan kalcitszemcse van, melyek adott rácssíkja párhuzamos a kőzettelappal. Az inverz pólusábrákon így kulcsfontosságú szereppel bír a bázislapnál (006) jelentkező intenzitás. Ha egy inverz pólusábra a bázislap síkjánál ad maximumot és a prizmalapok ({110}; {300}) felé az intenzitás fokozatosan csökken, akkor a vizsgált felületen a kalcitkristályok többségénél a bázislap síkja párhuzamos a kőzettelappal, azaz a szemcsék kristálytani *c*-tengelye arra merőleges. Ugyanakkor ha a prizma-, illetve hegyes romboéder lapok rácssíkjainál kapam maximumot és a bázislap felé az intenzitás fokozatosan csökken, akkor a kristálytani *c*-tengelyek többsége párhuzamos a kőzetfelülettel (lásd 12. ábra, 28.. oldal).

Ha a palásság egyszerű nyírás eredményeként jött létre és létezett egy korábbi (leülepedéssel párhuzamos, diagenetikus) foliáció, úgy a $S_{||}$ és $S_{\perp}L_{\perp}$ síkok metszésvonala a nyírási iránnyal egyezik meg. Összehasonlító irodalmi adatokat e két síkra vonatkozóan lehetett találni, melyek a mesterségesen deformált solnhofeni mészkőről készültek (CASEY *et al.* 1998, SCHMID *et al.* 1987).

Az inverz pólusábrákat (38-44. ábrák) két változatban készítettem el, mindkét esetben egységes színskálát alkalmazva. Az első esetben a markáns pozitív eltéréseket ábrázoltam szürke színárnyalatokkal 1,4-től fölfelé fokozatosan sötétedő tónusokkal, míg az 1,4-nél alacsonyabb relatív intenzitásérték fehér. A második esetben minden izovonal közötti terület külön színárnyalatot kapott: az 1-nél kisebb intenzitást sárgától zöld felé haladva fokozatosan mélyülő tónusokkal, az 1-nél nagyobb intenzitású sávokat sárgától piros felé haladva fokozatos színátmenettel ábrázoltam. Így az izotróp mintával megegyező intenzitást (1-es érték) sárga sáv jelzi.

Megállapítható, hogy az *r* {104} sík szinte mindegyik minta minden metszetén – a csiszolat pozíciójától függetlenül – lokális maximumot mutat. Mivel ez a sík hegyesszöget zár be a (006) bázislapal, így ennek dúsulása elvárható azon metszeten, melyeken a bázislap nagy koncentrációval szerepel. Viszont mindhárom, egymásra merőleges metzeten való megjelenése polifázisos deformációra, vagy szisztematikus hibára utal. Hasonlóan – minden bizonnyal szisztematikus hiba – a {300} síkoknál jelentkező intenzitás csökkenés, mely mindegyik minta csaknem minden metszetén jelentkezett. Ezért a finom felbontású ábrákat (piros-sárga-zöld) az *r* {104} értékeinek elhagyásával készítettem el, ez nem változtatta meg a pólusábrák karakterét.

6.3.2. Az inverz pólusábrák kiértékelése

- *114. minta; Kisgyőri kőfejtő milonitja:* A S_bL_b metszeten az $\{110\}$ és $\{202\}$ síkoknál jelentkezik maximum, azaz ezek a síkok párhuzamosak a metszettel. Ebből következik, hogy itt leggyakrabban olyan szemcsék találhatók, melyek kristálytani c -tengelye párhuzamos, vagy kis szöveget zár be ezzel a metszettel. A $S_bL_{||}$ metszeten gyengébben, de ugyanez a trend látható. Azaz mindkét, a palásságra (és egymásra) merőleges metszeten a szemcsék döntő részében a kristálytani c -tengely párhuzamos a metszettel. Ez csak úgy lehetséges, ha a c -tengely a szemcsék döntő részében merőleges a $S_{||}$ metszetre. Ezt erősíti meg a $S_{||}$ metszet, melynek egyetlen és igen határozott (2,6) maximuma a (006) rácssíknál van, azaz a c -tengelyek többsége valóban merőleges a $S_{||}$ metszetre. Az r $\{104\}$ síkot is mutató ábrán (szürke - fehér) a $S_{||}$ metszeten a maximum "lenyúlik" az $\{104\}$ rácssíkra is, ami természetben deformálódott mészkövek esetében jellemző (LEISS & ULLEMEYER 1999).

A minta a pólusábrák alapján határozott LPO-val rendelkezik: a c -tengelyek többsége a palássági síkra merőleges, a kristálytani a tengelyek a palássági síkban vannak. Mindez jellemző a c -tengely szerint rendezett LPO-ra, mely természetben deformálódott mészkövekben a leggyakrabban kialakult LPO az r $\{104\}$ síkoknál jelentkező szubmaximum kíséretével (LEISS & ULLEMEYER 1999). A 114. minta megfelelő metszeteinek pólusábrái jellegükben megegyezők a CASEY *et al.* (1998) által az Ivrea Verbano zónából származó milonit pólusábráival (12. ábra) és a solnhofeni mészkő torziós deformációs kísérleteiből kapott eredményekkel. A kísérleti eredményekben a $S_{||}$ metszeten 2,7-es maximum már jelentős ($\gamma > 7$) alakváltozásnál jelentkezett (CASEY *et al.* 1998).

E mintáról szöveti megjelenése alapján – milonitos szövet, egyenetlen szemcsehatárokkal rendelkező mátrix – már feltételeztem, hogy egy jelentős alakváltozással, dinamikus átkristályosodással képződött metamorf kristályos mészkő. Ezt a feltételezést igazolta a határozott, c -tengely szerint rendezett LPO.

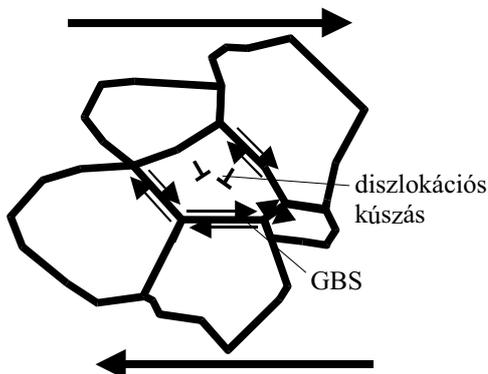
- *1058. minta; Vesszősi erdőgazdasági út alsó szakasza:* Az inverz pólusábra mindhárom metszeten a 114. mintához hasonló karakterű annyi különbséggel, hogy a palásságra merőleges metszeten a maximum nem a főkör mentén, hanem kb. 30° -kal beljebb, egy kiskör mentén húzódik (nem $\{110\}$ és $\{202\}$, hanem $\{134\}$; $\{113\}$ és $\{202\}$). A $S_{||}$ metszet a 114. mintával karakterében teljesen azonos, c -bázislapú maximumot ad és itt is jelentkezik a maximum eltolódása az r $\{104\}$ felé.

Ezek alapján e minta is határozott, c -tengely szerint rendezett LPO-val rendelkezik, viszont a palásságra merőleges metszeten alapján feltehetőleg ez nem egy, hanem több (két) deformációs esemény hatására alakult ki, ahol a feszültségtér kevésbé változott.

- *106., 109., 111. minták; fehérvöi, középgaradnai, kisdéli közepesen-erősen irányított szövetű, középszemű mátrixú mészkövek.* Mindhárom minta S_bL_b metszete hasonló karakterű, mint ami a 114. minta azonos metszetén tapasztalható, így a kalcit szemcsék c -tengelyei itt is leggyakrabban a S_bL_b metszettel párhuzamos síkba rendeződtek.

A másik két metszeten ugyanakkor nem jelentkeztek a 114. mintához hasonló trendek. A $S_bL_{||}$ metszeten gyakorlatilag izotrópok (109. minta), vagy szabálytalanul szóródnak (106., 111. minták). A $S_{||}$ metszeten csak a 106. mintánál jelentkezik gyenge maximum a bázislapnál. Ebből következően a c -tengely a S_bL_b síkkal párhuzamosan rendeződött e mintákban, de e síkban szóródik. Ez az a -tengely szerint rendezett LPO-ra emlékeztet (LEISS & ULLEMEYER 1999), és kialakulásában fontos szerepet játszhat a szemcsék forgása az egyszerű nyíráshoz közel álló deformáció során. E sajátos LPO kialakulására magyarázatul szolgálhat, hogy e minták esetében a dinamikus átkristályosodás és a szemcsehatár csúszás (GBS) egyaránt (akár egymást követően) fellépett és a deformációt főként egyszerű nyírás okozta. Ilyen kettős mechanizmus lehetőségét

újabbban többen felvetették (CASEY *et al.* 1998; LEISS & ULLEMEYER 1999; EVANS *et al.* 2003; BESTMANN & PRIOR 2003). A szemcsék a GBS hatására a nyírási síkban forognak (CASEY *et al.* 1998; EVANS *et al.* 2003), ami a szubszemcse-képződéssel kialakult LPO-t “elrontja” (45. ábra). Ezzel magyarázható, hogy a c -tengelyek a S_bL_b síkban vannak, de irányuk e síkban szóródik.



45. ábra GBS és diszlokációs kúszás által deformálódó szemcse egyszerű nyírás hatására. CASEY *et al.* (1998) után

Ehhez hasonló LPO-t mutatott ki LEISS & WEISS (2000) a carrarai szinklinális (Apuane Egység, Ponti di Vara mellett) normál redőszárnyból, ahol a kristályos mészkő szemcsemérete 0,2-2 mm között változott, az alaki irányítottságot erős anizometria jellemezte a $S_bL_{||}$ metszeten és ennél sokkal gyengébb anizometria a S_bL_b síkkal párhuzamosan. E szövettípust mesterségesen deformált márványon tapasztalt szerkezet alapján KERN & WENK (1983) “magas-hőmérsékletű” szövetnek nevezte el.

Szöveti jellegük alapján (6.1; 6.2. fejezet) már feltételeztem, hogy e döntően $d \sim 30-40 \mu\text{m}$ szemcseméretű, poligonális szemcsehatáru és enyhén irányított mátrixszal rendelkező minták durvakristályos karbonáthalmazokból (packstone-grainstone) képződtek szubszemcse-forgással. A poligonális szemcsehatárok dominanciája ugyanakkor annak a lehetőségét is felveti, hogy e szövet kialakulásában a szemcsehatár csúszás (GBS) is szerepet játszott. A határozott LPO hiánya (SCHMID *et al.*, 1977), illetve az a -tengely szerint gyengén rendezett LPO ezt valószínűsíti.

110. minta; igen finomkristályos tűzköves mészkő a Csanyik-völgyhöz vezető műút útbevágásából: E mintában mindhárom metszeten nagyon gyenge intenzitás változást észleltem, a minta szinte izotróp. A finomabb felbontású ábrák ugyanakkor mindegyik metszeten igen gyengén a 114. minta azonos metszeteinek karakterét mutatják. A kőzet szövete határozott foliációt és lineációt mutatott, az igen finomszemű ($7-8 \mu\text{m}$) mátrix szemcséinek határfelületei egyenetlenek. GBS-re utaló jellemzőket nem lehetett megfigyelni. Ezek alapján e mintában nem találtam határozott LPO-t, a deformáció itt még diffúzió (nyomási oldódás) segítségével történt. Ugyanakkor a 114. mintában megjelenő LPO karakter következetes követése “kicsiben” utalhat arra, hogy a deformáció csúcán már diszlokációs kúszás is fellépett. Másik lehetőség, amit több kutató felvetett (pl. LEISS & ULLEMEYER 1999), hogy gyenge LPO már diffúziós átrendeződés során is kialakulhat, a feszültségtérben újra kiváló szubmikroszkópikus részletek már orientáltan kristályosodhatnak. Ezt jelenleg rendelkezésre álló mérési technikával még nehéz igazolni.

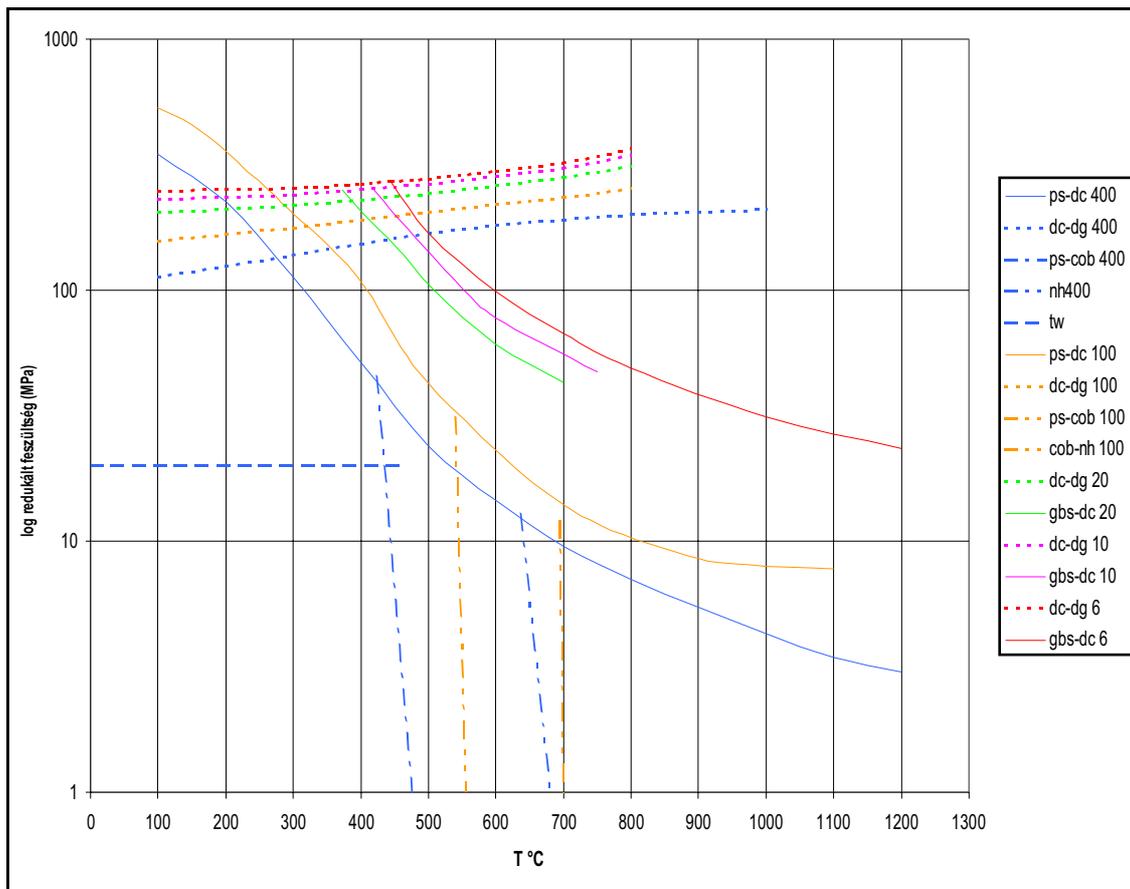
- 383. minta; tűzköves mészkő az Orosz kút környékéről: A mintát szerkezeti helyzete és megjelenése alapján redőforgóból származónak vettem, melyre a duktilis deformációt eredményező fázisban nyírás nem, vagy csak igen gyengén hatott. Az inverz pólusábrák ezt igazolják: a minta gyakorlatilag izotróp. Mindhárom metszetben a c -tengelyre merőleges (006) és azzal párhuzamos, vagy kis szöget bezáró ($\{110\}; \{202\}$) rácssíkok egyaránt gyenge lokális maximumot adnak. Az egyik metszeten ugyanakkor a $\{202\}$ rácssíkkal párhuzamosan jelentkezik egy magas (1,85) relatív intenzitás-maximum aminek megjelenését nem tudtam értelmezni, esetleg utólagos repedéskitöltés hatása lehet.

- 108. minta; tűzköves mészkő a Vesszősi erdőgazdasági úton a szerpentin kanyarhoz közel: A pólusábrák igen összetett képet mutatnak. A S_bL_b metszet ábrája hasonlít a 114. minta ábrájára, viszont a 108. mintánál egy elég jelentős maximum található a c (006) síknál is. A $S_bL_{||}$ metszeten ismét a c (006) síknál egy igen erős (3,01) maximum jelentkezik, a $S_{||}$ metszet viszont gyakorlatilag izotróp. Mindhárom metszeten markánsan jelentkezik egy szubmaximum az r {104} síknál, ami polifázisos deformációra utal. Ehhez hasonló ábrákkal egy esetben sem találkoztam, egyetlen másik minta sem adott két metszeten erőteljes c (006) maximumot, E vesszősi mintában ezek alapján a szemcsék többségében a c -tengely a $S_bL_{||}$ és a S_bL_b metszetre merőleges, ami csak úgy lehet, ha a c -tengely a $S_{||}$ metszettel párhuzamos. Ez is egy a -tengely szerint rendezett szövethez közelít, hasonlóan a 106.; 109.; 111. mintákhoz, viszont itt a c -tengelyek a foliáció síkjába rendeződtek. Utalni kell arra, hogy e vesszősi mintában jelentkezett két, egymással 70-80°-os szöget bezáró, képlékeny deformációval kialakult palásság (krenulációs palásság, lásd 54. ábra), így az a -tengely szerint rendezett szövet itt két deformációs fázis szuperpozícióját jelezheti.

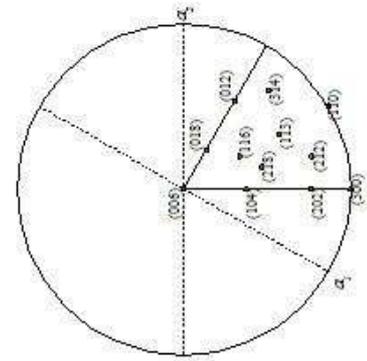
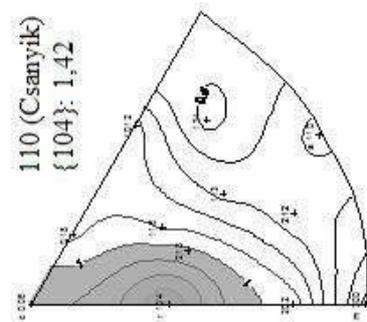
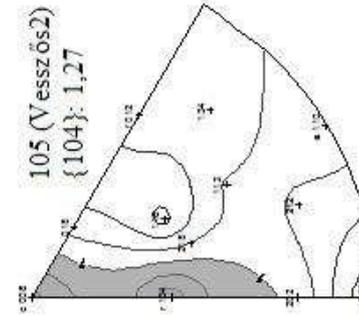
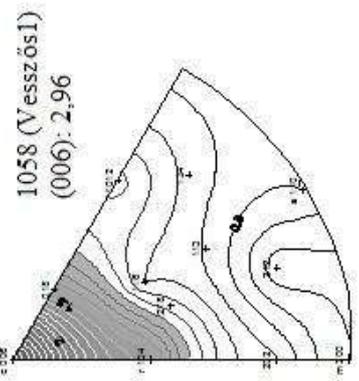
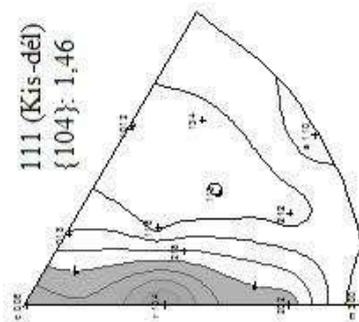
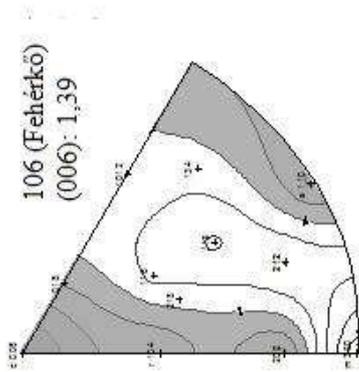
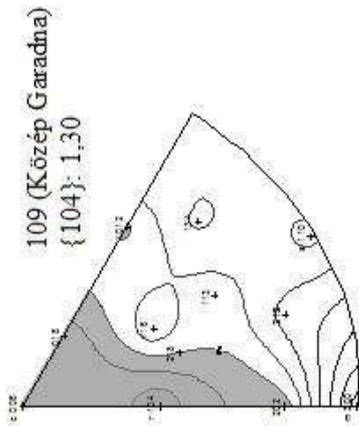
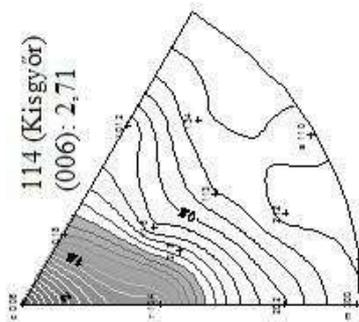
Az LPO vizsgálatok eredményét a következő pontokban lehet összefoglalni:

- Egyértelmű és határozott LPO a már milonittá deformált 114. mintában alakult ki. Hasonló eredmények ismertek ilyen szövetű minta esetében más területekről is (CASEY *et al.* 1998). A minta mikrokristályos mátrixának szövete is olyan jellegű, ami diszlokációs kúszás meglétét valószínűsíti e deformációs fázisban. A mátrix szemcsemérete ($d = 11 \mu\text{m}$), illetve a dinamikusan átkristályosodással képződött szemcsék maximális mérete alapján (TWISS 1977) a becslhető fellépett redukált feszültség 100-200 MPa közötti.
- Azon minták esetében, melyek szövete GBS jelenlétére utal (106., 109., 111., Fehérkő, Közép-Garadna, Kis-dél), a -tengely szerinti rendezettséghez közelítő LPO jelentkezett. A kalcit kristálytani c -tengelyek e mintákban a S_bL_b síkkal párhuzamosan rendeződtek és ebben a síkban további irányítottság nélkül szóródnak. Ez egyszerű nyírás esetén felléphet, ha a mészkő diszlokációs kúszással kísért GBS-sel deformálódott. A pólusábrák megerősítették a GBS-re vonatkozó hipotézist. A deformációs mechanizmus térképen (7. ábra) e mintákat a diszlokációs kúszás és a diffúziós átrendeződés mezőinek határára lehet helyezni. Ez 300 °C és $d \approx 20 \mu\text{m}$ szemcseméret mellett szintén 100-200 MPa közötti redukált feszültséget valószínűsít.
- Az igen finomszemcsés csanyiki mintában határozott LPO-t nem találtam, a kőzet szöveti jellege és az LPO hiánya alapján e kőzet diffúziós átrendeződéssel (nyomási oldódás) deformálódott. LPO-nak igen halvány jelei ugyan mutatkoztak, így e minta is a diffúziós átrendeződés felső határához közel helyezhető el a deformációs mechanizmus térképen. A 7 μm -es szemcseméretet és a 300 °C-os hőmérsékletet figyelembe véve ez 100-150 MPa redukált feszültségre utal. A kis szemcseméret, a közepes SPO és az igen gyenge LPO összevág azzal, hogy ez a tűzköves mészkő szerkezetileg a Kisfennsíki takaróhoz, annak alsó szerkezeti egységéhez tartozik. A többi, irányított (SPO-val rendelkező) mintát a -, vagy c -tengely szerint rendezett LPO jellemezte.
- A szöveti jellege alapján a főpalásság kialakulása idején redőforgóban lévő minta (383. Oroszkút) LPO-t nem mutatott, a kalcit c -tengelyek a mintában szinte egyenletesen szóródnak.
- A 105.; 1058. (vesszősi) minták kivételével a határozott (114. Kisgyőr), igen gyenge (Csanyik) LPO, illetve a diszlokációs kúszás által befogadott GBS-re (106., 109., 111., Fehérkő, Kis-dél, Közép-Garadna) utaló LPO egy deformációs fázisban, a makro-, és mikroszerkezeti jellemzők alapján a főpalásságot létrehozó nyírás hatására alakult ki.
- A vesszősi mintákban két duktilis alakváltozást okozó deformációs fázis lépett fel. Ennek szöveti bizonyítékát is találtam csiszolatban. A többi összlethez hasonlóan a főpalásság itt is alacsonyabb rendű redőket hozott létre. A következő (a vesszősi összetetben a mikrokristályos karbonátmátrixra nézve) duktilis deformáció az inverz pólusábrák alapján a korábbi főpalásságra úgy

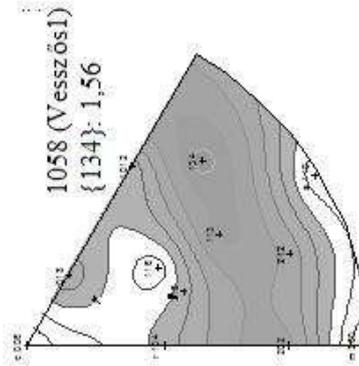
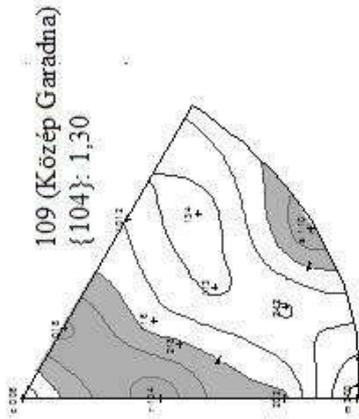
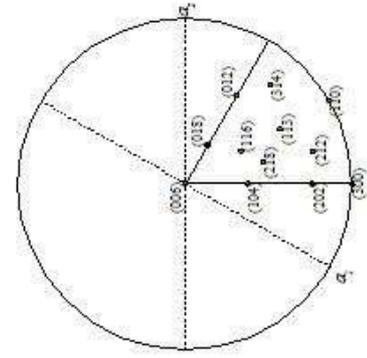
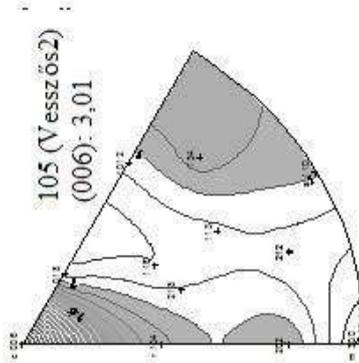
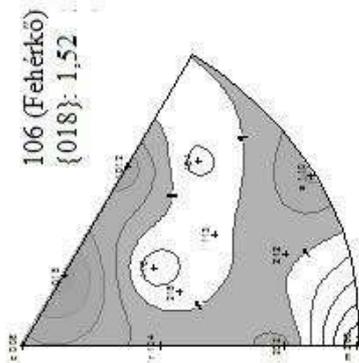
rakódott, hogy egyes részeken erősítette a korábban kialakult LPO-t (1058. minta), másol, ahol nagy szöveget zár be, ott kioltotta és átformálta (108. minta).



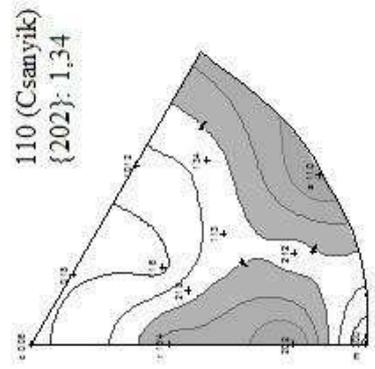
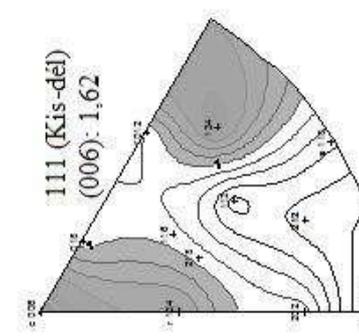
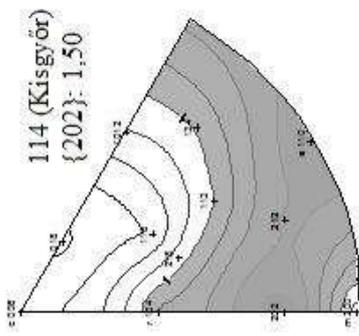
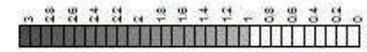
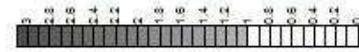
46. ábra. Deformációs mechanizmusok hatásterületeinek határai különböző szemcseméret esetén kalcitkristályok halmazára SCHMID *et al.* (1977), RUTTER (1974), PASCHIER & TROUW (1998), EVANS *et al.* (2003) nyomán. Az egyes mechanizmusok rövidítése: ps – nyomási oldódás; dc – diszlokációs kúszás; dg – diszlokációs csúszás; tw – ikresedés; cob – Cobble kúszás; NH – Nabarro-Herring kúszás. A jelmagyarázatban feltüntetett számok a szemcseméretet jelölik mikrométerben.

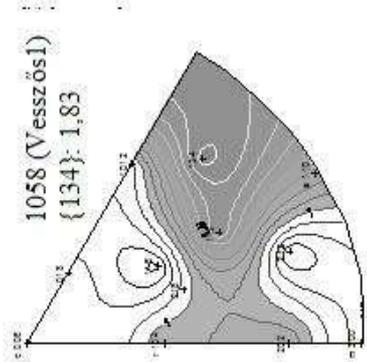
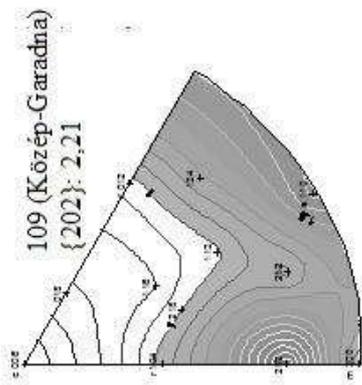
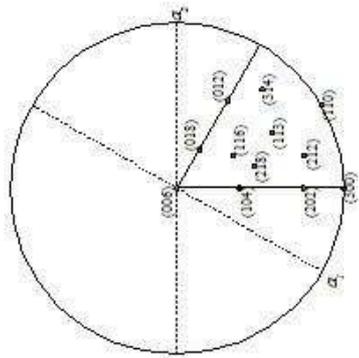
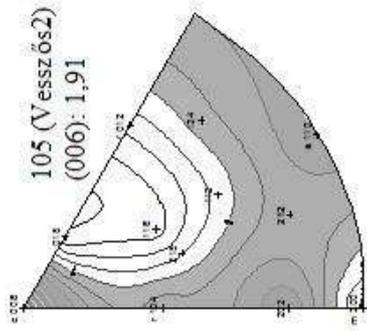
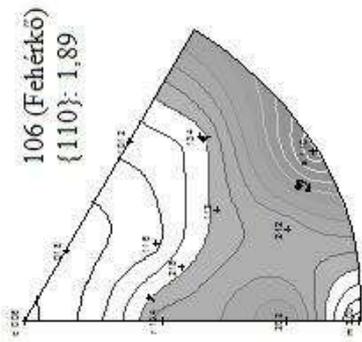


38. ábra Inverz pólusábrák a vizsgált minták S_{110} mezeteiről. Az árnyalt területek az I -nél magasabb relatív intenzitásmaximumot jelölnek. A mintánév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácskitét emeltük ki.

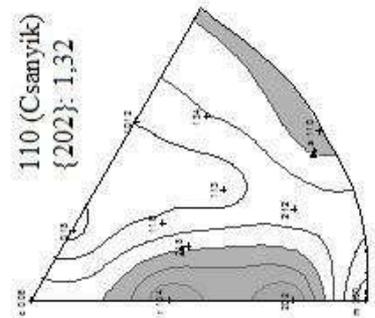
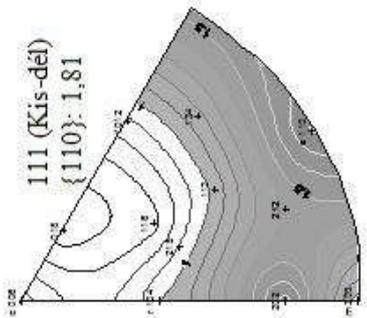
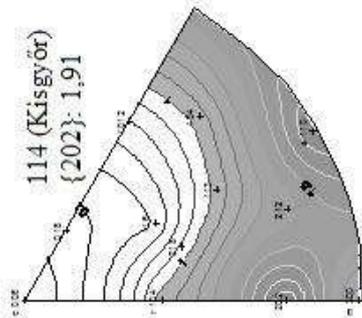
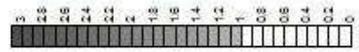
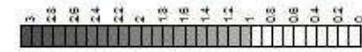


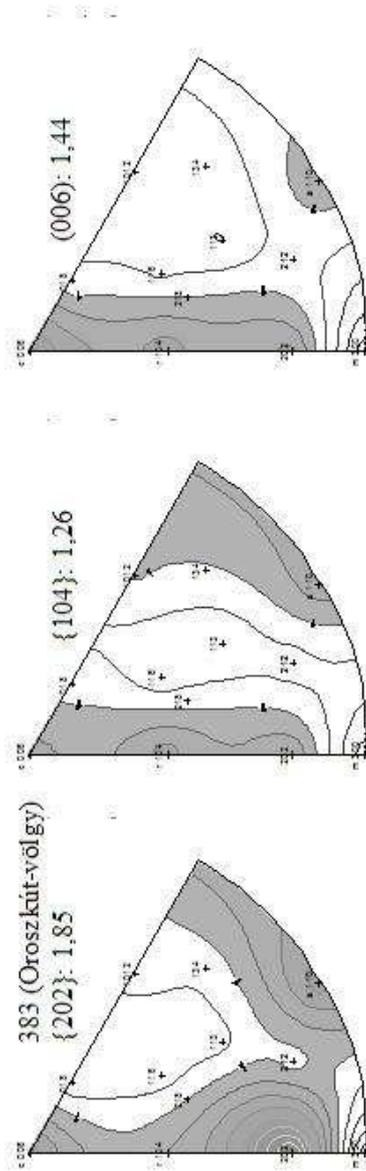
39. ábra. Immerz pólusdiagramok a vizsgált minták S.I. metzeteiről. Az ábráktól az irányított területek az I-nél magasabb relatív intenzitásmaximument jelölnek. A mintánév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácstávolságot emeltük ki.



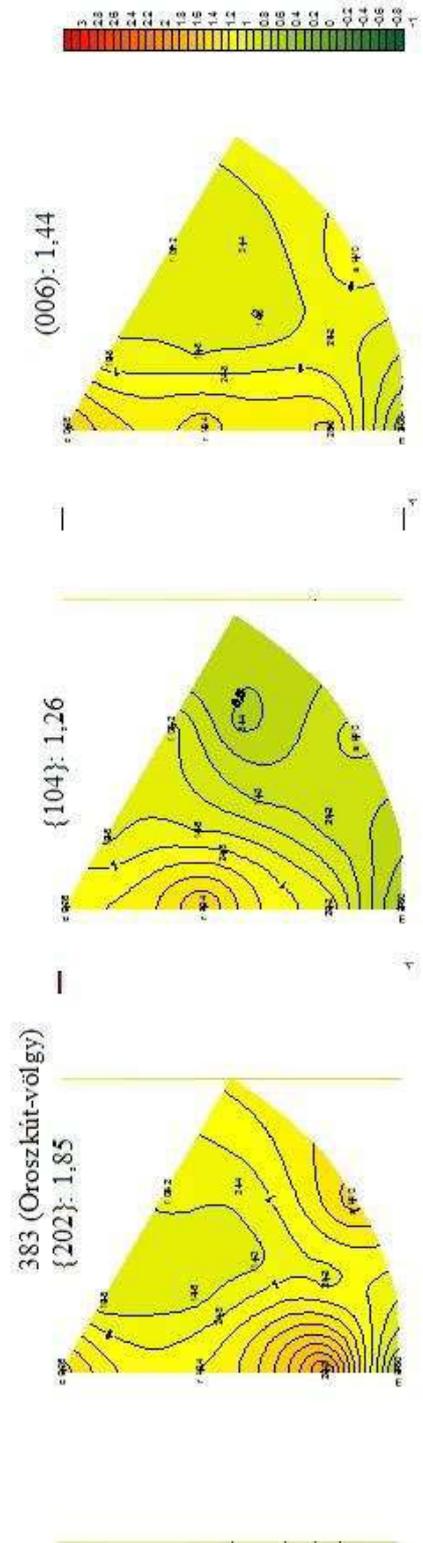


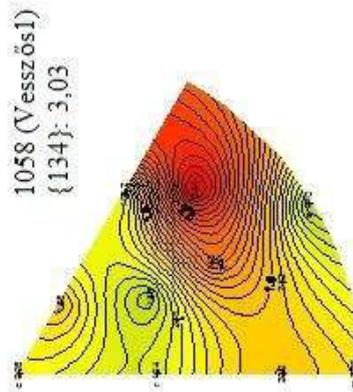
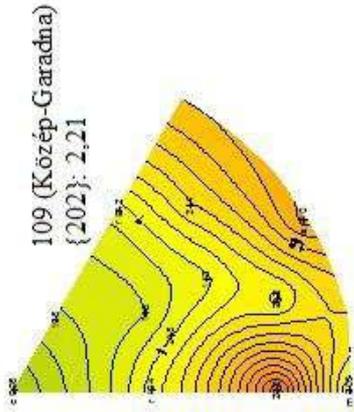
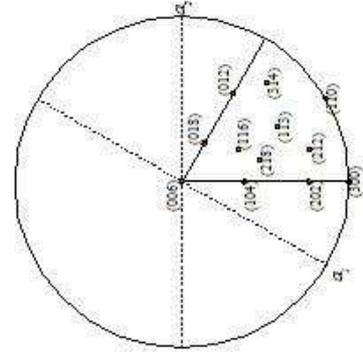
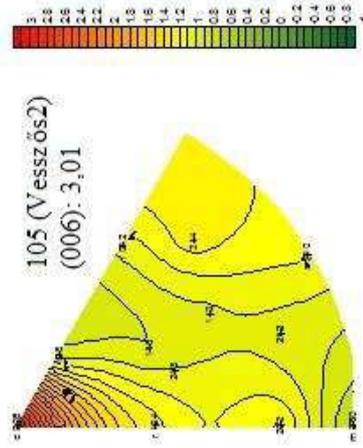
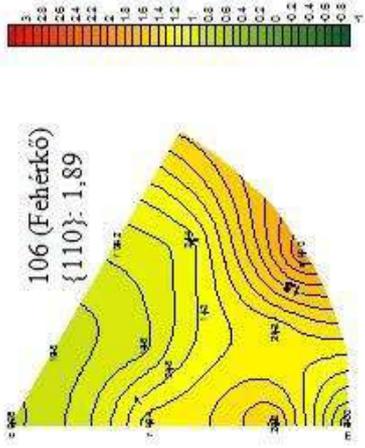
40. ábra. Inverz pólusdiagramok a vizsgált minták S_L metszeteiről. Az ábrált területek az I-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácsfokot emeltük ki.



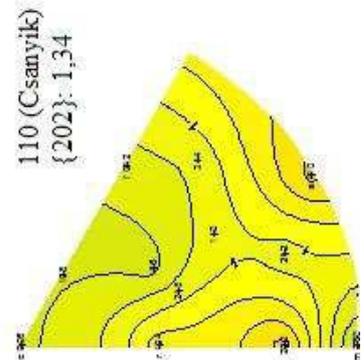
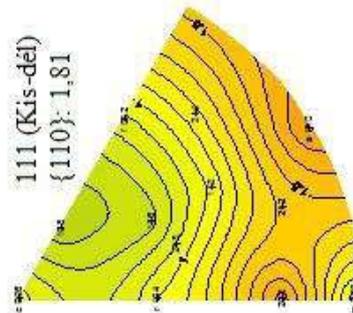
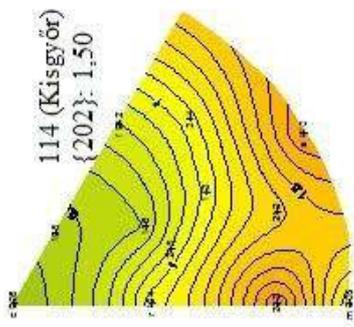


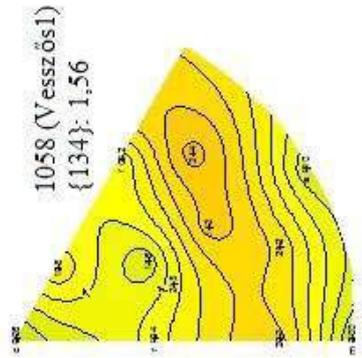
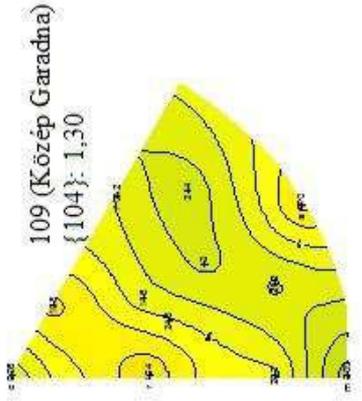
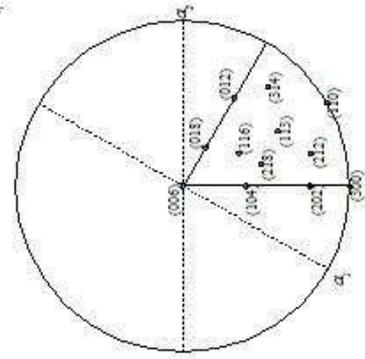
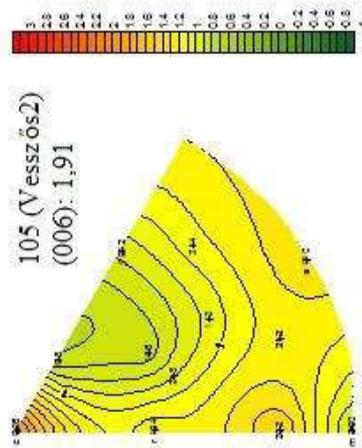
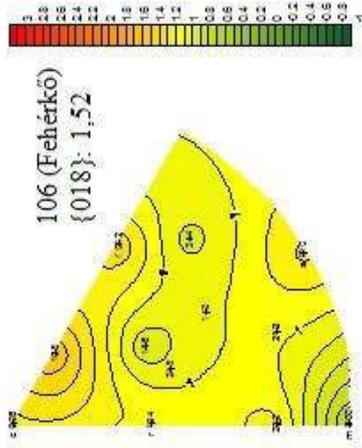
41. ábra. Inverz pólusábrák egy korai fázisú redőforgó mintáiról az Oroszkút-völgyből. A felületek egymásra kölcsönösen merőlegesek, de ezt maioraxiálos irányhoz nem lehetett kötni. Az árnyalt területek az I -nél magasabb relatív intenzitásmaximumot jelöltek. A maximális értéket és az ahhoz tartozó rácssíkot emeltük ki.



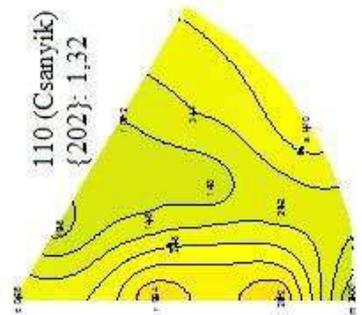
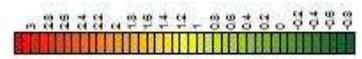
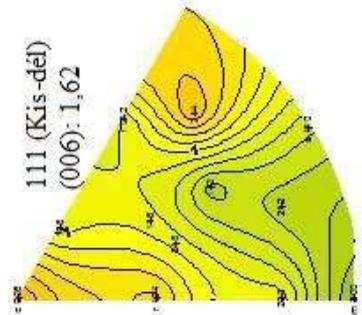
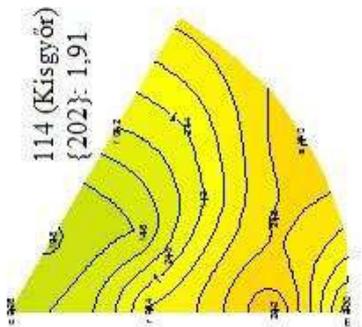


43. ábra. Inverz pólusábrák a vizsgált minták S.I. metzeteléről. Az ábrálat területek az 1-nél magasabb relatív intenzitásmaximumot jelölik. A mintanév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácscsíkot emeltük ki.





44. ábra Inverz pólcserék a vizsgált minták $S_{I, \alpha}$ mértékeiről. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintánév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácscsúcot emeltük ki.



6.4. Durvaszemcsés kalcitkristályok és kristályhalmazok deformációja

A kelet-bükki mészkövekben a főpalásságot okozó deformációs esemény során – az előzőekből láthatóan – jelentős, akár 200 MPa feletti redukált feszültséget tételezhetünk fel. Ennél könnyen felléphet olyan nyírófeszültség, mely túlhaladja azt a 10 MPa-nyi kritikus eredő nyírófeszültséget, amely a nagyméretű kalcitkristályokban nyomási ikresedést tud kiváltani, de a közel 20 MPa-t is, mely a finomszemcsés karbonátmátrixba ágyazott nagyméretű szemcséknek szükséges az ikresedés kialakulásához.

6.4.1. A főpalásság során ki-, illetve átalakult nyomási ikrek morfológiai típusai

A kelet-bükki mészkövekben hasonló ikresedési szövettípusokat lehetett megfigyelni (MÁDAI 1995), mint amiről a külföldi példák beszámoltak (2.3. fejezet, 30 oldal). Nyomási ikrek a Keleti-Bükk mészköveiben sztratigráfiai szinttől gyakorlatilag függetlenül a 80-100 μm feletti szemcsékben jelentkeztek. Az ikresedési gyakoriság^[1] (I_i) igen magas, 70-75%, a fiatal repedéskitöltések kalcitkristályait leszámítva az ilyen méretű szemcsék szinte kivétel nélkül ikresedtek. E nagyméretű kalcitkristályok szöveti alapon eredetüket tekintve különfélék, így:

- Mikrokristályos karbonátmátrixban úszó, egyedi kalcitszemcsék, illetve kisebb halmazok, eredetüket tekintve karbonátklaszrok, ősmaradványok átkristályosodott vázelemei, illetve korai diagenetikus karbonátcement átkristályosodott reliktumai. Eredetileg wackestone szövetű mészkövekben előforduló elszigetelt szemcsék, vagy kisebb szemcsehalmazok, melyek a mikrokristályos mátrixban (szemcseméret kb. 10 μm -ig) úsznak.
- Szemcsevázú (packstone-grainstone) mészkövek átkristályosodott anyagában fennmaradt durvaszemcsés karbonátklaszrok, vagy kisebb szemcsehalmazok. Megjelenésük az előzőektől annyiban tér el, hogy a mátrix szemcsemérete durvább (20-30 μm -ig).
- Szingenetikus, vagy diagenetikus repedéskitöltések durvakristályos maradványai. E foliációt metsző, vagy azzal közel párhuzamosra deformálódott halmazok diffúz szegéllyel illeszkednek a karbonátmátrixba. A halmazt alkotó nagyméretű kalcitkristályok kivétel nélkül deformáltak, többnyire polifázisosan ikresedtek.
- Szinmetamorf repedéskitöltések maradványai. Az előzőektől annyiban térnek el, hogy a foliációval meredekebb szöget zárnak be és a szemcsék ikresedése nem annyira összetett.
- Metamorfózis utáni, több generációban megjelenő repedéskitöltések, üregkitöltések. Ezek éles határral kapcsolódnak a mátrixhoz, anyaguk kevéssé, vagy egyáltalán nem deformálódott.

A metamorfózis előtti keletkezésűnek vehető nagyméretű karbonátszemcsékben nagy gyakorisággal jelennek meg a 4-7 μm közötti vastagságú nyomási ikrek. E generációhoz tartozó ikertagok vastagságát univerzális asztalon, az ikersíkokat a mikroszkóp optikai tengelyével párhuzamos pozícióba forgatva, képelemző berendezéssel mértem. A mérési eredményeket litosztratigráfiai egységekre bontva az V. táblázat foglalja össze.

Ez a 4-7 μm közötti ikertag vastagság 200 °C-nál magasabb kialakulási hőmérsékletet jelez, az eredményeket összevetve EVANS & DUNNE (1991) hasonló fokú metamorfózist átélt kőzeteken végzett vizsgálataival, BURKHARD (1993) összefoglaló eredményeivel, illetve FERRILL (1998) vizsgálataival. Az ikertagok átlagos vastagságában a kelet-bükki rétegsorban nem lehet számottevő különbséget megállapítani az egyes litosztratigráfiai egységek között. $D > 6 \mu\text{m}$ feletti ikertag- vastagságot ritkán kaptam, amiből arra lehet következtetni, hogy a feszültségtér inhomogén és változókéony volt, a 200 °C-nál magasabb hőmérsékleten kialakult ikrek csak ritkán tudtak a további deformáció során kiszélesedni, többnyire eltérő feszültségtérben deformálódtak tovább. Ha a kapott ikertag vastagsági értékeket elhelyezzük a kezdeti metamorfózis meghatározási módszereit összefoglaló táblázatban (2. melléklet), az eredmény azt mutatja, hogy a metamorf fokra vonatkozó kelet-bükki értékek – mint vitrintreflexió, Kübler-index, ásványegyüttesek – jól korrelálnak a kapott ikertag vastagsági

értékekkel. Ez igazolja azt, hogy ezek a vastag ikrek valóban az epi-anchizonális metamorfózis során képződtek.

V. táblázat: Átlagos kalcit ikertag-vastagságok kelet-bükki mészkövekben.

<i>Litosztratigráfiai egység</i>	<i>Mintaszám</i>	<i>átlagos ikertag vastagság (μm)</i>	
		<i>a mintákban, [szórás]</i>	<i>litosztratigráfiai egységben</i>
Felsőtárkányi Mészkő F.	824	5,46 [3,24]	5,38
	861	5,24 [2,49]	
	1263	5,46 [2,48]	
Vesszősi F.	1239	4,61 [2,92]	4,61
Fehérkői Mészkő F.	868	4,05 [2,06]	4,55
	1228	4,75 [2,43]	
	1274	3,27 [1,35]	
	1275	5,45 [2,08]	
	1290	5,15 [3,02]	
	1294	4,95 [2,17]	
Ablakoskővölgyi F.	1101	5,40 [2,42]	5,85
	1139	6,17 [2,74]	
	1161	6,12 [2,32]	
Nagyvisnyói Mészkő F.	1042	5,81 [3,06]	6,09
	1045	5,32 [2,47]	
	1085	7,62 [4,14]	

A premetamorf szemcsékben az ikrek jelentős része kialakulásuk után még további deformációt szenvedett. Ezt a következő szöveti bélyegekből állapítottam meg:

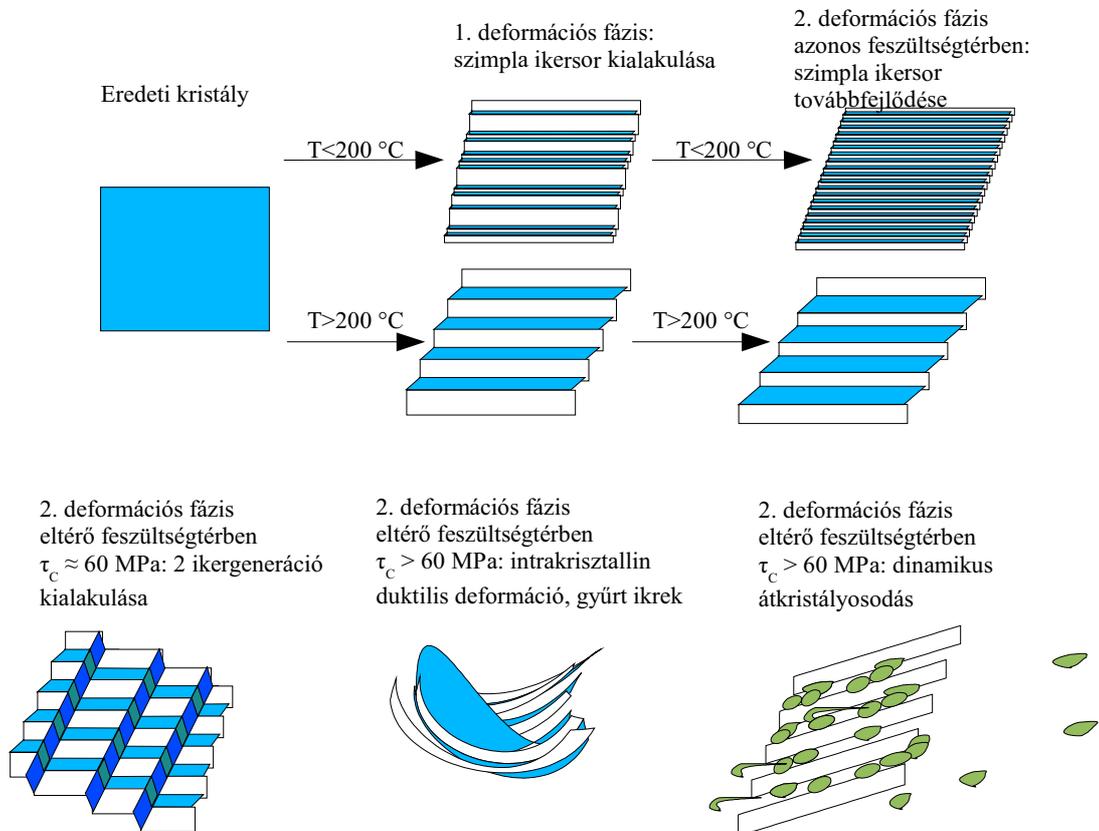
- Újabb, az előző ikersort keresztező ikersorozat megjelenése. Ez a második generáció keresztezi és egyben elnyírja az első generáció ikertagjait. Jellemzően az egymást így metsző ikergenerációk egyike (véltetően a második) vastag (akár 8-10 μm felett is). Az ikertagok metszésénél önállósult apró (5-8 μm) kalcitkristályok keletkeznek. A második generáció a legerősebb deformációs fázis során alakulhatott ki, az első generáció lehet pre-, vagy színmetamorf. Ilyen összetett ikrek figyelhetők meg a nagyméretű kristályokban, megjelenésüket kétféleképp értelmezhetjük. Egyrészt a második deformációs fázis kiválthatta egy új, az előzőtől eltérő sík mentén megjelenő ikersor kialakulását. Ugyanakkor 20 MPa-nál lényegesen nagyobb nyírófeszültség mellett egyszerre is kialakulhatott nyomási ikresedés egy szemcsében több (e_1 ; e_2) ikresedési felület mentén, így az egymást keresztező ikrek döntően a főpalásságot okozó fázishoz köthetők.

- Ívelt, hullámosan gyüredezett ikersíkok (47. ábra) jelentkeznek. Ez az ikresedés után, általában az ikresedést kiváltótól eltérő irányú feszültségtérben bekövetkező duktilis deformációra utal. BURKHARD (1993) szerint ezek a hajlítások magas redukált feszültségnél alakulnak ki intrakristallin diszlokációs kúszás eredményeként az $r \{104\}$ és $f \{012\}$ rácssíkok mentén. A hajlított ikrek általában csak 2-4 μm vastagok, ritkán érik el az 5 μm-es vastagságot. Gyakran figyelhető meg, hogy a foliációval (főpalássággal) nagy szöget bezáró ikrek elhajlása a foliáció síkjába az ikertag kivékonyo-



47. ábra. Hajlított-gyűrt ikreket tartalmazó nagyméretű szemcse. Ablakoskővölgyi F.; 1139. minta, N:125X, keresztezett nikolok.

dását okozza. Ezen utólagosan hajlított, deformált ikrek megjelenése jól illeszkedik a mikrokristályos mátrixon végzett vizsgálatok eredményeihez. 100 μm -es szemcseméretű kalcit halmaz 300 °C-on 200 MPa redukált feszültség mellett már diszlokációs kúszással deformálódik. A hajlított ikrek megjelenése egyértelmű bizonyítéka e szemcséken belüli diszlokációs kúszásnak.



48. ábra. Kalcit nyomási ikrek morfológiai típusai és képződésük lehetséges mechanizmusai BURKHARD (1993) nyomán, saját tapasztalatokkal kiegészítve.

- Erőteljes képlékeny alakváltozás hatására az ikrek átkristályosodnak apró, önálló szemcsékké. Gyakran tapasztaltam, hogy az ikertagok helyén apró kalcitszemcsék sorozata képződött. Ez döntően olyan ikertagok helyén alakult ki, melyek nagy szöget zártak be a foliációval. E gömbölyded, “gyöngysorként” megjelenő kristályok a dinamikus átkristályosodás termékei, így ezek kialakulását a hajlított ikrek képződéséhez hasonlóan a diszlokációs kúszás megjelenésének tekinthetjük. Míg a főpalásságot okozó nyírás síkjával kis szöget bezáró ikreket a deformáció elhajlította, addig az ezzel nagy szöget bezáró ikreket szétarabolta, így átkristályosodásukat elősegítette. Az egyes morfológiai típusokat a 48. ábra szemlélteti.

6.4.2. Durvaszemcsés halmazok deformációja

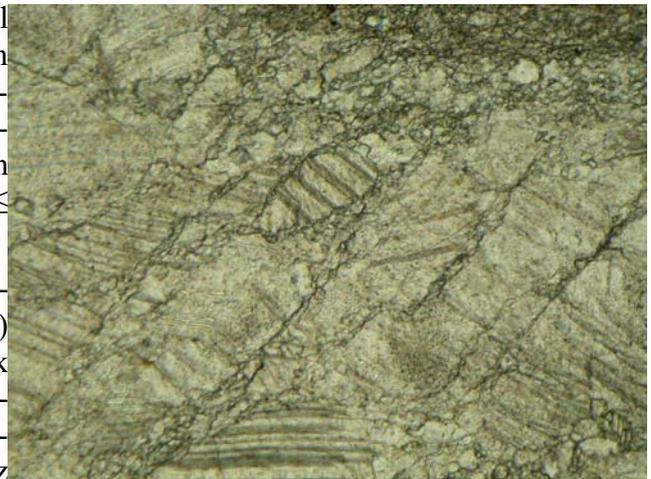
A nagyméretű szemcséken belüli szöveti bélyegek mellett fontos megemlíteni, hogy e nagyméretű szemcsék illeszkedési zónája hogyan változik a deformáció előrehaladtával. E folyamatnak több állomását figyeltem meg.

Mivel a nyomási ikresedés önmagában csak aránylag kismértékű alakváltozást (max. $\gamma = 0,35$) képes biztosítani, ennél nagyobb mértékű alakváltozás egyre inkább a szemcsék szegélye menti átrendeződéshez vezet. A carrarai márvány torziós deformációs kísérletei is bizonyították (PIERRI *et al.* 2001), hogy az alakváltozás mértékének növekedésével a durvakristályos kalcithalmazokban a szemcséket egyre szélesebb koszorúban átkristályosodott, mikrokristályos szegély övezi (ú.n.

“mag és burok szerkezet”). Ez végül ahhoz vezet, hogy a nagyméretű szemcsék döntően átkristályosodnak, csak kisebb reliktumokban, az eredeti méret töredékében maradnak meg az eredeti szemcsék. Így a szövet végül milonitossá válik.

A kelet-bükki mészkövekben ennek a következő állomásait figyeltem meg:

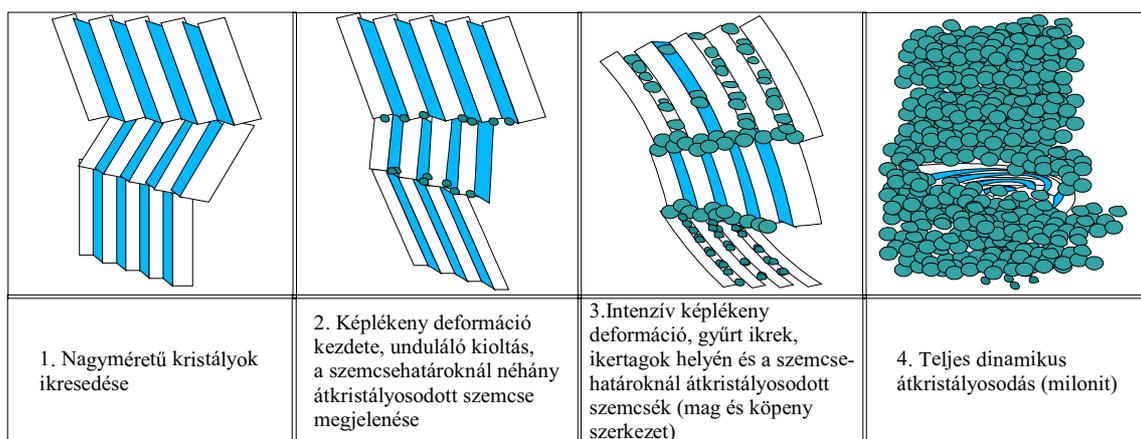
1. Ikresedett, nagyméretű szemcsék halmaza, ahol a szemcsék ívelt, egyenetlen határok mentén közvetlenül egymáshoz illeszkednek. A szemcsékben a nyomási ikrek általában deformálatlanok (49. ábra). Ezek alapján az ilyen ákban a nyírási alakváltozás kismértékű ($\gamma \leq 0,35$).



2. Egy-két szemcse szélességű gyűrű a nagyméretű szemcsék között. Az apró (15-20 μm) anhedrális, közel izometrikus kalcitkristályok jellemzője, hogy markáns, vastag szemcsehatárral rendelkeznek, egy gyöngyosorra emlékeztetnek. A nagyméretű kristályokban az ikrek gyakran hajlítottak. Az apró kalcitkristályok szubszemcse-képződéssel, rotációval váltak önállóvá. Így dinamikus átkristályosodás eredményeként jöttek létre.

49. ábra. Egymáshoz közvetlenül, illetve néhány átkristályosodott szemcsén keresztül illeszkedő ikresedett, nagyméretű kalcitszemcsék. Ablakoskövölgyi F.; 761. minta. N.:80X, párhuzamos nikolok.

3. Az átkristályosodott szemcsékből álló sáv az alakváltozás növekedésével kiszélesedik, 5-10-20 szemcséből áll (“mag és burok szerkezet”). A nagyméretű kristályokban az ikrek erősen deformáltak, gyakran az ikertagokat is átkristályosodott szemcsék sorozata helyettesíti (pl. 36. ábra). Ezeknél PIERI *et al.* (2000) kísérleti eredményei alapján $\gamma \approx 2$ körüli nyírási alakváltozás becsülhető.
4. A legnagyobb mértékű alakváltozást szenvedett mintákban milonitos szövet alakul ki: a kőzet döntően átkristályosodott 15-20 μm -es szemcsék halmazából áll, melyben a nagyméretű kalcitkristályok erősen deformált reliktumai úsznak. A dinamikus átkristályosodással keletkezett mátrix általában közepes irányítottsággal rendelkezik, a szemcsehatárok hullámosak, egyenetlenek (pl. 76. ábra).



50. ábra. Nagyméretű kalcitkristály-halmazok deformációjának fejlődési fázisai.

A durvakristályos halmazokban a mag és burok szerkezetek kifejlődésének mértékét és az ikrek utólagos deformáltságából következően a bennük megjelenő domináns deformációs mechanizmusokra és a becsülhető nyírási alakváltozás mértékére soroltam sorrendbe 31 mintát. A sorren-

det a kezdeti metamorfózis meghatározási módszereit összefoglaló táblázat (2. melléklet) mutatja. Ha elfogadjuk a külhoni anchi-, epimetamorf területeken végzett mészkő szöveti vizsgálatok eredményeit (GROSHONG *et al.* 1984; EVANS & DUNNE, 1991; BURKHARD, 1993, WEBER *et al.* 2001), úgy megállapítható, hogy a durvaszemcsés halmazok deformációs jellege a Keleti-Bükkben is jól párhuzamba állítható a vizsgált területről rendelkezésre álló, metamorfózisra vonatkozó eredményekkel (ÁRKAI 1973, 1983, ÁRKAI *et al.* 1995). A mészkövekben kialakult képlékeny deformációs szövetelemekre így elfogadható, hogy azok a dinamotermális metamorfózis során képződtek. A 3. melléklet térképvázlatán zöld pontokkal a figyelembe vett mintákat tüntettem fel. E pontok színintenzitása a becsült alakváltozás mértékével – így közvetve a metamorf fokkal – arányosan sötétedik. A térkép az ÁRKAI (1973) által közölt vizsgálati eredmények (Kübler-index, ásványegyüttesek) minták szerinti változását is mutatja. A térkép jól mutatja, hogy a mészkövekben becsült alakváltozás mértéke is igen változékony, hasonlóan a kübler-index értékeihez. Igen szembevetendő a hirtelen változás a Csanyik-völgy bejáratánál, ahol az egyik mészkőminta (824) egy keskeny nyírási zónából származik, így ennek milonitos szövete erősen különbözik a környezetéből vizsgált mészkövektől (110; 861. minták).

A vizsgált minták alapján deformációs stílusbeli különbségek találhatók egyazon litofaciesbe sorolt egységek között, pretektonikus durvaszemcsés repedéskitöltések gyakrabban alakultak ki a Bükkszentkereszt-töréstől ÉK-re, mint e szerkezeti vonaltól DNy-ra. A DNy-i részen a mikrokristályos mátrixot ritkán szakítják meg elnyírt, durvakristályos kalcittal kitöltött repedések, az ÉK-i oldalon ez igen gyakori jelenség. Ez arra utal, hogy a két terület nyomásviszonyai a késő-diagenézis és a metamorfózis során eltérőek lehettek.

Az ÉK-i oldalon a fluidumnyomás nagyobb lehetett, ezért a kőzetek deformációja nem egy folytonos fázisban, hanem a fluidumfelszabadulás függvényében oszcilláló módon, több alfázisban történhetett. Mivel a jura – és esetleges alsó-kréta – rétegek vastagsága néhány km-nél nem lehetett több, viszont az ásványasszociációk alapján 200-300 MPa maximális fluidumnyomás valószínűsíthető (ÁRKAI 1983), így a fluidumnyomás értéke megközelíthette a litosztatikus nyomást. Ekkor a kőzet olyan instabil állapotba kerül, hogy – némi szeizmikus aktivitással segítve – könnyen alakulhatnak ki töréses zónák (hydrofracturing). A fluidumnyomás ezáltal lecsökken, ami nyomási oldódást indít meg. A sztílitképződéssel kísért nyomási oldódás hatására a repedések feltöltődnek kalcittal, ezáltal ismét záródnak a pórusok, nő a fluidumnyomás a következő törésrendszer kialakulásáig. Ilyen folyamat akkor alakulhat ki, ha a vizsgált rétegeket a deformációs fázis idején vízzáró réteg fedte. Ilyen modellt az utóbbi időkben több területre állítottak fel (Svájci-Alpok Glarus takaró; Pireneusok Gavarnie-takaró; Hunter Valley takaró Appalache-hegység; BADERTSCHER & BURKHARD 2001). A Bükk esetében figyelembe kell venni, hogy a perm-triász korú, zömében karbonátos rétegeket a kréta folyamán (metamorfózis ideje) "kuktafazék" módon fedte le a jura agyagpala-köpeny, illetve az észak-bükki részen az áttolódott Szarvaskői takarók azóta lepusztult egységei (Haricai, Szalajkai takarók; CSONTOS 2000), melyek alsó, vastagabb tagjai szintén döntően agyagpalát tartalmaznak (Tardosi, Vaskapui, Oldalvölgyi Formációk).

Így egy ilyen, többszörös deformációs és relaxációs alfázisok váltakozásából álló deformáció fellépése a vizsgált terület ÉK-i oldalán lehetséges volt, ugyanakkor ez nem jellemző a törésvonaltól DNy-ra eső területre. Ezek alapján a Bükkszentkereszt-törés mentén egymástól távoli szerkezeti egységek kerültek egymás mellé, a törésvonal mentén jelentős vízszintes elmozdulás történt. Ez egybevág CSONTOS (1999) megállapításával, aki a Bükkszentkereszt-törés menti ívelődést és elvetődést 4 km-esre becsülte és egykorúnak tartotta a Darnó-vonal menti elvonszolódással. Ez utóbbi mentén a vízszintes eltolódás többször 10 km-es is lehetett (ZELENKA *et al.* 1983).

A dinamikusan átkristályosodott szemcsék méretéből a TWISS (1977) által közölt egyenlet szerinti paleostress becsléseket

$$\sigma_D = 352,61 \cdot d^{0,5574} \quad (32)$$

ahol d a szemcseméret mikrométerben, a VI. táblázat foglalja össze

VI. táblázat. Dinamikusan átkristályosodott szemcsék méretéből becsült paleostress értékek TWISS (1977) módszere szerint.

<i>minta</i>	<i>szövet típus</i>	<i>szemcseméret (µm)</i>	<i>becsült paleostress (MPa)</i>
114 ^a	milonitos	7,60	113,87
824 ^b	enyhén milonitos	10,42	95,51
592 ^a	"köpeny és mag szerkezet"	12,16	87,60
1294 ^c		14,00	81,00
1272 ^c		14,35	79,90
1274 ^c		17,12	72,41

a: Bükkfennsíki Mészke F.; b: Felsőtárkányi Mészke F.; c: Fehérkői Mészke F.

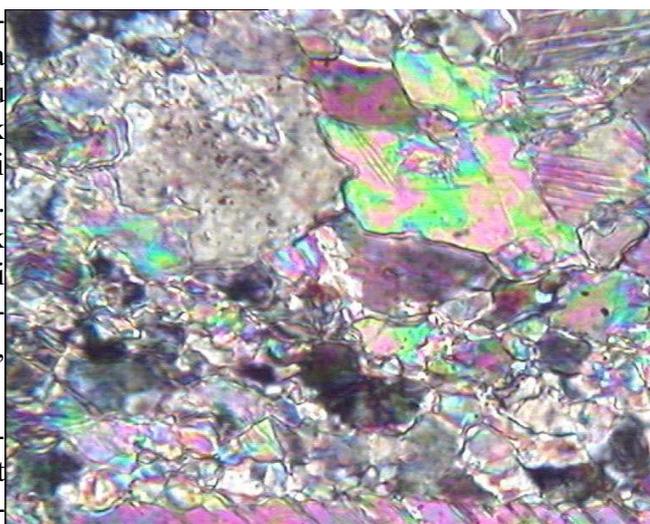
A nagyméretű szemcséket széles átkristályosodott sávval szegélyező halmazra TWISS (1977) képletével 80 MPa körüli értéket, a milonitos szövetre ennél magasabb redukált feszültséget kaptam. Ez közel fele annak, amire 300 °C-nál a deformációs mechanizmus ábrák alapján becsültem. Meg kell említeni, hogy paleostress becslések az alkalmazott módszertől függően erősen szórnak. PFIFFNER (1982) cikkében 5 módszerrel adott becslések között 4-5-szörös eltérések is akadtak. ROWE & RUTTER (1990) a 150 µm átlagos szemcseméretű carrarai márvány mesterséges deformációjával nyert ikrek részletes vizsgálatából 200-220 MPa körüli redukált feszültség értékeket kaptak. Nagyságrendileg ilyen értékeket becsültek a Cantabriai-zóna (Észak-Spanyolország) Somiedo és Esla takarókból vett minták ikresedésének vizsgálatából is (145-236 MPa). A 200 MPa körüli értékek számunkra is reálisak lehetnek a hasonló (100 µm körüli) szemcseméretű kristályok ikresedéséhez a kelet-bükki mészkövekben.

6.4.3. Mikro-ikrek a finomszemcsés karbonátmátrixban

Ikresedés megfigyelhető a mikrokristályos mátrix anyagában is erős nagyítás (500-1000X) mellett. E mikro-ikrek a 20-30 µm-es szemcsékben jelennek meg olyan mátrixban, ahol a szemcsehatárok többnyire kisimultak. A mikro-ikrek utólagos deformációja nem figyelhető meg, jellemző rájuk, hogy igen keskenyek, vastagságuk ritkán haladja meg az 1 µm-t. Előfordulási gyakoriságuk igen alacsony, a szemcséknek kevesebb, mint 5%-ában jelentkeznek. Az ikersűrűség is alacsony, általában 1-3 ikertag található az ikresedett szemcsékben.

Mikro-ikrek megjelenését GBS-sel deformálódott mátrixban ismertetett PFIFFNER (1982), ahol a kőzetszövetben szintén a kisimult határvonalú szemcsék domináltak. A mikro-ikrek megjelenése is erősíti a GBS jelenlétét a szöveti irányítottság (főpalásság) kialakulásának idején. A GBS szöveti jellemzője ugyanis nemcsak a sík szemcsehatárok, poligonális hármás illeszkedési pontok megjelenése, hanem az is, hogy a szemcse részben diszlokációs kúszással deformálódik, melyet kísérhet a mikro-ikrek kialakulása.

Az irodalmi adatok szerint a mikro-ikrek kialakulásához lényegesen magasabb redukált feszültség szükséges, mint a nagyméretű kristályok ikresedéséhez. SCHMID *et al.* (1977) kísérletei alapján a solnhofeni mészkő mesterséges deformációja során 10%-os ikresedési gyakoriság



51. ábra. Mikro-ikrek (jobb felső sarokban) a mátrix szemcséiben. Fehérkői Mészke F.; 1272. minta. N:600X, keresztesztet nikolok.

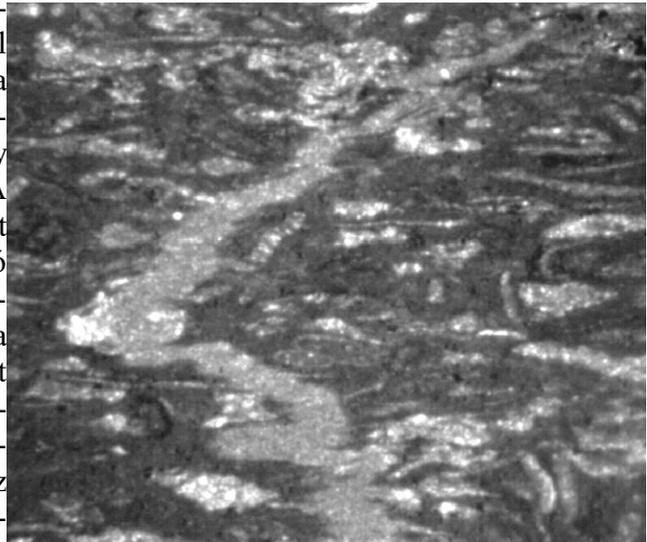
(*I*) is már 400 MPa-nál jelentkezett (ROWE & RUTTER 1990). Ez 6-7 μm -es szemcsékre vonatkozó adat, esetünkben a mikro-ikrek ennél nagyobb, 15-20 μm -es szemcsékben jelentkeztek, így a 200-250 MPa-nyi redukált feszültség a mikro-ikrek alapján is reálisnak vehető.

Mivel a mikro-ikrek kialakulásához ilyen magas redukált feszültség szükséges, így ezek vélhetően a maximális deformáció idején alakultak ki, rajtuk utólagos elváltozást (szétnyíródás, hajlás) nem találtam. A későbbi deformációs fázisokban mikro-ikrek képződésével már nem kell számolni.

6.5. Egyéb képlékeny szövetelemek

A mikrokristályos mátrix és egyéb szövetelemek együttesen gyakran mutatnak mikroszkópi léptékben intenzív duktilis deformációra utaló szerkezeteket.

Nem ritkán lehet látni olyan mikroredőzöttséget, mely egy premetamorf repedéskitöltésből maradt meg a képlékeny deformáció után. Ezek a repedéskitöltések eredetileg néhány tízed mm-esek lehettek, és a foliációt okozó nyírás nagy szögben, szinte merőlegesen metszette őket. A nyírás hatására a repedéskitöltés kígyózó alakot vett fel. A mechanizmus gyakorlatilag a hasonló redők kialakulásával egyezik meg, de ezt mikroszkópi méretben mutatja. Az 52. ábra a nagyvisnyói mészkő egyik mintájáról készült (832. minta), az erősen gyűrt repedéskitöltés mellett jól láthatók a deformált, elliptikus alakú szkelettöredékek is. Ez arra utal, hogy e mintában az alakváltozás viszonylag gyenge volt, amit a bitumenes mészkő szervesanyag-tartalmának koncentrációjának változása okozhatott, vagy e minta egy redőfor-



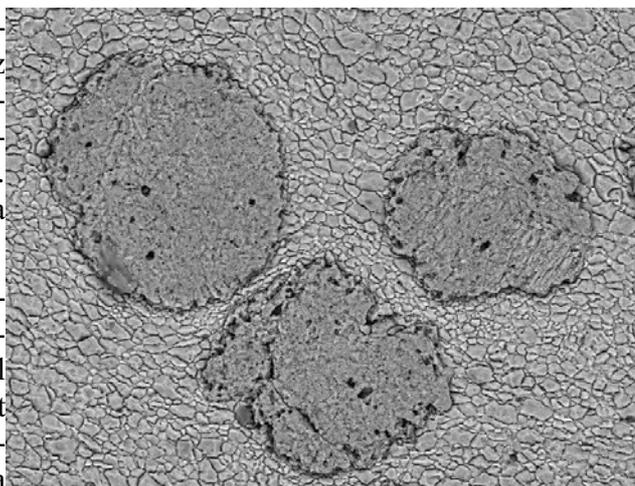
góhoz közeli pozícióban volt, így mérsékelt nyírásos deformációt szenvedett. Az általánosabb kép az, hogy a premetamorf repedéskitöltések ennél jobban nyíródnak szét, többnyire teljesen idomulnak a foliáció síkjához.

Másik megfigyelhető jelenség a kompetencia-kontraszt jelentkezése, ahol nagyobb méretű (50-100 μm), ridegebb szemcsék deformálódtak együtt a mikrokristályos mátrixszal. Ilyen például az Ablakoskővölgyi Formáció Savósvölgyi Márga Tagozatából, az Alsó-Sebes-vízi szelvényből vett minta (996. minta), ahol a karbonátmátrixban néhány tízedmm-es dolomitkristályok, 2-3 kristályból álló halmazok úsznak (53. ábra). A minta elektronmikroszondás elemzése alapján a nagyméretű kristályok anyaga dolomit, ami néhány százalék vasat is tartalmaz.

A dolomitkristályok egy része szinte tökéletes körmetszetet mutat, mások alakja a romboédertől a lekerekítettig változik. E dolomitszemcsék környezetében a mészkőmátrix szöveti irányítottsága lokálisan megváltozik, aszimmetrikus, szem-formájú foliált burok veszi őket körül. A szöveti irányítottsággal (SPO) párhuzamosan a dolomitszemcsék melletti nyomási árnyékban a mátrix alaki anizometriája lecsökken. Ugyanakkor a palássággal érintőlegesen a mátrix szemcsemérete átlagosan a felére csökken, az alaki anizometria és az SPO igen erőssé válik. Ahol két, vagy több dolomitszemcse közel került egymáshoz, ott a szemcseméret erős csökkenése (3-5 μm -re) és az SPO lokális erősödése tapasztalható. A foliált burok aszimmetrikus alakja és a dolomitszemcsék lekerekítettsége intenzív nyírás alakváltozásra utal. A mátrix szemcsemérete, irányítottsága, valamint a mátrixot alkotó szemcsék gyakori kisimult szemcsehatára alapján a mátrix GBS-sel deformálódott, a mátrixban úszó nagyobb és ridegebb szemcsék forogtak, és eközben gyakran gömbszerűvé váltak. A forgó dolomitszemcsék közé "szorult" mátrix alakváltozása volt a legintenzívebb, ami az igen apró szemcse-

méretet és lokálisan a szöveti irányítottság erősödését, mintegy a mátrix "kihengerlését" okozta. Ez jól példázza azt, hogy a deformálódó mátrix a nyírás erősödésére a szemcseméret csökkenésével reagál, ami a dinamikus átkristályosodás jellemzője. Ez is mutatja, hogy e mátrix deformációjában a diszlokációs kúszás is fontos szerepet kapott.

Az itt bemutatott példához hasonló foliált burokok figyelhető meg gyakran nagyméretű intraklasztok, szkelettöredékek körül is, bár általában ennél gyengébben, amit a dolomitkristályokhoz képest kisebb kompetencia-kontraszt indokol. A fusulinás karbon mészkőben (Farkasnyaki feltárás) a szabad szemmel is látható, néhány mm-es ősmaradványok szintén foliált burokkal rendelkeznek, viszont ott ezek nem forogtak, hanem a mátrixban úszva ellapultak. A Fusulinák lapultsága 1:1,8 – 1:3 arányt mutat. A kőzet alakváltozása ennél biztosan nagyobb volt, de annak döntő részét a kevésbé kompetens mikrokristályos mátrix, illetve a közberétégződő agyaglemezek vették fel.



53. ábra. Elektronmikroszkópos felvétel a 996. mintáról. Részletes ismertetést lásd a szövegben.

Az északkelet-bükki "lemezes", agyaggal váltakozó kifejlődésű mészkövek általánosan megfigyelhető tulajdonsága, hogy selymes fényű, barnás-aranyló színű felületek mentén tagolódnak. E felületek vékony agyagfilmek mentén sorakoznak, melyek kvázi-párhuzamosak a palássággal. Ezek csiszolatban megfigyelhető megjelenésük alapján eredetileg sztilolitok lehettek. Mivel igen gyakori szövetelemről van szó, mely a későbbi deformációs fázisok során preformált csúszási felületként szolgál, ezért lényeges annak tisztázása, hogy ezek a főpalássággal együtt kifejlődött sztilolitok, vagy korábban képződött és a képlékeny deformációs fázis során a foliáció síkjába rendeződött felületek-e?

Mivel a sztilolitiképződés elsősorban a diagenetikus szövetfejlődéshez kapcsolódik, könnyen feltelezhetjük, hogy a bükki mészkövek a diagenezis során intenzíven sztililitosodtak. Analóg jelenséget figyelhetünk meg olyan, általánosan ismert hazai kőzeteken, mint pl. a tardosi vörös mészkő, vagy a siklói díszítőkövek. A bükki mészkövekben a főpalásságot is okozó fázishoz kötődő redők szárnyain a foliációval kis szöveget bezáró sztililitfelületek kisimultak, míg a foliációval nagy szöveget bezáróak szétnyíródtak. Ennek eredményeként a palássággal párhuzamosan gyengített felületek alakultak ki, melyek a későbbiekben könnyen képezhettek tagoltsági felületeket, lemezes megjelenést adva a mészkőrétegnek. Lényeges, hogy ez a sztililitosodás a redőszárnyakon, tehát a főpalásságot okozó deformációs fázis során nyírásos deformáció alatt lévő mintákból ismert. Gyakran megfigyelhető, hogy a későbbi deformációs fázisban e felületek újra aktivizálódtak, és ezek mentén kis (általában 1 mm alatti) amplitúdójú mikrosztililitok képződtek. Kézipéldányok sztereomikroszkópos vizsgálata számos alkalommal mutatta azt, hogy a palássággal párhuzamos elválási felületek ilyen agyagfilmekben jöttek létre, a felületen mm-alatti, vetőkarcszerű barázdák jelzik a későbbi deformációs fázishoz kötődő elmozdulásokat.

Ezzel szemben a redőforgó zónákban a későbbi deformációs fázishoz néhány cm-es amplitúdójú, térhálós sztililitok kapcsolódnak. E mintákban a sztililitok nem alkotnak gyengített felületeket.

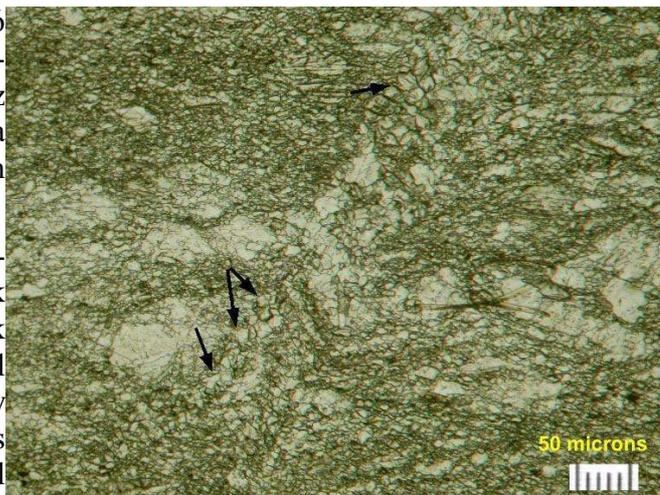
7. A későbbi deformációs fázisok szövetelemei

7.1. Félig képlékeny szövetelemek

Vizsgálataink alapján a főpalásság utáni deformációs fázisokban már képlékeny alakváltozás nem hatott a kelet-bükki mészkövekben, a kőzetek ekkor már alapvetően töréssel és nyomási oldódással deformálódtak. Ettől eltérő adatot csak kevés helyen találtam, e minták a Bükk-szentkereszt-törés zónájából származnak, egymástól jelentős távolságra, eltérő litosztatigráfiai egységekből. E minták esetében a főpalássággal nagy szöveget bezáróan néhány mm-es, cm-es nyírószalagok^[2] mutatkoznak, melyek mentén krenulációs palásság jelentkezik, a mikrokristályos kalcitmátrix e nyírószalagok mentén ismét képlékeny alakváltozást mutat.

Az egyik ilyen példát a Vesszősi Formáció felső részéből (Hegyestetői F.), a vesszősi erdőgazdasági út mentén a szerpentin-kanyarhoz közeli mintában észleltem, a másikat a Bükkfennsík mészkövében a Nagy-Som oldalán (54. ábra).

A főpalásság mindkét mintánál flexúraszerűen meggyűrődik, az elcsúszás e flexúrák mentén a 0,1 mm-t sem éri el, a nyírószalagok egymástól 5-10 mm távolságra, közel párhuzamosan sorakoznak. Így a képlékeny alakváltozás e nyírószalagok mentén 1-2%-os megnyúlást érhetett el. Az 54. ábra remekül mutatja, hogy a nyírószalag mentén a szem-



54. ábra. Lokálisan képlékeny alakváltozással járó krenulációs palásság megjelenése a Bükkfennsík mészkövében. 533. szemcsék sorakoznak (lásd nyilak). Ezek alakja megegyezik a korai fázis során dinamikus átkristályosodással és GBS-sel kialakult szemcsékre. Ez azt mutatja, hogy a krenulációs palásság kialakulása során e nyírószalagok frontjában magas redukált feszültség lépett fel.

Másik, részben képlékeny alakváltozást a főpalássággal egyidejű deformációs fázis során, illetve után képződött repedéskitöltésekben megjelenő nyomási ikrek mutatnak. Ha a nyomási ikresedés homogén feszültségtérben, egy deformációs eseményhez kötődik, az ikrek sűrűségéből (egy szemcsén belül az ikertagok vastagságának összegéből) és az ikersíkok irányából – ha azokat a minta koordináta-rendszeréhez igazítjuk – következtethetünk az alakváltozás mértékére. Ez az általam vizsgált bükki mészkövek esetében nem teljesül, a többfázisú deformáció ikresedésre gyakorolt hatását az előző fejezetben már ismertettem. Ugyanakkor kellő óvatossággal alkalmazhatjuk e módszert olyan kiválogatott ikreken, melyek szöveti kritériumok alapján egyazon deformációs fázis során alakultak ki és utólagos deformációt már nem szenvedtek. Ilyenek lehetnek a főpalásságot okozó deformációs fázis után keletkezett ikrek, melyek akár még 200 °C feletti hőmérsékleten képződhettek – így vastagságuk 4-6 μm feletti –, de később már geometriájuk nem változott. CSONTOS (1999) szerint a cikkek-redők kialakulása (P3-P4a fázis CSONTOS 1999 szerint) a kréta apti-albai korra tehető, mely még a 95-80 Ma “kihülési kor” előtti esemény. Így joggal feltételezhetjük, hogy e deformációs fázishoz mikro-szinten kapcsolódott a szín/posztmetamorf repedéskitöltések kalcitkristályaiban “vastag” (>4 μm) ikertagokat kialakító nyomási ikresedés.

Ennek megfelelően kiválogatott mintákon végeztem méréseket az ikertagok vastagságából számítható alakváltozás meghatározására a GROSHONG *et al.* (1972) által ismertett módszerrel (lásd 10. melléklet). a mérések eredményeit az VII. táblázat tartalmazza. A méréseket egyes csiszolatokban a főpalásságot követően kialakult repedéskitöltések vastag (>4 μm), utólagos deformációt nem mutató ikrein végeztem. Mivel a vizsgált csiszolatok a foliációra (főpalásságra) – mint makroszkó-

posan legbiztosabban kijelölhető irányra – merőlegesen készültek, viszonyítási alapként a foliációs síkot vettem a koordináta-rendszer x-y síkjának annak ellenére, hogy a vizsgált ikrek már feltételezés szerint a főpalásságot okozó deformációs fázis után keletkeztek. A c-tengely irányát és az $e\{108\}$ ikersík normálisának irányát univerzális asztalon mértem, az ikertagok vastagságát szintén univerzális asztalon, az ikersíkot a mikroszkóp optikai tengelyével párhuzamosra forgatva képelemzővel mértem.

Az eredmények értékelésekor fontos a GROSHONG *et al.* (1972) által közölt módszer szerint számítható hiba mértéke. Ha ennek értéke összemérhető az $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$ értékeivel, úgy az ikrek nem egy deformációs esemény során képződtek. A mérések alapján 4 mintában (824, 1101, 115 és 1294) a hiba elég csekély ehhez, viszont a másik 3 mintában a hiba összemérhető az alakváltozással. Ez leginkább azzal indokolható, hogy több generációhoz tartozó ikrek kerültek egy csoportban feldolgozásra. Ennek egyik oka lehet, hogy az ikrek kiválogatása nem volt megfelelő és még a korai deformációs fázis ikrei is mérésre kerültek, de egyszerűen adódhat csak abból is, hogy a deformáció a későbbi fázis során inhomogén volt.

VII. táblázat. A deviatórikus alakváltozási tenzor együtthatói (megnyúlás, rövidülés %-ban) a megvizsgált csiszolatokban

Minta sor-száma	lemért kristály (db)	ε_x	ε_y	ε_z	hiba (\pm)	Γ_{xy}	Γ_{yz}	Γ_{zx}
824 ^a	6	-0,285	-0,587	0,872	0,070	0,450	0,023	0,116
1101 ^b	6	0,156	0,988	-1,144	0,066	-0,333	0,058	-0,071
1139 ^b	10	-0,228	0,054	0,174	0,146	0,246	0,045	0,036
1161 ^b	6	0,128	0,192	-0,321	0,104	-0,035	0,018	-0,067
1263 ^a	7	0,190	-0,457	0,267	0,127	0,287	0,081	-0,032
115 ^b	7	0,443	0,430	-0,873	0,057	0,184	0,028	0,020
1294 ^c	5	0,338	0,386	-0,725	0,070	-0,799	-0,500	-0,060

a - Felsőtárkányi Mészke Formáció , b - Ablakoskövölgyi Formáció , c - Fekérköi Mészke Formáció

A 1101, 115 és 1294 minták esetében z irányban az alakváltozás 1% körüli lapulást jelez. Mivel a palásságra merőleges metszeteket vizsgáltam, a z éppen a palásságra merőleges irányt jelenti. Az ikresedett kristályok itt nem mutattak az ikresedésen túli deformációs elemeket, a kristályok szegélyén itt nem jelentkezett átkristályosodás, “mag és burok” szerkezet, így az ikresedés önmagában jellemzi az alakváltozás mértékét.

Ez összevág azzal, amit a Bükkszentkereszti-törés zónájából származó csiszolatokon tapasztaltam, ahol a főpalásságot követően kialakult ráncolódás (krenuláció) nyírószalagjai meredek szöveget (60-80°) zárnak be a palássággal és 1-2%-nál nem nagyobb nyúlási alakváltozás becsülhető. Ez a két adat is azt mutatja, hogy a főpalásság utáni deformációs fázisban a főpalásságot nagy szögben gyűrő feszültségmező alakult ki. Ez összevág a korábbi szerkezetföldtani megfigyelésekkel is (CSONTOS 1999).

A Bükk szerkezetfejlődésével foglalkozó kutatók véleménye megegyezik abban, hogy ilyen léptékben megjelenő félig képlékeny deformációt okozó fázisok késő-eocén előtti, mert a felső-eocén mészke már monoton dőlésű és a többszörösen gyűrű rétegekre települ (LESS 2001). CSONTOS (1999) az ilyen gyűrődést okozó deformációt két, esetleg három, egymást követő fázishoz kötötte, a korait ezek közül apti (“É-D-i kompresszió”), a következőt albai (K-Ny-i kompresszió), az esetleges harmadikat pedig a gosai kiemelkedés utáninak, az eocénra tehetőnek vélte.

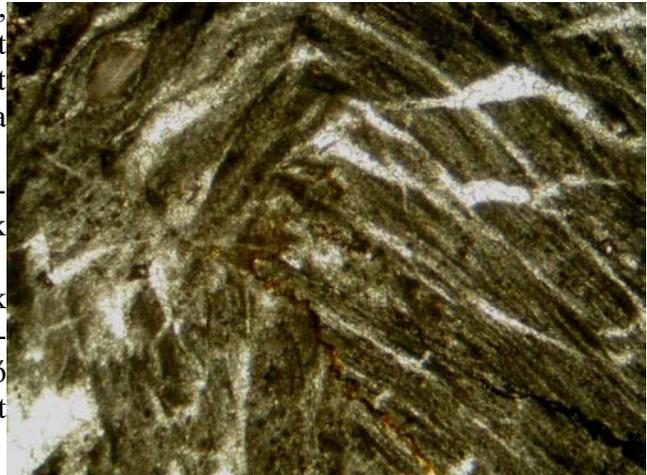
7.2. Kis hőmérsékleten kialakult deformációs szövetek

A további megfigyelhető szövetek már töréses jellegűek. Ez is, de már a fentebb ismertetett krenulációs palásság is azt mutatja, hogy a korai fázis után az alakváltozás szemcseméret-léptékben

már nem penetratív, hanem nagyobb méretű egységekre – apró közettöredékekre (néhány mm - cm) – lesz az. Ennek számos példájával találkozhatunk magasabb rendű redők forgójának tanulmányozásakor. E szorosan záródó, magasabbrendű redők a rétegtani helyzetűtől függetlenül hasonló deformációs bélyegekkel bírnak a permi bitumenes mészkőtől a felszíni mészkőig. Szép példáival találkozhatunk a Vesszősi Formációban a vesszősi erdőgazdasági út mentén.

E redőforgókra jellemző, hogy néhány mm-es, cm-es töredékekből állnak, a töredékek között nyomási oldódás játszódott le. A főpalásságot okozó deformációs fázisnál későbbi keletkezést a következők bizonyítják:

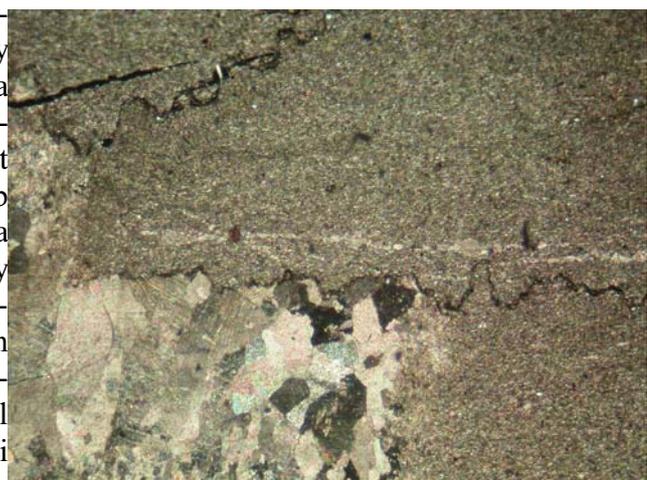
- A töredékeken belül a szövet a korai deformációs fázis hatását tükrözi, mindegyik töredék azonos, határozott SPO-val rendelkezik.
- A töredékek egymással sztilolitfelületek mentén érintkeznek, ami a redőződés során lejátszódott nyomási oldódás bizonyítéka. A redő tengelyfelülete mentén is általában egy sztilolit fejlődött ki.
- A töredékek közötti póruster durvakristályos kalcit cementtel töltődött ki, mely a nyomási oldódás során feloldódott anyagból képződhetett. E redőforgók repedéskitöltő kalcitcementjére jellemző, hogy anyaguk már csak csekély mértékben deformálódott, a megjelenő nyomási ikrek keskenyek (1-2 μm -es vastagság), egyenesek és kis sűrűséggel jelentkeznek.



55. ábra. Mozaikosra tört redőforgó vékonycsiszolati képe. Az egyes darabok SPO-ja jól látszik, ezeket kristályos, deformálatlan kalcittal kitöltött repedések fogják össze. A redőtengely mentén sztilolit fejlődött ki. 832. minta, N:50X, párhuzamos nikolok.

E magasabbrendű redők kialakulási körülményeire éppen a repedéskitöltő cement utólagos deformációjából lehet következtetni. Ez a cement a vizsgált redőmagokban már szinte deformálatlan, sík határokkal rendelkező kalcitkristályokból áll, az üregek közepén a kristályok mérete 0,1-0,5 mm. E kristályok deformálatlansága, vagy esetleges vékony, egyenes nyomási ikrek megjelenése arra utal, hogy ez a redőződési fázis már 200 °C alatti hőmérsékleten (vékony ikrek), alacsony redukált feszültség (max. 40 MPa) fellépésével történt és ez a későbbiekben sem emelkedett ezen értékek fölé.

Másik általánosan előforduló szövetelem a foliációt (főpalásságot) metsző keskeny, néhány tized mm vastag repedéskitöltés. Ezek iránya változó, aprószemcsés (20-50 μm) kalcitkristályokkal töltődnek ki, a metamorfizálódott, irányított szövetű mészkőanyagtól nem éles, hanem inkább diffúz határral válnak el. Nem ritka, hogy a repedéskitöltés elvékonyodik és eltűnik akár egy csiszolaton belül. E repedések már rideg deformáció során, de még betemetődött helyzetben képződtek. A repedéseket kitöltő kristályok szabálytalan, hullámos szemcsefelülettel rendelkeznek, ami arra utal, hogy utólag nyomási oldódással kissé deformálódtak. Ez szintén a még betemetődött pozícióra utal. Mivel e repedések le-
hettek a tömött mészkőek fő vízvezető felületei, ez egyszerűen magyarázza a nyomási oldódás megjelenését e repedések mentén még



56. ábra. Fiatal repedéskitöltést (a szemcsék nem deformáltak) elvágó sztilolitfelület, mely a foliációval közel párhuzamos. 1100. sz., minta, Ablakoskővölgyi F. N:30X, keresztezett nikolok.

akkor is, amikor a befoglaló mészkőanyag tömegében ilyen átrendeződéssel már nem számolhatunk. E repedések diffúz határát is a nyomási oldódás megjelenésével indokolhatjuk. Egy csiszolatban gyakran 2-3 ilyen keskeny erekből álló repedésrendszer is metszi egymást.

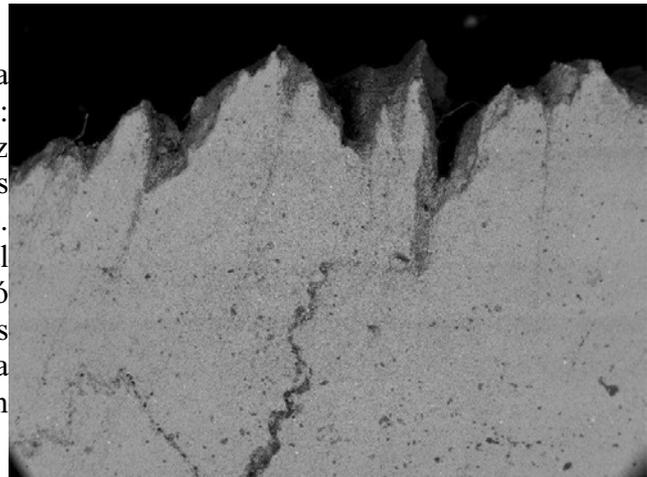
A keskeny repedések mellett főpalásság utáni vastag (akár több cm-es) kalciterek sem ritkák a platform mészkőekben. Ezek kristályai több mm-es méretűek, a repedések falánál először kisebb (20-50 μm), majd beljebb nagyobb méretű (akár cm-ig) kalcitkristályok találhatók. E repedések anyaga is igen gyengén deformált, vagy deformálatlan, bennük vékony (max 1-2 μm) nyomási íkrek jelentkeznek kis ikersűrűséggel (56. ábra). GATTER (1984) a miskolctapolcai várhegy durvakristályos kalcit érkitöltéseinek zárványait vizsgálva az ilyen repedések anyagát karsztforrásokból kivált anyagnak vélte, korukat a neogén végén kezdődő kiemelkedéshez kötötte. E vastag repedéseket is metszik vékony kalcittal kitöltött repedések, sztilolitok (56. ábra). Ez arra utal, hogy a nyomási oldódás még egészen késői deformációs fázisokban is hatott, fellépése valószínűleg a kiemelkedéskor képződött repedések által beindított nyomási oldódás – repedéskitöltés mechanizmushoz köthető.

E keskeny, kis amplitudójú (néhány mm) sztilolitok gyakoriak mindegyik mészkőtartalmú litosztatigráfiai egységben. Relatív korukat aszerint rögzíthetjük, hogy a sztilolitfelületek általában kis szögben metszik a foliációt (főpalásságot) és főpalásság utáni repedéskitöltéseket is metszenek. Jellemző, hogy e sztilolitfelületek többsége közel párhuzamos a palássággal. Kézipéldányok részletes vizsgálata alapján, különösen az agyagban gazdagabb mészkőszintek esetében a palássági felületek ilyen hullámos, egyenetlen, sötétbarna, óarany szerűen selymesen csillogó felületek mentén jelennek meg. Ilyen elválási felületek ritkábban – többnyire a palássággal párhuzamosan – a tisztább mészkőrétegekben is sárgásbarna, vékony-agyagfilmes, egyenetlen lapok mentén képződtek. E sztilolitfelületek kialakulása a következőképp értelmezhető:

1. A diagenézis folyamán a mészkőekben intenzív sztililitosodás alakult ki. E szöveti bélyeg a diagenetikus karbonátos szövetfejlődés során igen gyakran megjelenik, elég, ha a közismert tömött mészkőanyagú magyarországi díszítőkővekre utalunk. Ezek egyrészt réteglap-menti sztililitok, melyek a fedőterhelés hatására meginduló nyomási oldódás termékei, de kialakulhatnak – különösen tektonikus mozgások, földrengések hatására térhálósan megjelenő sztililitok is (pl. a siklói zöld, vagy siklói sárga mészkővek). Feltételezhetjük, hogy a Bükk mészkőveire is jellemző volt a sztililitosodás a diagenézis során, különösen a középső-triásznál nem fiatalabb kőzetekben. Ezt indokolja egyrészt az, hogy e rétegek fedőterhelése elég jelentős lehetett, különösen, ha a takarók (Szarvaskői, azóta teljesen lepusztult Szilicei?) rátolódását is figyelembe vesszük. CSONTOS (1999) szerint a főpalásság kialakulása előtt egy rétegmenti – tehát fedőterhelésből eredő – palásság általánosan megjelent a hegységben. Ennek a mészkőekben közvetlen nyomát nem láttam, mivel a főpalásság a szemcsealaki irányítottságot a maga képére formálta. Másik, diagenetikus sztililitképződést indokló ok lehet, hogy a kelet-bükki vulkanitok képződését valószínűleg földrengések is kísérték, melynek eredményeként a már konszolidálódott üledékes rétegekben repedések keletkeztek és ezek feltöltődése térhálós sztililitképződést indukált.
2. A képlékeny deformáció e sztililitokat a maga képére formálta: a palássággal kis szöget bezáró sztililitok, illetve részletek a palássággal párhuzamos mikrorétegekké váltak, a palássággal nagy szöget bezáró részletek pedig a palásság mentén szétnyíródtak, az egymástól szétnyírt fragmentumok pedig a palásság irányába rendeződtek.
3. A kiemelkedés során a kisebb betemetődési mélységbe került összletek relaxációja és az újonnan képződött hasadékok, hajszálrepedések mentén meginduló vízáramlás a korai sztililitokból képződött tagoltsági felületeket “reaktíválta”, ezek a későbbiekben mint diffúziós anyagáramlási és meggyengült csúszófelületek járultak hozzá a kőzet töréses deformációjához. Ezek mellett a szöveti anizotrópiával rendelkező mészkőekben a kiemelkedés során a hajszálrepedések preferáltan a foliációval párhuzamosan képződtek, e hajszálrepedések mentén indulhatott meg a késői

sztilolitokat kialakító nyomási oldódás.

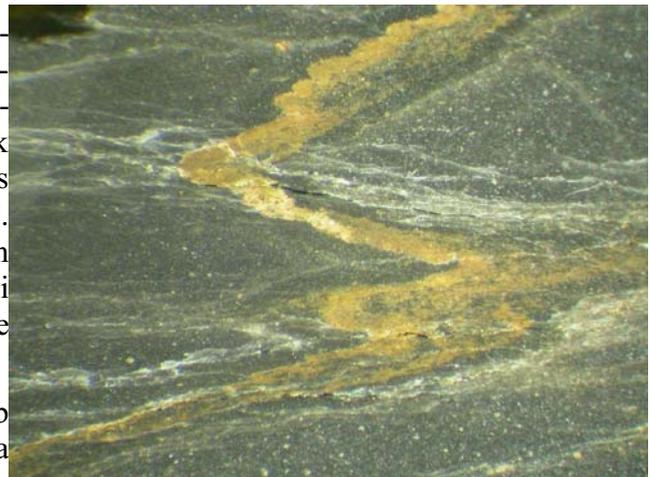
E tagoltsági felületeknek fontos szerepük van a kihantolódott mészkő kőzetfelszín kialakulásában: a felszíni oldódás e felületek mentén intenzív, az oldási barázdák e felületek mentén több mm-es mélységig behatolnak a kőzetbe (57. ábra). Általánosan megfigyelhető, hogy a palássággal párhuzamos sztilolitokat sűrűn tartalmazó mészköveknél (Nagyvisnyói Mészkő F. egyes kifejlődései; Ablakoskövölgyi F.; Vesszősi F.) a mállási kőzetfelszín a palássággal párhuzamosan erősen lemezes megjelenésű.



A legfiatalabb szövetalkotókként kitöltés nélküli tagoltsági felületek, hajszálrepedések figyelhetők meg, elsősorban a tiszta és tüzköves mészkő összletekben. E hajszálrepedések csiszolatban nem észlelhetők, legjobban a vágott, csiszolt és polírozott kőzetfelületeken tűnnek elő.

E repedések a palássággal változó szöget zárnak be, ez a kőzet litológiai és szöveti jellegzetességeitől függ:

- A durvább szemcsés (20-40 μm) zömmel homogén, tiszta mészkövekben, ahol az SPO gyengébb, a hajszálrepedések poligonálisak, zerguzos lefutásúak, a közel egyenes szakaszok hossza csak néhány mm. Ennek jellegzetes példányaival találkoztam a Fehérkői Mészkő F. középső egységéből vett mintákban. Az igazán mély (akár több cm-es) felületi oldódási barázdák az ilyen szövet esetében e hajszálrepedésekhez kötődnek.
- A lemezesebb megjelenésű, határozottabb SPO-val rendelkező szövetű mészköveknél a hajszálrepedések irányát is preformálta a palásság, azok többsége a palássági síkkal kis szöget zár be (58. ábra). Ennek eredménye, hogy a mállott felületen a kőzet lemezessége markánsan megjelenik, mivel a hajszálrepedések mentén intenzívebb oldódás.



57. ábra. Palássággal párhuzamosan barázdálódott mállási felszínre merőleges metszet elektronmikroszkópos felvétele. A minta belsejében a palássággal közel párhuzamos vastagabb sztilolit és ahhoz képest szabálytalan lefutású vékony sztilolit látszik.

58. ábra. Palássára merőlegesen vágott kőzetfelület felvétele, a foliációs sík közel vízszintes. A felvétel síkjára merőlegesen a mintában metszési vonalasság jelentkezik. A zerguzos lefutású barna sáv agyagos mikroréteg, mely eredetileg sztilolitfelület lehetett, amely a főpalásság kialakulása során elnyíródott. A hajszálrepedések közel a palássággal párhuzamos lefutásúak. 832. minta, N: kb. 5X.

8. Mészkő szöveti anizotrópia hatása a kőzetfizikai tulajdonságokra és a felületi oldódásra

A dolgozat második részében azt vizsgáltam, hogy az első részben ismertetett, megfigyelt mészkő szöveti paraméterek mennyiben határozzák meg a felszíni környezeti hatásoknak – elsősorban oldódásnak – kitett mészkövek viselkedését. Mivel több kőzetfizikai paraméter, mint a hőtágulás, hullámterjedési sebesség függ a kőzet szerkezeti anizotrópiájától, más oldalról viszont ezek jelentősen befolyásolják a kőzetmállási folyamatokat (LEISS & WEISS 2000; GARCIA-VALLÉS et al. 2002), ezért az oldódási tulajdonságok mellett az akusztikus hullámterjedési sebesség anizotrópiáját is vizsgáltam. A kőzetfizikai és oldási vizsgálatokat így azokra a mintákra terjesztettem ki,

melyekről a legrészletesebb szövetszövetvizsgálat (SPO, LPO, szemcsemorfológia, szemcseméret) állt rendelkezésre (a minták részletesebb leírását a 6. melléklet ismerteti).

A mészkő szövetszerkezete, bontódása és közetfizikai paraméterei közötti összefüggés egyik aspektusát vizsgálta LEISS & WEISS (2000). Gondolatmenetük kiindulásában az állt, hogy a kőzet hőtágulása által kialakult mikrorepedések eloszlása függ a kőzetszövettől. Ha a kőzet szövetszerkezete határozott LPO-val rendelkezik, úgy az egyes szemcsék hőtágulási anizometriájából következően az egész kőzet hőtágulási anizometriája is jelentős lesz.

Ennek igazolására négy, különböző szemcseméretű, LPO-jú és SPO-jú carrarai kristályos mészkő / márvány mintáin vizsgálták a relatív hőtágulás (ϵ) értékét. Két minta esetében az értékek igen erős anizotrópiát mutattak: a legnagyobb hőtágulás a foliációra merőleges irányban adódott, a leggyengébb a lineációval párhuzamos irányban. E két minta LPO-ja igen erős volt, a jellegét tekintve c -tengely szerint rendezett LPO-hoz közelített. A harmadik minta – amelyik a legtisztább c -tengely szerint rendezett LPO-val rendelkezett – a foliációra merőleges és lineációval párhuzamos irányokban gyakorlatilag azonos relatív hőtágulási értéket adott. Az erős SPO-val és gyenge LPO-val rendelkező negyedik mintában a foliációra merőleges irányban a hőtágulás kétszer akkora volt, mint a foliációval párhuzamosan, a foliáció síkjában mért értékek gyakorlatilag egyformák voltak.

Ezek az eredmények is azt mutatják, hogy a hőtágulás, mint egy anizotróp közetfizikai tulajdonság függ a kristályszerkezeti irányítottságtól. Dinamikus átkristályosodás eredményeként a minták mindegyike rendelkezett valamilyen intenzitású c -tengely szerint rendezett LPO-val. Ennek megfelelően a legnagyobb relatív hőtágulási értékek a foliációra merőleges irányokban jelentkeztek, a legkisebbek pedig a foliáció síkjában, többségükben az a -tengellyel párhuzamosan. A relatív hőtágulás legnagyobb anizotrópiája abban a mintában jelentkezett, ahol az LPO a legnagyobb intenzitás különbségeket mutatta.

Az eredmények ugyanakkor azt is mutatják, hogy a LPO-ból származó anizotrópia csak az egyik, bár legfontosabb paraméter, amely a hőtágulás anizotrópiáját meghatározza, ezen felül a többi szöveti paraméternek, mint az SPO, a szemcseméret és a szemcsehatárok morfológiája, is fontos szerep jut. Ez utóbbiak a felmelegedés során képződő mikrorepedések síkjának meghatározásában kapnak szerepet (LEISS & WEISS 2000). E mikrorepedések kialakulása kissé növeli a hőtágulás mértékét.

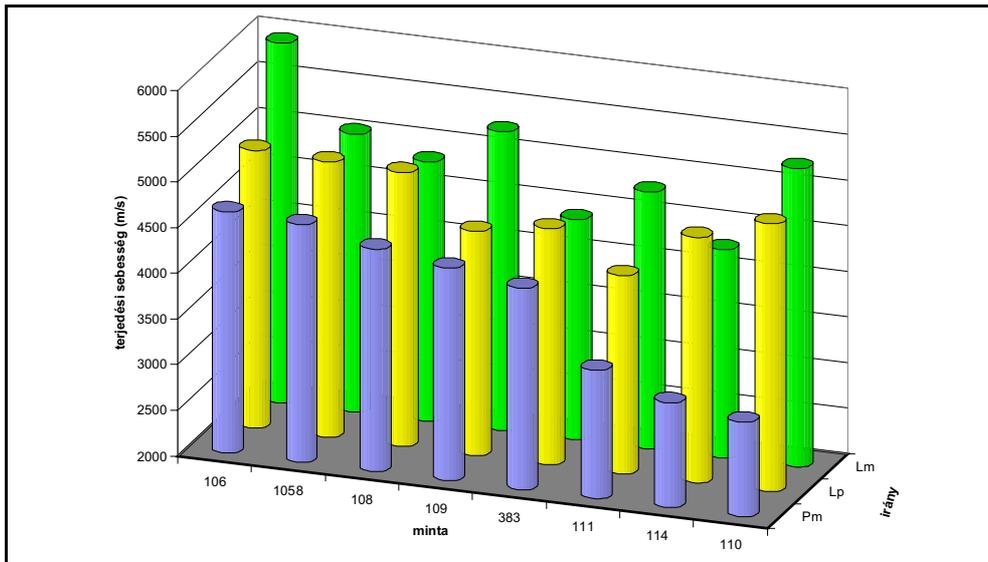
8.1. Akusztikus hullámterjedési sebességének vizsgálata

Az akusztikus hullámok terjedési sebessége – más anizotróp közetfizikai paraméterhez hasonlóan – egy kőzetben irányonként változó (pl. EGERER & KERTÉSZ, 1993). A hullámterjedési sebességet jelentősen befolyásolja a kőzet repedettség, porozitása és víztartalma is. In situ mérések szerint kb. 150 MPa-nál nagyobb litosztikus nyomásnál a mikrorepedések már nem változtatják a kőzet hullámterjedési sebességét, ennél kisebb, különösen felszínközeli környezetben viszont igen.

A kristályszerkezeti irányítottság vizsgálata alapján kirajzolódott, hogy a kelet-bükki mészkövekben a főpalásságot okozó deformációs fázis során a primér, illetve a diagenezis során kialakult szövetelemek szemcseméretétől, részarányától is függően különböző LPO alakult ki. Ezért egyik következő kérdésként azt vizsgáltam, hogy azok a minták, melyekről igen részletes kvantitatív szövetszövetvizsgálat készült (SPO, LPO, szemcseméret, szemcsehatár morfológia), milyen anizotrópiával rendelkeznek az akusztikus hullámterjedési sebesség tekintetében.

A mérési eredményeket táblázatosan a 7. melléklet foglalja össze. Mivel mindegyik mintán (a 383. kivételével) a foliációra merőleges irányban kaptam a legkisebb értékeket, így ennek értékét kivonva a másik kettőből képeztem a deviatorikus sebességeket mindegyik mintára. A 59. ábra a mintákon mért sebességértékeket szemlélteti. A minták a palásságra merőlegesen mért értékeknek megfelelően, csökkenő sorrendben következnek.

Az eredményekből a táblázat és a diagram alapján a következő megállapításokat tehetjük, figyelembe véve a korábban már részletesen ismertetett kőzetszöveti vizsgálatok eredményeit is:



59. ábra. Hullámterjedési sebességek a vizsgált mintákban. Az egyes mérési irányok: Pm – palásságra merőleges; Lp – lineációval párhuzamos; Lm – lineációra merőleges

- A szöveti irányítottsággal (SPO) rendelkező mintáknál (a 383., oroszúti kivételével mindegyik) a S_{\perp} irányban kaptam a legkisebb hullámterjedési sebességeket. Ez megegyezik az irodalomban közölt adatokkal, mely szerint a rétegzettségre merőlegesen a hullámterjedési sebesség kisebb, mint azzal párhuzamosan (pl. EGERER & KERTÉSZ, 1993). A S_{\perp} irányban a sebességértékek 3000 és 4600 m/s között változtak.
- A 383. (oroszúti) mintánál a három, egymásra merőleges irány mentén a hullámterjedési sebességek egymástól alig különböznek, ez jól egybevág a tömött, SPO-val és LPO-val nem rendelkező, egyenetlen szemcsehatárok mentén érintkező mészkő minden szempontból izotróp szöveti jellegével.
- A foliációval párhuzamosan a sebességértékek 4000 és 6000 m/s között változtak, három mintánál (110. Csanyik; 108. Vesszős2; 1058. Vesszős1;) a L_{\perp} és L_{\parallel} irányokban nem volt számottevő különbség a hullámterjedési sebességek értékei között. E minták tűzköves mészkövek, a foliáció markánsan mutatkozik rajtuk. Három, közepesen-enyhén irányított szövetű, középszemű mátrixú mészkő esetében (106. Fehérkő; 109. Közép-Garadna; 111. Kis-dél minták) a foliáció síkjában a hullámterjedési sebességek jelentős anizotrópiát mutattak. A 114. (kisgyőri kőfejtő) minta e szempontból köztes jellegű.
- A 110. (csanyiki) minta akár kézzel is széttörhető, szilánkos törésű tűzköves mészkő, ez a benne felhalmozódott mikrorepedések nagy számát mutatja, melyek többnyire a foliációval párhuzamosak. Hasonlóan a foliációval párhuzamosan erősen repedezett, bár a csanyiknál jobb megtartású a 111. (kis-déli) tűzköves mészkőminta. Ez indokolja e két mintánál a nagy hullámterjedési sebesség-különbséget a foliációra merőleges és azzal párhuzamos irányok között. A csanyiki minta SPO-ja közepes, szemcsemérete igen kicsi, LPO-ja gyakorlatilag nem volt, bár a relatív intenzitások igen halványan a határozott LPO-jú kisgyőri mintához mindhárom metszeten hasonló trendeket mutattak. A kis-déli minta enyhe SPO-val és a -tengely szerint rendezett LPO-val rendelkezik. Ezek alapján úgy vélem, a hullámterjedési sebességek nagy különbségét a foliációra merőleges és azzal párhuzamos irányok között a mikrorepedések nagy száma okozza, a szöveti anizotrópia hatása csekély.
- Az előbbi megállapítást indokolja az is, hogy a másik két palás, tűzköves mészkő a Vesszősi és Hegyestetői Formációkból (1058, 108. minták) nem mutat ekkora különbséget a hullámterjedési sebességben a foliációra merőleges és párhuzamos metszetek között. A két mintán mért sebességek mindhárom irányban elég közeliek egymáshoz. A minták szilárdsága nem kicsi, kézzel

nem morzsolható, kalapáccsal sem könnyen törhető. Mindez arra utal, hogy a minták repedettségük nem jelentős. E kőzetek mészkőmátrixa határozott, erős SPO-t és bonyolult LPO-t mutatott, utóbbi valószínűleg két képlékeny deformációs fázis szuperpozíciójaként alakult ki. A 1058. minta c -tengely szerint rendezettséghez közeli határozott LPO-t mutat, mely az összes minta közül a leginkább hasonlít a kisgyőri minta egyértelmű LPO-jára, így a kristálytani c -tengelyek többsége e mintában a foliációra merőlegesen áll. Ennek ellenére a foliációra merőleges és azzal párhuzamos sebességek közötti különbség kicsi (500 m/s alatti), ami azt jelzi, hogy az ilyen jellegű kristályszerkezeti anizotrópia önmagában a hullámterjedési sebességre csekély hatással van. A sebességekben jelentkező kis anizotrópia összhangban van a minták mállott felületének jellemzőivel: e mészkövek felülete aránylag sima, a palássággal párhuzamosan csak néhány, cm-es amplitúdójú oldódási barázda jelentkezik, lemezes, vagy leveles szerkezet nem mutatkozik.

- A 114. - milonitos szövetű – k mészkő mutatott egyértelmű c -tengely szerint rendezett LPO-t, azaz e minta kalcit szemcséiben a c -tengelyek többsége a palásságra merőlegesen irányított. A palássággal párhuzamosan a fehér kristályos mészkőben kb. 1-2 cm-ként 0,2-0,4 mm vastag, sztilolitra emlékeztető világosbarna felületek és néhány mm vastag szürke diffúz sávok sorakoznak. E mintában a palásságra merőleges hullámterjedési sebesség 1200-1500 m/s-mal kisebb, mint az azzal párhuzamos, amit okozhat a kristályszerkezeti anizotrópia (LPO). Ugyanakkor az eltéréshez hozzájárulhat a diffúz sávok, sztilolit-szerű felületek megjelenése is.
- A középszemű, közepesen, enyhén irányított kalcitmátrixszal rendelkező minták (106., 109., 111.) LPO-ja egymásra jellegében hasonlított, mindháromnál a -tengely szerint rendezett LPO-ra lehetett következtetni az inverz pólusábrák alapján és ennek kialakulását a dinamikus átkristályosodással együtt, vagy azt követően fellépett szemcsehatár csúszással lehet indokolni. Ennek során a szemcsék a lineációval párhuzamos tengely mentén forognak (lásd 45. ábra), mely valószínűleg az a -tengely szerint rendezett LPO tengelye is. Az SPO tekintetében e mintáknál számottevő különbségek a palásságra merőleges két metszetben nem voltak. A hullámterjedési sebesség mindhárom mintánál jelentősebb anizotrópiát mutatott a palásságra merőleges két irány között: L_{\parallel} irányban a sebesség lényegesen nagyobb, mint arra merőlegesen. A kalcit erős optikailag negatív jellegéből következtetve a szemcsékben a hullámterjedési sebesség az a -tengely mentén nagyobb, mint a c -tengely mentén. Ha ehhez hozzávesszük azt, hogy az inverz pólusábrák szerint a c -tengelyek a lineációra merőleges síkban szóródnak, így az egyik a -tengely a lineációval párhuzamos, ezzel indokolható, hogy a L_{\perp} két irányban a sebességek egymástól kevésbé térnek el, a L_{\parallel} sebesség viszont ezektől nagyobb. A S_{\perp} sebesség a kőzetek eltérő repedettségének megfelelően változó: a sebesség a legkisebb a kis-déli mintában és legnagyobb a középgaradnaiban, ahol a repedéseket kalcit cement tölti ki és a repedéshálózat nem a foliációval párhuzamos.

Ezek alapján megállapíthatjuk, hogy e vizsgált mészkövekben az akusztikus hullámok terjedési sebességének anizotrópiája elsődlegesen a mikrorepedések, sztilolitfelületek gyakoriságától és orientációjától függ, és csak lényegesen kevésbé a kőzet szöveti (LPO) irányítottságától. Ebből következtethetünk arra, hogy e kőzetek dezintegrációja, mállási intenzitása, szempontjából a mikrorepedések a kitüntetett fontosságú szövetelemek, mint ahogy azt a mállott felületek mikroszkópos vizsgálata is mutatta. E fiatal mikrorepedések gyakorisága és irányítottsága határozza meg elsődlegesen e kőzetek hasadozottságát. A többi szövetelemen (SPO, LPO, szemcseméret) belüli variancia közvetlen hatása jóval kisebb, ugyanakkor ezek preformálják a mikrorepedések, sztilolitok orientációját, így közvetett hatásuk jelentős.

8.2. Mészkő oldódási sebességének kísérleti meghatározása és annak összefüggése a kőzetszöveti varianciával

A kőzetszöveti paraméterek hatását a mészkőfelületek oldódására az oldódási sebesség meghatározásával és a kőzetfelület érdesség-változásának megfigyelésével vizsgáltam öt kelet-

bükki mészkőminták esetében. E minták lehető legteljesebb körű szövetvizsgálatát (SPO, LPO, szemcseméret, szemcsemorfológia) is elvégeztem. A vizsgált mintákat úgy választottam ki, hogy azok többféle szöveti és litológiai típust jelenítsenek meg. E minták részletes szövetvizsgálatát a 4. melléklet tartalmazza.

8.2.1. Az oldódási sebesség mérése

A forgókorongos "batch test" módszerrel végzett oldást a ZAIHUA & DREYBRODT (1998) által közölt eljárás szerint végeztem. A kísérletek 900 cm³ deionizált, kétszeresen desztillált vízben folytak, a hőmérsékletet termosztát segítségével folyamatosan 21 (± 0,5) °C-on tartottam. A kísérletek körmetszetű, nagyméretű (1,5 liter), enyhén kónikus alakú főzőpohárban folytak, melyet felülről rögzített plexi fedővel zártunk le. Az edénybe tömített réseken keresztül csak a mintatartó rúdja, az elektródák és a gázbeáramlító cső nyúltak be. Mivel célom a felületen végbemenő változások vizsgálata volt, ezért az oldási kísérleteket reakció-kontrollált kinetikai viszonyok között végeztem, melyhez egyensúly-közeli feltételeket teremtettem. Ezért kiinduló oldatként 3·10⁻⁴ mol/l CaCO₃ oldatot készítettem, a tiszta vízben analitikai tisztaságú CaCO₃-t oldottam fel CO₂ beáramlattal. Az oldatba ezután N₂ és CO₂ gáz keverékét buborékolattam olyan arányban, hogy a CO₂ parciális nyomása 10⁻² atm legyen. Ennek megfelelő parciális nyomás természetes környezetben is kialakulhat, ennél nagyobb koncentráció már nem valószínű (Zaihua & Dreybrodt, 1998).

A korong alakú mészkőmintát úgy fogtam be egy körmetszetű plexi mintatartóba, hogy csak a csiszolt és 1%-os sósavval 10 mp-ig maratott felülete érintkezzen az oldattal, így az effektív kőzetfelület 12,5 cm² volt. A mintatartót a kísérletek során 100, illetve 300 fordulat/perc sebességgel forgattam. A kőzetfelület vízszintesen állt az oldatban 5 cm magasságban az edény aljától, a mintatartó rúd a körmetszetű edény középvonalával esett egybe. E geometriai elrendezéssel igyekeztem elkerülni a zavaró hidrodinamikai körülmények fellépését.

E kísérleti elrendezéssel egyik célom az oldódási sebesség meghatározása volt, másik célom ugyanakkor az volt, hogy a különböző szöveti paraméterekkel rendelkező mészkőveket azonos és ellenőrzött körülmények között tegyük ki lassú oldásnak, majd vizsgáljuk a kialakult felület geometriáját.

A kísérletek során a mintát forgatva és a gázkeverékét buborékolatva regisztráltam az oldat vezetőképességének változását az idő függvényében. Az alkalmazott kísérleti körülmények között, híg oldatok esetén a vezetőképesség és a Ca²⁺ koncentráció között lineáris összefüggés áll fenn. A bemérőoldatokkal történt kalibrálás alapján az összefüggést a

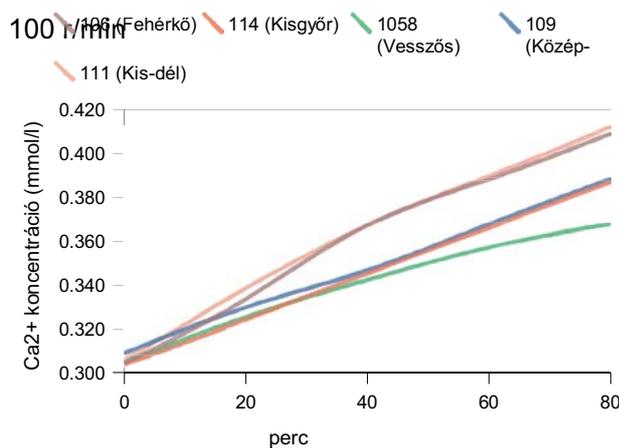
$$[Ca^{2+}](mmol/l) = 5,32 \cdot 10^{-3} \cdot \kappa (\mu s/cm) - 3,99 \cdot 10^{-2} \quad (33)$$

egyenlet írja le, ahol κ a vezetőképesség. Ebből az oldódási sebességet a

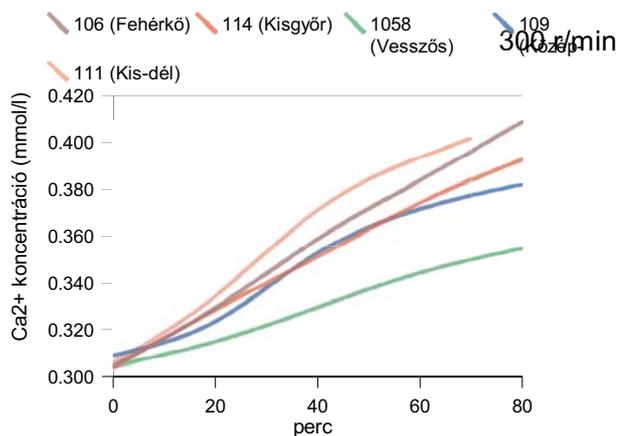
$$R = \frac{V}{A} \frac{d[Ca^{2+}]}{dt} \left(\frac{mmol}{cm^2 s} \right) \quad (34)$$

összefüggéssel számolhatjuk, ahol V az oldattömeg, A az oldódó kőzetfelület.

Az öt vizsgált minta esetére a mérési eredményeket a 8. mellékletben látható táblázat foglalja össze. A Ca²⁺ koncentráció változását az idő függvényében 100 fordulat/perc és 300 fordulat/perc forgási sebességek mellett a következő ábrák szemléltetik:



60. ábra. Ca^{2+} koncentráció változása az oldási kísérletek folyamán az egyes mintákban 100 r/min forgási sebesség mellett.



61. ábra. Ca^{2+} koncentráció változása az oldási kísérletek folyamán az egyes mintákban 300 r/min forgási sebesség mellett.

A koncentrációból számolt oldódási sebességeket a VIII. táblázat foglalja össze:

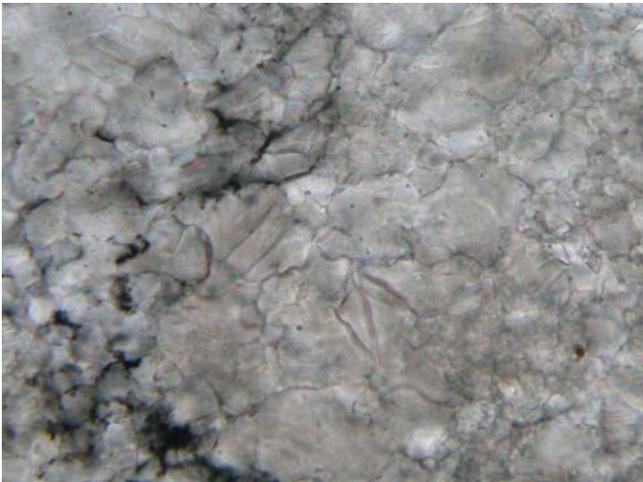
VIII. táblázat oldódási sebességértékek (R) a vizsgált mintákban, valamint az oldási maradék mennyisége

minta	R (10^{-6} mmol cm^{-2} s^{-1})		oldási maradék (tömeg%) (elemző: Fehérvári I.)
	100 r/min	300 r/min	
1058 (Vesszős)	0,94	0,80	44,21
109 (Középgaradna)	1,17	1,30	4,18
114 (Kisgyőr)	1,24	1,40	0,18
106 (Fehérkő)	1,57	1,60	3,14
111 (Kis-dél)	1,57	1,79	0,32

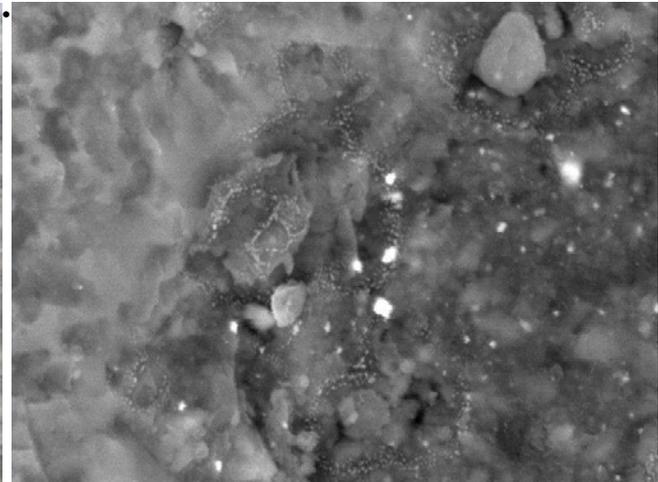
A mérési eredményeket a következőkben foglalhatjuk össze:

- Az oldás során a pH egy kísérleten belül fokozatosan csökkent kb. 1 egységgel, viszont minden alkalommal a pH az oldás végére is 5,00 felett maradt. SCHOTT *et al.* (1989) kísérletei szerint 5,5-nél magasabb pH esetén az oldódási sebesség nem függ a pH-tól, 5-5,5 között a pH-változás hatása még gyenge (lásd 16-17. ábrák), így ennek befolyásoló hatásától esetünkben eltekinthetünk.
- Adott minta esetében az oldódás kissé tér el 100, illetve 300 fordulat/perces forgatásnál. Ez arra utal, hogy a diffúziós határfelület (DHF) vastagsága a forgási sebesség emelkedésével enyhén csökken és ezáltal az oldódási sebesség nő. A vesszősi minta kivételével ez gyakorlatilag mindegyik mintáról elmondható. A vesszősi tűzköves mészkő igen magas (44%) nem-karbonátos anyaggal rendelkezik, így az enyhén ellentétes trend e szöveti inhomogenitással indokolható.
- Az oldódás intenzitásának változása jól indokolható a litológiai összetételben tapasztalható különbségekkel. A tiszta, csak néhány százalékos oldási maradékkal rendelkező mészkövek oldódási sebessége majdnem kétszerese a 44% oldási maradékkal bíró vesszősi mintának. A nagyvisnyói bitumenes mészkő oldódási sebessége is jelentősen elmarad a tiszta mészkövektől, holott a mikroszkópos és röntgenes szövetvizsgálatok alapján leginkább ez a minta rendelkezett a fehérkői mészkőmintához (106.) hasonló paraméterekkel. A bitumenes mészkőnél valószínűleg a szemcsehatárok mentén a szemcsefelületet részlegesen bevonó szervesanyag- és kovartartalom gátolhatja az oldódást. E szervesanyag foltokat a Nagyvisnyói mészkő mintáin mikroszkópban nagy nagyítással és elektronmikroszkópos vizsgálattal sikerült is detektálnom. Az elektronmikroszkópos felvételen látható hártyszerű bevonatok összetételében a mikroszondás vizsgálat szerint szén dominált, így ez szervesanyagként is azonosítható.

- Az oldódás intenzitásában a szöveti paraméterek közül e mérések alapján a mikrorepedezettség mértéke játszhat meghatározó szerepet. Ha a Ca^{2+} koncentráció-változási görbéket összevetjük az akusztikus hullámterjedési sebesség értékeivel, úgy az erős sebesség-anizotrópiát mutató kőzetek oldódása a legintenzívebb, nagyjából megegyező a sorrendben. Ez indokolja, hogy 300 r/min forgási sebességnél a legjobban oldódó minták a 111. (Kis-dél) és a 106. (Fehérkő) voltak, valamint ez is indokolhatja azt, hogy a mikrorepedésekben szegény 109. (Középgaradna) és 114. (Kisgyőr) minták oldódása valamivel szerényebb.



62. ábra. A 838. minta (Nagyvisnyói Mészke F.) vékonycsiszolata erős (650X) nagyításnál. A képből jól látható a fekete szemcseközti anyag lehet szervesanyag.



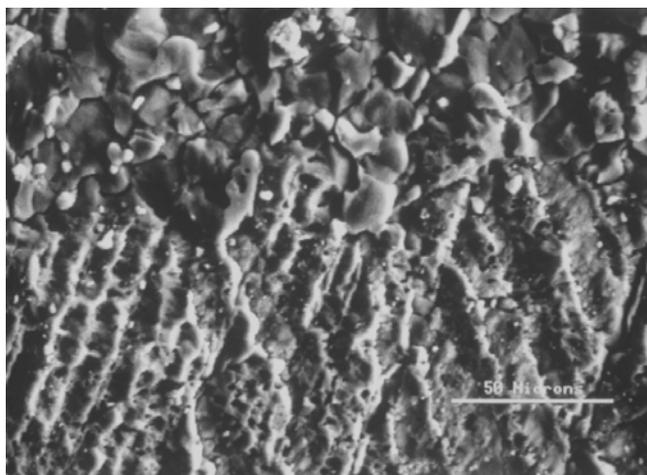
63. ábra. A 1137. minta (Nagyvisnyói Mészke F.) felületének elektronmikroszkópos felvétele. A szemcsék felületén gyöngysor-szerűen sorakozó bevonat szervesanyagra utaló összetétellel rendelkezik.

A többi szöveti paraméter hatása az oldódás intenzitásával ezek alapján nem hozható összefüggésbe, holott a szövetvizsgálat alapján mindegyik minta erősen, de egymástól eltérő jelleggel deformálódott a főpalásságot létrehozó deformációs fázis során, illetve ezt követően. A szöveti paraméterekből adódó variációt valószínűleg elfedi a mikrorepedések okozta oldódási többlet. Az, hogy a kisebb szemcseméret a nagyobb fajlagos felület miatt nagyobb mértékű oldódással jár, nem igazolódott, hisz az átlagosan nagyobb szemcseméretű (106. Fehérkő, 111. Kis-dél) minták oldódása erősebb volt, mint a zömmel kisebb szemcseméretű (114. Kisgyőr).

Az oldási kísérletek során a mátrixnál nagyobb méretű (>80-100 μm) szemcsék nem preparálódtak ki a mátrixban, holott ezek önálló megaklasztokként és premetamorf repedéskitöltő anyagként is jelen vannak mindegyik vizsgált kőzetben. Ez azért szembeötlő, mert a nagyobb szemcseméret kisebb fajlagos felületet jelent, így kisebb mértékű oldódást, ezért a nagyméretű megaklasztoknak előbb-utóbb ki kellene preparálódnuk az oldott felszínen. Ennek jelét sem a széndioxidos oldási kísérleteknél, sem az enyhe sósavas oldásnál nem tapasztaltam. Az érdességvizsgálat során igen finom felületváltozásokat is ki tudtam mutatni, mint például a középgaradnai mintában a szemcsfelület kicsipkéződése, így ha lett volna különbség a megaklasztok oldódásában, az az érdességi szelvényeken jelentkezett volna. Azt ellenben tapasztaltam az enyhe sósavas maratási kísérletek során, hogy a fiatal – korai deformációs fázis után keletkezett – repedéskitöltő kalcit-cement aránylag rövid oldás után már kipreparálódik. Ennek nyomát a természetesen oldott mállási felületeken is gyakran megfigyeltem, a repedéskitöltő anyag gyakran néhány mm-re is kiemelkedett mállott felületből.

E kettősség okát arra vezethetjük vissza, hogy a korai deformációs fázis előtt (főpalássággal egyidős deformációs fázis) képződött nagyméretű szemcsékben felgyülemlt diszlokációk teszik oldékonyabbá e szemcséket a későbbi nagyméretű szemcsékhez képest. Ennek pontos igazolásához meg kellene határozni a szemcsékben lévő diszlokációsűrűséget, amire egyelőre nem volt lehetőségem. Figyelembe kell viszont venni azt, hogy ekkora méretű szemcsék a korai deformációs fázis

során már minden bizonnyal diszlokációs kúszással deformálódtak, ahogy ezt a 6.4. fejezetben ismerttettem. Erre utalnak a gyakori “mag és köpeny” szerkezetek, az ikertagok átkristályosodása, az unduláló kioltás megjelenése. Ugyanakkor e szemcsék anyaga egészében nem kristályosodott át, így joggal feltételezhetjük, hogy jelentős mennyiségű diszlokációval rendelkeznek. Mivel a diszlokációk oldódás szempontjából a legaktívabb pontok (SCHOTT *et al.* 1989), ezek jelenléte kompenzálhatja a megaklasztok, premetamorf repedéskitöltő kristályok erőteljesebb oldódását. Ezt elektronmikroszkópos vizsgálatok is megerősítették: a nagyméretű kalcitkristály az ikersíkok mentén legalább annyira barázdált, mint a mikrokristályos mátrix (64. ábra).



64. ábra. A 109. minta (Nagyvisnyói Mésző F., Középgaradna) elektronmikroszkópos felvétele. A kép a minta csiszolt és sósavval enyhén marított felületéről készült. A kép alsó kétharmadában egy ikresedett megaklaszt, felső harmadában a mikrokristályos mátrix látható. Az ikresedett megaklaszt felülete érdekesebb, mint a mátrix.

Hasonlóképp szerepet játszhat az oldódás intenzitásában a mátrix szövetét kialakító deformációs mechanizmus. Az, hogy a széndioxidos oldási kísérlet során a két legjobban oldódó kőzetminta a 106. és 111. minta) (fehérkői és kis-déli) volt, magyarázható a mikrorepedések jelentős számával. Meg kell jegyezni viszont azt is, hogy e két minta szemcsemérete aránylag nagy (30-40 μm) és mindkettő mátrixa szemcsehatár-csúszásra utaló szöveti jeleget mutat amelyben a diszlokációs és diffúziós átrendeződésnek egyaránt szerepe lehetett. Ezeknél szerényebb oldódást mutatott viszont a fennsíki mésző kisebb szemcseméretű mintája (114. minta, Kisgyőri kőfejtő), melynek mátrixa már dinamikus átkristályosodással alakult ki. Feltételezhető, hogy a fehérkői és kis-déli minták igen jó oldékonyságában szerepe van a mátrix szemcséiben felgyülemlett diszlokációknak, míg a kisgyőri minta esetében a dinamikus átkristályosodás lecsökkentette a szemcsékben a diszlokációsűrűséget, ezáltal az oldékonyságot is. Ennek igazolásához a diszlokációsűrűség meghatározására lesz szükség.

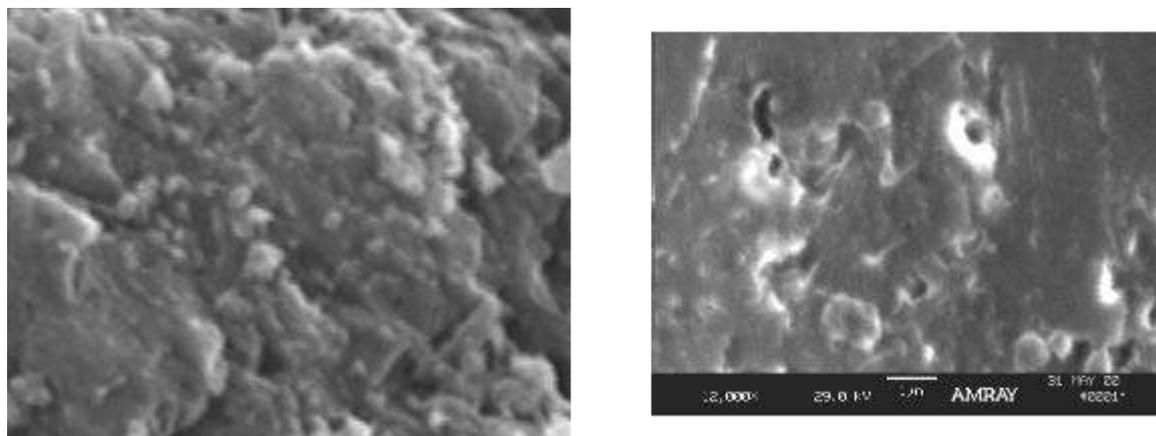
A nagyobb oldékonyság természetesen jelentős hatással van a kőzet karsztosodására. Ha az előzőekben kifejtett hipotézis igazolható, úgy a karsztosodás nagyobb eséllyel alakulhat ki olyan zónákban, ahol a tiszta mésző szemcsehatár csúszással deformálódott.

8.2.2. Az oldott felület morfológiai vizsgálata

Az oldási kísérlet befejeztével vizsgáltam a kialakult felület morfológiáját és ezt hasonlítottam össze az eredeti, kiindulási felülettel. Már a felület sztereomikroszkópos vizsgálata során is megfigyelhető volt, hogy a 106. (fehérkői) és 114. (kisgyőri) minták esetében a felület az oldódás során simább, egyenletesebb lett, enyhén tükrözően fényessé vált.

A felület egyenetlenségének csökkenését jól kimutatták az elektronmikroszkópos felvételek. A 65. ábra a 106. fehérkői minta felületét mutatja az oldási kísérlet előtt és a 80 perces szénsavas oldás után, mely 100 r/min forgási sebesség mellett folyt. A baloldali felvétel a kísérlet előtti felület egye-

netlenségét mutatja, a jobboldali pedig az oldási kísérlet utáni felületet. A két felvétel nagyítása azonos. Jól látható, hogy az eredeti, csiszolt felületen a hasadási lapok mentén kialakult lépcsőzetes felszín élei, sarkai jelentősen erodálódtak, a felület sokkal egyenletesebb, simább lett. Ugyanakkor az oldott felszínen egymástól 5-10 μm távolságban oldódási gödrök képződtek, valamint a transzlációs síkok felszíni kifutásánál kis barázdák képződtek, mint azt a jobboldali felvétel jobb felső részletében lehet megfigyelni.

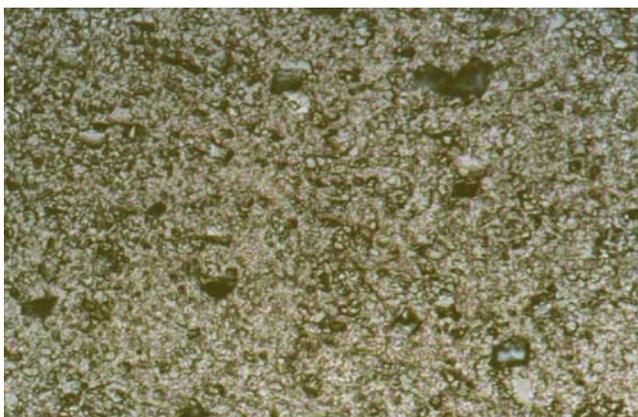


65. ábra. A 106. minta (Fehérkői Mészkö F.) csiszolt felületének elektronmikroszkópos felvétele oldás előtt (bal oldal) és 80 percnyi oldás után szénsavas oldatban 10^{-2} atm CO_2 parciális nyomáson 100 r/min forgási sebesség mellett (jobb oldal).

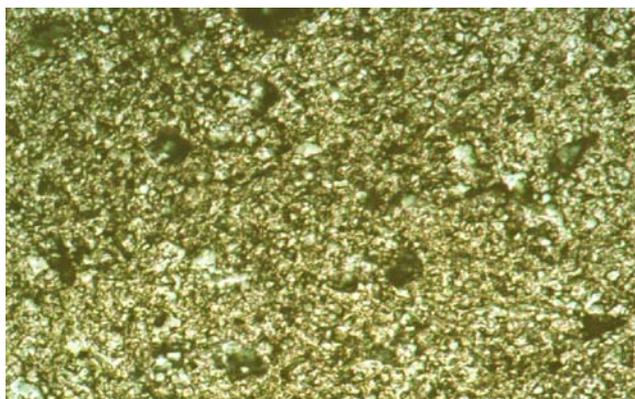
Ugyanígy oldódási gödrök alakultak ki az enyhe sósavas maratás hatására is. Hosszantartó sósavas maratás után a gödrök annyira kimélyülnek, hogy ez a felület újbóli érdesedését okozza. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján az oldási gödrök szemcsehatárokon, vagy a mikrorepedések mentén keletkeztek. E vizsgálatok megegyező eredményt adtak SCHOTT *et al.* (1989) megfigyeléseivel: a felületen a leggyorsabban a diszlokációk, sarkok és élek oldódnak, ehhez képest a sík felületek oldódási sebessége kisebb, de az egyes felületek arányát figyelembe véve a teljes oldódási sebességet döntően a sík felületek oldódása határozza meg.

Ettől merőben eltérő jellegű volt a 1058. vesszősi tűzköves mészkőminta felületének változása. A felület érdesége az oldási kísérlet végére nem csökkent, hanem hasonló mértékű maradt, esetleg kissé nőtt is. Ez azzal indokolható, hogy e kőzetben a kovaanyag a mészkő mátrixban diszperz eloszlású szemcsék formájában van jelen, melyekre az oldódás nem hat. Így e kovaszilánkok kipreparálódnak az oldódás során, a felületi érdeség ezáltal nem csökken (66-67. ábrák). E minta oldása után az edény alján kisebb mennyiségű finomszemcsés törmelék halmozódott fel, ami agyaglemezékből és kovaszilánkokból állt. Ezek alapján valószínű, hogy a diszperzen elhelyezkedő kovaanyag körül a kalcit annyira kioldódik, hogy a kovaszilánkok kiperegnek a felületről.

Hasonló felületi érdesedést tapasztaltam a 109. (középgaradnai) mintában, ahol 0,5-1 mm-es sávokban szintén kipreparálódó szemcsék váltakoznak a kalcitkristályokkal. E kipreparálódott szemcsék anyaga mikroszondás vizsgálat alapján SiO_2 .



66. ábra. A 1068. minta (Vesszősi F.) felületéről vett lenyomat az oldási kísérlet előtt. Nagyítás: 180X



67. ábra. A 1068. minta (Vesszősi F.) felületéről vett lenyomat az oldási kísérlet után. 80 percnyi oldás után szénsavas oldatban 10^{-2} atm parciális nyomáson 300 r/min forgási sebesség mellett. Nagyítás: 180X

8.2.3. Az oldott felület érdességének műszeres vizsgálata

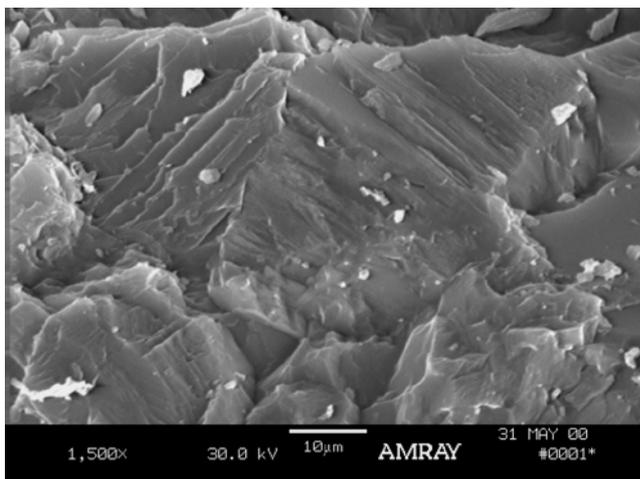
Az oldódási folyamat részletesebb, kvantitatív vizsgálatához a kísérlet elején és végén BIODEN lenyomatot vettem a felületről, amit optikai módszerekkel és mikroérdesség-méréssel vizsgáltam. Mivel az oldódási sebességek alapján három trendet jelölhetünk ki: egy gyenge (vesszősi), egy közepes (középgaradnai, kisgyőri) és egy intenzív oldódást, ezért mikroérdesség mérést három mintán (1058. Vesszős, 109. Középgaradna, 106. Fehérkő) végeztem. A mérések a Miskolci Egyetem Gépgyártástechnológiai Tanszékén, *Perthen Perthometer S8P* lézeres mikroérdesség-mérő berendezéssel készültek. A berendezés egy vonalprofil mentén nagyfelbontású felvételt tud készíteni a vizsgált felületről. Tekintettel arra, hogy a szemcseméret mérettartományú változásokat kívántam vizsgálni és a mátrix átlagos szemcsemérete e mintákban 20-40 μm volt, a felvételek felbontását úgy kellett megválasztani, hogy a vízszintes felbontóképesség is 20 μm -nél jóval finomabb legyen. Ezért a felvételek a lehető legfinomabb felbontással készültek, a vízszintes és függőleges felbontás egyaránt 1 μm volt. Ilyen felbontással a berendezés egyszerre egy 0.4 mm-es szakasról tud felvételt készíteni.

A felvételeket ezután a WINDIG25 nevű programmal digitalizáltam a további feldolgozáshoz. A felvételeket a 9. melléklet tartalmazza, az ábrákon a függőleges torzítás mértéke nyolcszoros. Egy lenyomatról ezzel a felbontással legalább két felvétel készült.

Az összes vonalprofilra jellemző, hogy egymástól 20-50 μm -ként legalább 5-10 μm mélységű meredek “völgyek” sorakoznak. Ezek markánsan jelentkeznek az eredeti felszínekről készült felvételeken és megmaradnak az oldott felületek felvételein is. Ismerve a közetszöveti paramétereket, ezek a völgyek a szemcsehatárokat jelenítik meg a metszeten, közöttük – a torzítás miatt – “hegycsúcsokként” emelkednek ki a szemcsék. A kisebb amplitudóval rövidebb távolságban jelentkező völgyek és csúcsok az egy szemcsén belüli felületi egyenetlenséget mutatják, amely a hasadási lapok határán kialakult felület lépcsőzetességéből adódik (68. ábra).

A görbéket összehasonlítva jól kirajzolódnak azok a trendek, melyeket az optikai vizsgálatok alapján is sikerült megállapítani. Így a 106. fehérkői minta esetében az eredeti felület felvételein a szemcsehatárok általában 10 μm -nél is mélyebb völgyekként jelentkeznek, a szemcsén belül sem ritkák az 5 μm -nél nagyobb szintkülönbségek. Ezzel szemben az oldott felületeken a szemcsehatárok mélysége 5-10 μm közötti, a szemcséken belüli felületi egyenetlenségek maximum 2-3 μm mélységűek. Nem figyelhető meg számottevő különbség a 100 r/min és a 300 r/min forgási sebességgel végzett oldás felületei között. A görbék egyértelműen mutatják azt, hogy a felület az oldás hatására kisimul.

Ettől eltérő trend figyelhető meg a 109. minta (Nagyvisnyói Mészke F., Középgaradna) felvételein. Ahhoz, hogy a szelvényeket értelmezni tudjuk, figyelembe kell venni a minta szöveti



68. ábra. A 106. minta (Fehérkői Mészke F.) törétének elektronmikroszkópos felvétele. A hasadási lap mentén kialakult felszínen a két szemcse közötti határ egy gerincet formál.



69. ábra. A 109. minta (Nagyvisnyói Mészke F.) oldott felületéről készült felvétel (100 r/min). Nagyítás: 180X. A normál kalcitmátrixot egy sávban mélyebben beárodott szemcséket tartalmazó sáv váltja fel.

jellemzőjét, miszerint a kőzetfelületen 0,5-1 mm-es sávokban tiszta, enyhén irányított kalcitmátrix váltakozik olyan sávokkal, ahol a “normális” megjelenésű kalcitszemcsék között markánsabban kiemelkedő szemcsék mutatkoznak. Az ilyen megjelenés e BIODEN lenyomatokon a környezetéhez képest korlátozottan oldódó szemcsékre jellemző. A szelvények közül egy-egy a minta olyan sávjáról készült, amely ilyen kiugró szemcséket tartalmaz, ezek a szelvények láthatók a 9. melléklet bal oldalán. A többi szelvény a tiszta mészkőmátrixról készült (9. melléklet jobboldali szelvények). A baloldali szelvényeken jól követhető, hogy az eredeti felszínen az egyes szemcsék közötti szemcsehatár többnyire igen mély, 10 μm-t is meghaladó. Az oldott felületeken egyes szemcsehatárok továbbra is mély völgyekként jelentkeznek, ezek a szemcsék jelentősen ellenálltak az oldódásnak. A tiszta mészkőmátrixban (jobboldali szelvények) a felületi egyenetlenség eleve kisebb volt az eredeti felszínen, ez gyakorlatilag megmaradt, sőt kissé durvult az oldott felületeken. Mikroszondás vizsgálatok ezt megerősítették, az oldódásnak ellenálló, erősen kiemelkedő szemcsék anyaga SiO₂, ami sávokban diszperz eloszlásban jelenik meg a kőzetben.

E mintánál az összes szelvényre érvényes, hogy egy szemcsén belül a felület az oldódás hatására durvul. Míg az oldás előtti felületen a szemcsék felszíne többnyire sima – nagyobb (10-20 μm-os) hasadási lapok képződtek – addig az oldott felületek többsége apró szakaszokra tagolódik, a felület “csipkés” lesz. Ez azzal magyarázható, hogy e nagyvisnyói mészkőminta a szemcsefelszínen diszpergált szervesanyagot tartalmaz, mely a szemcsefelszín egyes részein korlátozza az oldódást, ezáltal a teljes szemcsefelszín egyenetlensége az oldódás során növekszik.

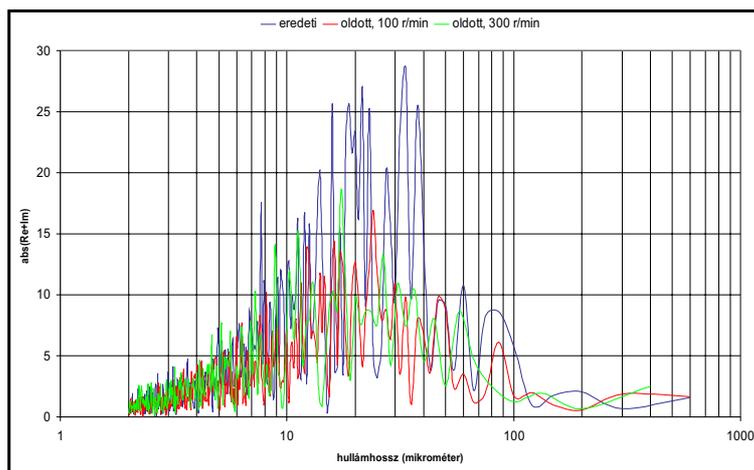
A 1058. minta (Vesszősi F.) esetében a mátrix átlagos szemcsemérete 20 μm körüli. A felületről készült felvételek szerint a felületi egyenetlenség mértéke összességében nem csökken az oldódás során. Az eredetileg 10-15 μm mély, szemcsehatár-menti völgyek mélysége az oldódás során 50-100 μm hosszú részleteken csökken, ennél hosszabb távon viszont még növekszik is. Jellemző, hogy az oldott felületeken a legmagasabb csúcsok 20 μm-rel is kiemelkednek (100 r/min szelvény 150-180 μm szelvényhossz, 300 r/min szelvény 770-800 μm szelvényhossz). Ez azzal indokolható, hogy a karbonátmátrixban diszperz eloszlásban található kovaszilánkok ellenállnak az oldódásnak, így még jobban kiemelkednek a környezetükből. Ahol a szelvény nem megy át kovaszilánkokon, ott az oldódás során az egyenetlenség 5-10 μm közötti értékre csökkent. A kovaszilánkok jelenlétét mikroszondás vizsgálattal tudtam igazolni (80. ábra).

8.2.4. Kvantitatív vizsgálat Fourier sorfejtéssel

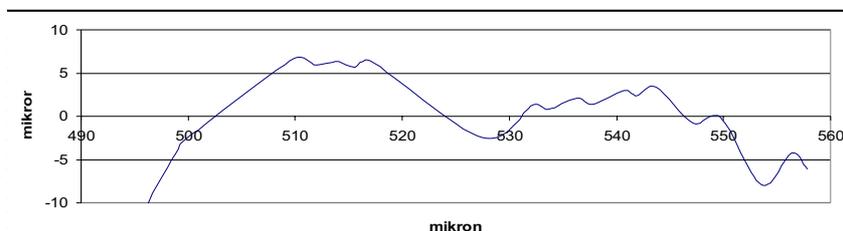
A kvantitatív értelmezés érdekében a digitalizált felvételeken vizsgáltam a hossz-szelvény menti periodicitást. Ehhez a szelvényeket gyors Fourier transzformációval sorfejtettem és a komplex

együttható abszolút értékét értelmeztem. A 70. ábra a 106. minta együtthatóinak spektrumát mutatja hullámhossz szerinti bontásban. Az ábra jól mutatja, hogy az eredeti felszínről készült szelvényen magas együtthatóval szerepelnek a 20-40 μm -es hullámhosszak, ami megegyezik az átlagos szemcsemérettel. Kisebb együtthatók jelentkeznek 60-80 μm -nél, ami nagyjából két szemcsének felel meg. Ez indokolható azzal, hogy a csiszolás során a szemcsék többnyire hasadási lapok mentén törnek, az egymás melletti szemcsék kristálytani orientációja pedig lehet olyan, a két szemcse közösen alkot egy kiemelkedést, a két szemcse között a szemcsehatár csak kis völgyet képez. Ilyen szelvényt láthatunk az eredeti felszín szelvényének 500-550 μm közötti szakaszán, melyet torzításmentesen a 71. ábra szemléltet.

Mivel az átlagos szemcseméret 30-40 μm , a 8 és 15 μm közötti magas együtthatókat a szemcsén belüli felületi egyenetlenségek – élék, sarkok – okozzák.



70. ábra. Fourier együtthatók eloszlása hullámhossz szerinti bontásban a 106. minta (Fehérkői Mészke F.) felületéről készült felvételeken.



71. ábra. A 106. minta 500 és 550 μm közötti szakaszának nagyított, torzítás-mentes részlete

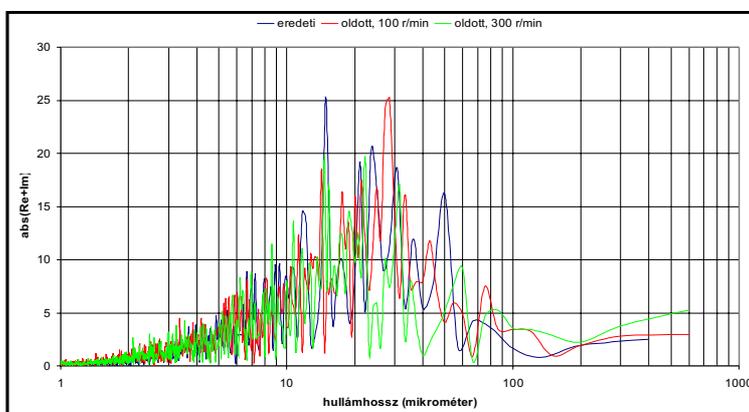
Az eredeti felülethez képest az oldás utáni felületeken az együtthatók lényegesen kisebbek, ami a Fourier sorfejtés szerint is jól mutatja a felületi egyenetlenség jelentős csökkenését. Számottevő különbség nem található a 100 r/min és 300 r/min forgási sebesség melletti oldás hatására kialakult felület között, a legnagyobb együtthatók 15 és 60 μm közötti hullámhosszakhoz tartoznak. Különösen markáns a 20-40 μm közötti hullámhosszú együtthatók csökkenése, ami azt mutatja, hogy a felület kiegyenlítetté, simábbá vált, az oldódás a teljes szemcsefelületen nagyjából azonos intenzitással folyt. Az eredeti felületen 8 és 10 μm közötti hullámhossznál jelentkező kiugró együttható kisebb mértékben még jelentkezik a 100 r/min-es felületen is, de már nem szerepel a 300 r/min-es felületen. Ez arra utal, hogy a lépcsőzetes hasadási síkok mentén kialakult szemcsefelület az oldódás során simább lesz. Az együtthatók abszolút értékének maximuma az eredeti felületen sem éri el a 30-at, az oldott felületeken még ez is felére csökken.

A 109. minta (Középgaradna) szelvényeiről készült sorfejtések együtthatóit a 72. ábra foglalja össze. Az eredeti felület együtthatói közül a legnagyobbak 15 és 30 μm között jelentkezték, és nagy amplitudókat kaptam 50 μm -nél is. A 15-30 μm az átlagos szemcseméretnek felel meg, a kétszer ekkora hullámhosszánál jelentkező nagy amplitudókat itt is a szemcsepárok kristálytani orientá-

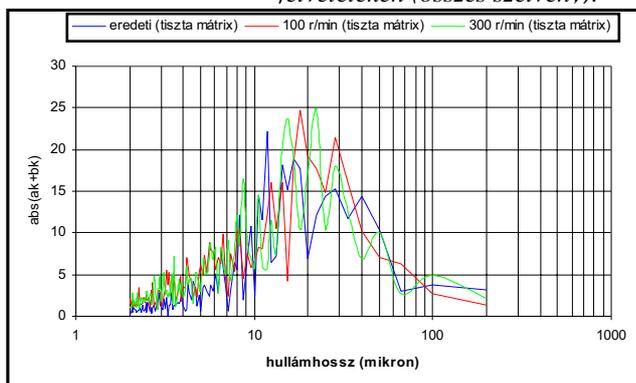
ciójából adódó hatással indokolhatjuk a fehérkői mintához hasonlóan.

Az oldott felületek szelvényeiről készült sorfejtéseknél az együtthatók gyakorlatilag nem csökkennek, ellentétben a fehérkői mintával. Különösen szembeűnő a 100 r/min szelvény 28 μm -nél jelentkező igen erős együtthatója. Mivel a szelvényeket úgy csoportosítottam, hogy a mátrix tiszta mészkő, vagy SiO_2 -tartalmú (kőzetliszt), ezért a Fourier együtthatók eloszlását ilyen bontásban is vizsgáltam. A 73. ábra a tiszta mészkőmátrixra, míg a 74. ábra a durvább felületű sávokra vonatkozik.

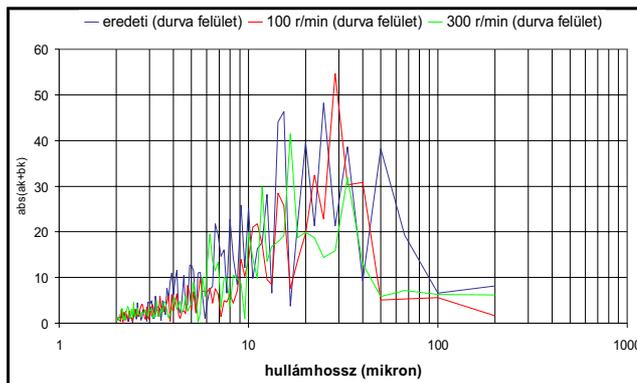
A tiszta mészkőmátrix diagramján egyaránt magasak a szemcseméretet jelölő 30-40 μm hullámhosszú együtthatók és a felületi egyenetlenséghez tartozó együtthatók (10-20 μm). Az oldódás során ezek még erőteljesebbé válnak. A Fourier analízissel kimutatható az, amit vizuálisan is megállapítottam, hogy e mintánál a felületi egyenetlenség az oldódás során enyhén növekszik: a szemcsehatárok mentén mélyebb barázdák képződnek és a szemcsefelszín is durvul. Ez a szemcsefelszínen megtapadt szevesanyag oldódást gátló hatásaként értelmezhető. Fontos megemlíteni, hogy az együtthatók abszolút értéke a tiszta mátrixban csak a 25-öt éri el, hasonlóan a fehérkői mintához. Ez azzal függ össze, hogy a magasság-ugrások csak ritkán haladják meg a 10 μm -t.



72. ábra. Fourier együtthatók eloszlása hullámhossz szerinti bontásban a 109. minta (Nagyvisnyói Mésző F.) felületéről készült felvételeken (összes szelvény).



73. ábra. Fourier együtthatók eloszlása hullámhossz szerinti bontásban a 109. minta (Nagyvisnyói Mésző F.) tiszta karbonátmátrix felületéről készült felvételen.

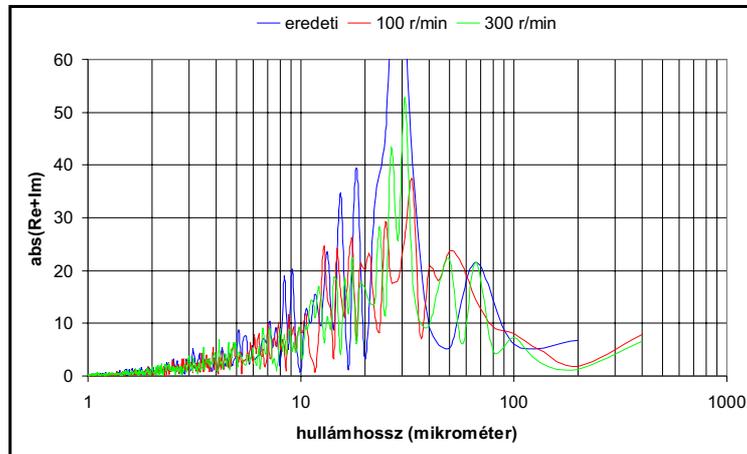


74. ábra. Fourier együtthatók eloszlása hullámhossz szerinti bontásban a 109. minta (Nagyvisnyói Mésző F.) kőzetlisztes felületéről készült felvételeken.

Ezzel szemben a durvább felületű sávokban az együtthatók abszolút értéke a 10-50 μm közötti hullámhosszknál 40 körüli. Az oldott felületek együtthatói itt nem csökkentek lényegesen az eredeti felülethez képest. Ezt az egyenetlen felületet – mely az oldódás során hasonlóan egyenetlen marad –, a kőzetliszt-szemcsék okozzák e sávokban.

A 1058. minta szelvényeinek sorfejtését a 75. ábra szemlélteti. A karbonátmátrix szemcsemérete

itt nem haladja meg a 20 μm -t, a szemcseméretet jelző hullámhosszak az eredeti felület szelvényén 15-20 μm között elég magas (35-40) együtthatókkal rendelkeznek. Jelentkezik viszont egy 30 μm -es hullámhossz rendkívül erős együtthatóval (100), ami az eredeti felületről készült szelvény hullámzó egyenetlenségét jól jellemzi. Ezt a 30 μm körüli szemcseméretű, 10-15 μm -re kiemelkedő kova-szilánkok okozzák, melyek elsórtan illeszkednek a karbonátmátrixba. Aránylag magas együtthatók jelentkezik 8-9 μm között is, melyek a kalcitszemcsék felületi egyenetlenségét jelzik.



75. ábra. Fourier együtthatók eloszlása hullámhossz szerinti bontásban a 1058. minta (Vesszősi F.)

Az oldott felületeken közel felére csökkent minden kiugró együttható, ami a kalcitszemcsék jó oldódására utal. Ugyanakkor az oldott szelvényeken is 30 μm -nél jelentkeznek a legnagyobb, és igen magas együtthatók, ami arra utal, hogy a kova-szilánkok kipreparálódnak a felületen. A 8-9 μm -es hullámhossznál az oldott felületeken nem jelentkezik magasabb együttható, ami utalhat a kalcit-szemcsék felületének simábbá válására, ez viszont a teljes felület érdességében nem mutatkozik, azt elsődlegesen a kovaanyag kipreparálásából eredő rücskösség uralja.

Összefoglalva az érdességvizsgálat tapasztalatait megállapítható, hogy a jól oldódó tiszta, homogén kalcit pátitból álló mészkő (fehérkői minta) felülete az oldódás során simább lett, az élek és sarkok eltompultak és a teljes felület szinte egyenletes intenzitással oldódott. Hasonló simulást tapasztaltam más tiszta mészkövek (fennsíki) oldási kísérlete során is. Ugyanakkor, ha az oldódást a szemcsefelszínen (középgaradnai minta – szervesanyag és kvarc a felszínen), vagy a szemcsék között (vesszősi minta – kova-szilánkok) valami visszafogja, az a felületi érdesség durvulását okozza.

E durvulás jellege attól függ, hogy az oldódást gátló alkotórész mekkora méretű és hogyan van diszpergálva a közetben. Ha ez a szemcseméretnél jóval kisebb és a szemcsefelszínen egyenletesen oszlik el, mint azt a bitumenes mészkő példája mutatja, a szemcsén belüli felületi egyenetlenség nő. Ez műszeresen kimutatható volt, de ez annyira kismértékű eltérés, hogy vizuálisan nem észlelhető. Ha ez a szemcsével összemérhető méretű, mint a vesszősi tűzköves mészkő esetében, akkor a szemcsefelszín simább lesz az oldódás során, viszont a szemcsehatárok menti barázdák mélyülnek. A felület egyenetlenségét ekkor is a nem oldódó alkotórészek egymástól való távolsága határozza meg, ami itt 30-50 μm -es. Ekkor az oldódás okozta felületi durvulás már vizuálisan is észlelhető.

Összefoglalás

Az irodalmi áttekintés alapján a közetszöveti vizsgálatokat a mészkövek mikrokristályos mátrixát jellemző tulajdonságokra, valamint a durvaszemcsés kristályokban, kristályhalmazokban kialakult jellemzőkre koncentráltam, mivel ezek tükrözik leginkább a korai deformációs fázis (NÉMETH & MÁDAI 2003) körülményeit, melyek a szövetfejlődés legképlékenyebb szakaszára jellemzőek. Az elvégzett vizsgálatok sorrendjében az eredményeket az alábbi potokban összegzem.

1. A mikrokristályos mészkőmátrix vizsgálata

A kelet-bükki mészkövek általánosan megfigyelhető tulajdonsága a makroszkóposan megjelenő foliáció, "főpalásság", mely a mikrokristályos karbonátmátrix kitüntetett szemcsealaki irányítottságában (SPO) is megnyilvánul. A RÉTI & CZINEGE (1984) módszerének felhasználásával kidolgozott képelemzési eljárás jól alkalmazható az SPO jellemzésére. A módszer egyaránt figyelembe veszi az SPO két, egymástól eltérően jelentkező jellemzőjét: a szemcsék lapultsági anizotropiáját és a szemcsék hossztengeleik irány-eloszlását. A módszer alkalmazhatóságának ellenőrzésére képelemzéssel mért irányítottsági paraméter értékét összehasonlítottam a vizuálisan megállapítható SPO-val. A két módszer eredménye jó egyezést mutatott. Így kvantitatíve is kimutatható lett, hogy a foliált mészkövekben a legerősebb SPO a metszési lineációval párhuzamos, foliációra merőleges ($S_{L\parallel}$) metszeten jelentkezik. Ennél többé-kevésbé gyengébb SPO mutatható ki a foliációra és lineációra egyaránt merőleges metszeten ($S_{L\perp}$) és igen gyenge, változékony SPO található a foliációval párhuzamos metszeten (S_{\parallel}). Ezzel szemben a makroszkóposan irányítottsággal nem rendelkező mészkövekben a három, egymásra merőleges metszet mindegyikén az SPO gyenge volt. Az SPO mértéke és a kőzet sztratigráfiai pozíciója között nem találtam összefüggést, ami azt erősíti meg, hogy az SPO nem a betemetődés eredményeként, hanem dinamotermális hatásra alakult ki.

A $S_{L\perp}$ metszeten az SPO mértékét 32 mintában összehasonlítva megállapítható, hogy a 20 μm -nél kisebb szemcseméretű mátrix esetében az SPO a szemcsemérettel nő. Ez gyengén jelentkezett az agyaggal közberétegzett mészköveknél (Ablakoskővölgyi F.; Vesszősi F.), viszont erősebben a tiszta (Bükkfensíki Mészkő F.) és tűzköves (Felsőtárkányi Mészkő F.) mészkövek mátrixában. Ez az eredmény indokolható az aggradációs neomorfózis elméletével, miszerint a mikrokristályos karbonátanyag interkristallin diffúziós átrendeződéssel, szemcseméret növekedéssel alakul át. Ezt erősíti meg a szemcsehatárok morfológiája, mivel az ilyen mátrixban a szemcsék többnyire hullámos, vagy enyhén kisimult határuak. Ehhez igen hasonló mátrixszal rendelkeztek viszont erősen deformált, milonitos szövetű mészkövek is.

A kettő közötti különbségre a kitüntetett kristályszerkezeti irányítottság (LPO) vizsgálata mutatott rá, melyet inverz pólusábrákkal végeztem. Az inverz pólusábrák igazolták, hogy a milonitos szövetű mészkő (pl. 114. minta) dinamikus átkristályosodással alakult át, mivel határozott LPO-val rendelkezik. Az LPO c -tengely szerint rendeződött típusú, mely leggyakrabban alakul ki természetben deformálódott mészköveknél nyírási zónákban. Ezzel szemben a kis szemcseméretű, irányított, de nem milonitos szövetű mészkő (pl. 110. minta) igen gyenge, szinte izotróp LPO-t mutatott. Ez arra utal, hogy a kismértékben deformált, irányított szövetű mikrokristályos mátrix nyomási oldódással alakult ki, anyaga eredetileg mikritgazdag mészkő (mudstone, wackestone) lehetett. Az igen gyenge LPO felveti annak lehetőségét, hogy a nyomási oldódás során az újrakristályosodó kőzetanyag már irányított kristályszerkezetet vett fel.

Egyes sávokban, foltokban, vagy vastagabb rétegekben is jelentkeznek olyan mészkövek litosztratigráfiai pozíciótól függetlenül, melyek mátrixa durvább szemű ($d \sim 25\text{-}40 \mu\text{m}$), az SPO gyenge, a szemcsehatárok simák, egyenesek. Három, különböző rétegtani egységekből származó, egymáshoz igen hasonló szövetű (mátrix SPO-ja, szemcsehatárok morfológiája) minta (106; 109; 111) pólusábrái alapján ez a durvább-szemű karbonátmátrix a -tengely szerint rendeződött típusú LPO-val rendelkezik. E szöveti jellemzők alapján az az ilyen jellegű mátrix durvaszemcsés, szemcsevázú mészkövek (packstone, grainstone), illetve repedéskitöltések átkristályosodásával alakult ki. Az eredetileg nagyobb, 50-100 μm -es szemcseméretet indokolja, hogy a -tengely szerint rendeződött LPO alakult ki, mely már dinamikus átkristályosodásra fellépésére utal. A szövetet két deformációs mechanizmus – szubszemcse-képződés és szemcsehatár csúszás – együttes, vagy egymást követő megjelenése hozta létre. A szemcsehatár csúszás során a szemcsék a nyírási síkban elfordulnak, ami elrontja a c -tengely szerinti rendeződést és a -tengely szerinti rendezettség alakul ki.

Az irányítatlan (gyenge SPO), egyenetlen szemcsehatárú szövettel rendelkező mészkő LPO-ja

gyakrolatilag izotróp volt. E mészkövek szövete megerősíti azt, hogy a korai fázis során voltak olyan nyomási árnyékos helyek, ahol a mészkövek a korai deformációs fázis során nyírási alakváltozástól megkímélt helyzetben, alacsonyabb rendű (többször 100 m-es hullámhosszú) redők csuklózónáiban lehettek.

2. a durvakristályos szemcsék, szemcsehalmazok vizsgálata

A durvakristályos ($d > 80\text{-}150\ \mu\text{m}$) szemcsék, szemcsehalmazok általános jellemzője a nyomási ikresedés. A korai deformációs fázis előtti, vagy azzal egyidős ikrek intenzíven deformálódtak, a deformáció jellege összefügg a főpalássággal: a foliációval kis szöget bezáró ikrek hullámosan gyűrődtek, a főpalássággal nagy szöget bezáró ikrek elnyíródtak, szubszemcsékké alakultak, melyek a deformáció előrehaladtával szubszemcse-forgással önálló szemcsékké váltak. A nagyméretű kristályok többsége unduláló kioltású. Mindezek azt bizonyítják, hogy a korai fázis során a nagyméretű kalcitkristályok dinamikus átkristályosodása megkezdődött. A korai fázishoz kapcsolódó ikrek vastagsága $5\ \mu\text{m}$ -nél nagyobb, ez $200\ ^\circ\text{C}$ -nál magasabb képződési hőmérsékletre utal (MÁDAI 1995). Ez összhangban van a kelet-bükki dinamotermális metamorfózisra megállapított maximális hőmérséklettel ($200\text{-}300\ ^\circ\text{C}$ ÁRKAI *et al.* 1995).

A durvakristályos szemcsehalmazokban a kristályok szegélyzónájában “mag és burok” szerkezet jelenik meg különböző mértékben. Ezeknél a magot az összetetten ikresedett kalcitkristályok, a burokot a szegélyükön önállóvá vált, átkristályosodott $d \sim 20\text{-}30\ \mu\text{m}$ -es kalcitszemcsék jelentik. Utóbbiak poligonális, közel izometrikus szemcsékből állnak, melyek enyhén irányított halmazokat alkotnak. A burok szélessége a kőzetet ért nyírási alakváltozás mértékétől függ, az alig kialakulttól a milonitos szövetig változik. Így a nyírási alakváltozás a korai fázis folyamán változó mértékű volt, értéke $\gamma=0,3\text{-}5$ közé tehető. A magas értékek nyírási zónákra jellemzők, ahol a kőzet döntő része dinamikus átkristályosodott.

3. szerkezetföldtani következtetés

A szövetvizsgálatok összegzéseként megállapítható, hogy a korai fázis során fellépett redukált feszültség értéke maximum $100\text{-}250\ \text{MPa}$ -t ért el az alacsonyabb rendű redők szárnyain, illetve nyírási zónákban. Ezt az értéket valószínűsíti, hogy a nagyméretű kalcitszemcsék dinamikus átkristályosodásának megindulásához $200\text{-}300\ ^\circ\text{C}$ hőmérsékleten – mely az itt fellépett maximális paleohőmérséklet volt – ekkora redukált feszültség reális.

A durvakristályos, szemcsevázú mészkövek a nyírási zónákban dinamikus átkristályosodással milonitos szövetű mikropátittá alakultak, melyben egyes nagyméretű kristályok reliktumai úsznak. A nyírási zónákon kívül a durvább szemcseméretű (packstone-grainstone) mészkövek $25\text{-}40\ \mu\text{m}$ -es szubszemcsékké estek szét, melyek szemcsehatár csúszással deformálódtak az interkristallin és intrakristallin alakváltozási mechanizmusok hatásterületeinek határvidékére jellemző hőmérséklet és redukált feszültség mellett ($200\text{-}300\ ^\circ\text{C}$; $100\text{-}200\ \text{MPa}$). Mivel a mikrokristályos ($d < 20\ \mu\text{m}$) mátrixnak ennél magasabb redukált feszültség kellene a dinamikus átkristályosodáshoz, így ott diffúziós átrendezés lépett fel.

Figyelembe véve külhoni anchi-, epimetamorf területeken végzett mészkő szöveti vizsgálatok eredményeit (2. melléklet) megállapítható, hogy a durvaszemcsés halmazok deformációs jellege és a nyomási ikrek vastagsága a Keleti-Bükkben is jól párhuzamba állítható a vizsgált területről rendelkezésre álló, metamorfózisra vonatkozó eredményekkel (ÁRKAI 1973, 1983, ÁRKAI *et al.* 1995). A mészkövekben kialakult képlékeny deformációs szövetelemekre így elfogadható, hogy azok a dinamotermális metamorfózis során képződtek.

A vizsgált minták alapján deformációs stílusbeli különbségek találhatók egyazon formációba sorolt egységek között: gyakrabban alakultak ki pretektonikus durvaszemcsés repedéskitöltések a Bükk-szentkereszt-töréstől ÉK-re, mint a szerkezeti vonaltól DNY-ra. Ugyancsak különbséget lehet felfedezni a mikrokristályos ($d < 20\ \mu\text{m}$) mátrix SPO-jában: a törésvonaltól DNY-ra a mátrix irányítottsága közepes, vagy kifejezetten gyenge, ÉK-re a mátrix irányítottsága általában erős. Ezek arra utalnak, hogy a két terület nyomásviszonyai a késő-diagenézis és a metamorfózis során eltérőek

lehetek, az ÉK-i oldalon a fluidumnyomás nagyobb lehetett, ami periodikus repedésképződéssel, majd azt követő feltöltődéssel járt. A nagyobb fluidumnyomás a mátrix deformációját is serkentette, ami az erősebb SPO-ban mutatkozik.

A korai fázis után a mészkövek szövetét már töréses deformáció és sztilolitosodás alakította, szemcseméret szinten képlékeny deformáció már csak a Bükk-szentkereszt-törés mentén jelentkezett helyenként, krenulációs palásságot okozva a mészkövekben. Ebből következően a korai fázis során kialakult szöveti jellemzőket a későbbi deformációs fázisok már nem írták felül. A deformációs stílusbeli különbségek alapján a Bükk-szentkereszt-törés mentén egymástól távoli szerkezeti egységek kerültek egymás mellé, a törésvonal mentén jelentős vízszintes elmozdulás történt. Ez egybevág Csontos (1999) megállapításával, aki a Bükk-szentkereszt-törés menti ívelődést és elvetődést 4 km-esre becsülte és egykorúnak tartotta a Darnó-vonal menti elvonzolódással. Ez utóbbi mentén a vízszintes eltolódás többször 10 km-es is lehetett (Zelenka *et al.* 1983).

4. Kőzetfizikai és oldási vizsgálatok

Az akusztikus hullámterjedési sebességek irányok szerinti változása azt mutatta, hogy a legkisebb értékek a foliációra merőlegesen adódnak. A hullámterjedési sebesség anizotrópiája elsősorban a mikrorepedések gyakoriságától és orientációjától függ, és csak kevésbé a kőzet szöveti irányítottságától. Ugyanakkor tömött, mikrorepedésektől mentes kőzeteknél a hullámterjedési sebesség anizotrópiája a foliáció síkjában kapcsolatban áll az LPO megjelenésével, kristálytani tengely-szerinti rendezettségével. A *c*-tengely szerint rendezett LPO-jú mintán mért sebesség ebben a metszetben közel izotróp, az *a*-tengely szerint rendezett szövetű mintánál viszont jelentős anizotrópia tapasztalható.

A mészkő kőzetfelületek oldódási sebességét az oldhatatlan felületrészek részaránya mellett elsősorban a mikrorepedések gyakorisága befolyásolta. Az egyaránt tiszta, gyengén repedezett mészkövek esetében viszont a képlékeny deformáció során kialakult deformációs stílusbeli különbségek is hatnak az oldódási sebességre. A vizsgált fehérkői és fennsíki mészkőminták esetében viszont az oldódási sebesség a durvább átlagos szemcseméretű fehérkői mészkőnél volt nagyobb. Ez indokolható azzal, hogy a fennsíki minta milonitos szövetű mátrixa már dinamikus átkristályosodással kialakult, diszlokációkban szegény szemcsékből áll, míg a fehérkői minta mátrixát kialakító szemcsehatár csúszás a diszlokációkat nem csökkentette. Így a szemcsék felülete az utóbbi esetben oldódási szempontból több aktív pontot tartalmaz a durvább szemcseméret ellenére.

Szintén ezzel igazolható az is, hogy a pretektonikus keletkezésű, nagyméretű kristályok oldódási sebessége nagyjából azonos a mikrokristályos mátrix oldódásával, a nagyméretű kristályok nem preparálódnak ki az oldódó felületen, esetenként még be is süllyednek. Ezzel szemben a fiatal, gyengén deformált repedések akár enyhe oldás után is kipreparálódnak. A pretektonikus kristályok még nagy diszlokáció-sűrűséggel rendelkeznek, ez legalább annyi, sőt több aktív pontot jelent az oldódás számára, mint a mikrokristályos mátrix nagy fajlagos felülete. Ezzel szemben a fiatal repedések kalcitkristályai valóban kis fajlagos felületet, kevés aktív pontot adnak.

A felületi egyenetlenség változása az oldódás hatására a felületről készült szelvény Fourier együtthatóival jól jellemezhető.

Summary

Texture development of limestones following the lithification in the eastern part of the Bükk Mountains and its effect to the dissolution of the rock surface

The aim of this study was to find relationship between the dissolution properties and the developed textural elements of intensively deformed limestones. The investigated area was the eastern part of the Bükk Mountains (NE Hungary.) Following the summary of literature data, I concentrated on two textural features: the textural parameters of the microcrystalline matrix and the patterns developed in coarse-grained crystals and aggregates, since these reflect in general the conditions of the most ductile deformation phase (early deformation phase, NÉMETH & MÁDAI 2003). Results are summarized according to the completed investigations as follows.

1. Study of the microcrystalline matrix of limestones

A general feature of limestones in the Eastern Bükk is the macroscopically appearing foliation, regarded as “main schistosity” which is reflected also in shape preferred orientation (SPO) of the microcrystalline matrix. Applying the computation process of Réti & Czinege (1984), the developed image analysing method is suitable for characterisation of SPO of the limestone matrix. The method considers both parameters of the SPO: the grain flattening and the orientation of long-axes of the grains. It was detected quantitatively that in foliated limestones the strongest SPO occurs on the sections parallel with lineation and normal to foliation ($S_{\perp}L_{\parallel}$). More or less weaker SPO occurs on sections normal both to foliation and lineation ($S_{\perp}L_{\perp}$) and very weak, changeable SPO was detected on sections parallel to foliation (S_{\parallel}). On the other hand, limestones lacking macroscopic oriented texture showed weak SPO on all three mutually perpendicular sections. No relationship was observed between the stratigraphic position and the SPO of the investigated limestones, which emphasises that the SPO developed not by burial but by dynamothermal effect.

Analysing the SPO values taken from $S_{\perp}L_{\perp}$ sections of 32 samples, it can be stated that the SPO increases with the grain size if the matrix is composed of grains $d < 20 \mu\text{m}$. This dependency is weak in limestones interbedded with clay (Ablakoskővölgy, Vesszős formations), but appears more strongly in the matrix of pure (Bükkfensík Limestone Formation) and cherty (Felsőtárkány Limestone Formation) limestones. This can be interpreted as the result of aggrading neomorphism: the matrix developed by intercrystalline diffusion processes (pressure solution) resulting in the aggradation of grains. It is justified by the morphology of grain boundaries, since the grains of this matrix have curved or slightly polygonal boundaries. Very similar matrix was however observed in the strongly deformed limestones with mylonitic texture, too.

The difference between these two types of matrix was detected by the observation of the lattice preferred orientation (LPO) examined by inverse pole figures. The limestone with mylonitic texture (e.g. sample 114) has a strong c -axis fibre type LPO, which indicates that it developed by dynamic recrystallization. This type of LPO characterises the naturally deformed limestones in shear zones. Conversely, limestones with fine-grained, oriented matrix, lacking mylonitic texture (e.g. sample 110) has very weak LPO, which is practically isotropic. It indicates that the microcrystalline matrix with definite SPO and very weak LPO was developed by pressure solution from matrix-supported limestones (mudstone, wackestone).

Another type of matrix is coarser-grained ($d \sim 25\text{-}40 \mu\text{m}$), it is characterised by weak SPO, and polygonal, straight grain boundaries. This type of matrix appears in seams, spots or in thicker layers regardless to lithostratigraphic position. Based on inverse pole figures of three limestone samples collected from different stratigraphic units but having very similar texture patterns (weak SPO, polygonal grain boundaries), this type of matrix is characterised by the a -axis fibre type LPO. This texture indicates that this type of matrix was formed by recrystallization of coarse-grained, grain-supported limestones (packstone, grainstone) or vein fillings. The a -axis fibre type LPO indicates

the appearance of dynamic recrystallization in these textures, which justifies the originally coarser grain size ($d \sim 50\text{-}100 \mu\text{m}$). This type of texture was developed by two deformation mechanisms – subgrain formation and grain boundary sliding (GBS) – appearing parallel or consecutively. A c -axis fibre type LPO could develop by subgrain formation but it was distorted by the rotation of grains caused by GBS. As a result, an a -axis fibre type LPO could be formed.

Limestones practically lacking SPO, have curved grain boundaries and they are characterised by the lack of LPO, too. The texture of these limestones justifies that during the early deformation phase there were pressure shadows where shear deformation was weak or absent. Such places could take place in hinge zones of lower order folds (with some hundred metres wavelength).

2. Study of coarse-grained crystals and aggregates

A general feature of the coarse-grained calcite crystals ($d > 80\text{-}100 \mu\text{m}$) and aggregates is the appearance of twinning. Twins developed prior to or parallel with the early deformation phase show intensive deformation. The style of deformation corresponds to the angle between the twin planes and the foliation: under low angle the twin lamellae are undulated and curved, under high angle they are sutured and recrystallized to subgrains. During further deformation the subgrains became into individual grains by subgrain rotation. Most of the large calcite crystals have undulatory extinction. All these textural patterns show that dynamic recrystallization of these coarse-grained calcite crystals took place during the early deformation phase. The average thickness of twins formed during the early deformation phase is greater than 5 microns, which indicates that they were formed above 200 °C temperature (MÁDAI 1995). It correlates with the maximal paleo-temperature range of the dynamothermal regional metamorphism of the Eastern Bükk (200-300°C, ÁRKAI *et al.* 1995).

Appearance of “core and mantle” structures is a general feature of the coarse-grained aggregates. In these structures, the core corresponds to the intensively twinned large crystals, while the mantle is a rim of recrystallized calcite grains with $d \sim 20\text{-}30 \mu\text{m}$ size. The recrystallized mantle is composed of slightly oriented aggregates of nearly isometric, polygonal grains. The thickness of the mantle depends on with the intensity of shear strain, it varies from the very thin to the broad mantle. Later one is typical for the mylonitic texture. Applying this textural pattern, the shear strain developed during the early deformation phase can be estimated between $\gamma=0,3\text{-}5$. The latter values characterise the shear zones where the limestone is dynamically recrystallized.

3. Consequences for structural geology

The result of textural analyses show that the maximum differential stress during the early deformation phase could reach 100-250 MPa in the limbs of the lower order folds and in shear zones. This value is justified by the flow laws since the appearance of dynamic recrystallization in coarse-grained calcite crystals at 200-300 °C, which is the estimated paleo-temperature, is expected at such differential stress values.

In shear zones, the coarse-grained, grain-supported limestones have been dynamically recrystallized, resulting in mylonitic texture where relicts of coarse grains flow in the microcrystalline matrix. Out of shear zones, matrix with $d \sim 25\text{-}40 \mu\text{m}$ was developed from the grain-supported (packstone-grainstone) limestones by subgrain formation and GBS. These mechanisms indicate the boundary between intra- and intercrystalline deformation mechanisms thus the differential stress can be estimated at 200-300 °C as 100-200 MPa. The microcrystalline ($d < 20 \mu\text{m}$) matrix was formed by intercrystalline mechanisms, since dynamic recrystallization of aggregates with such a small grain size requires higher differential stress in this temperature range.

Considering the results of texture analyses completed on limestones from different anchi-, epizonal mountain belts (see appendix 2), it can be stated that the deformation style of the coarse-grained calcite aggregates and the thickness of twins in the Eastern Bükk correlates well with the results of investigations on metamorphism of this area (ÁRKAI 1973, 1983, ÁRKAI *et al.* 1995).

Therefore it can be accepted that the ductile textural patterns of limestones have been formed during the dynamothermal metamorphism.

According to the investigated samples, differences in the deformation style can be detected inside the same lithofacial units: pre-tectonic vein fillings appear more frequently at NE from the Bükkszentkereszt-fault, than at SW from this structural line. Another difference appears in the SPO of the microcrystalline ($d < 20 \mu\text{m}$) matrix: at SW from the fault the SPO of limestones is intermediate or weak, however at NE the SPO is usually strong. These differences suggest that pressure conditions of these two areas differed from each other during the late diagenesis and during the metamorphism. Fluid pressure in the NE part of the examined area could be higher, which resulted in periodical fissure formation followed by filling of veins. The higher fluid pressure could enhance the deformation of the matrix, resulting in stronger SPO.

After the early deformation phase, the limestones of the investigated area have been deformed by brittle fissures and stylolites. Slightly ductile deformation appeared only along the Bükkszentkereszt-fault resulting in crenulation of the limestones. Consequently, the ductile textural patterns developed during the early deformation phase were not overprinted by later deformation events. The limestones on two sides of the Bükkszentkereszt-fault belong to the same lithofacies but by the differences in deformation style they were deformed under different physical conditions, therefore significant lateral movement can be expected along this tectonic line. It correlates with the statement of Csontos (1999) who estimated 4 km displacement along the Bükkszentkereszt-fault. He considered that this movement took place contemporaneously with the arching of the Bükk and with the displacement along the Darnó-line. Latter displacement is estimated for some 10 kilometres (ZELENKA *et al.* 1983).

4. Investigation of physical properties and dissolution

Velocities of acoustic waves measured on limestone samples in different directions show that the smallest velocities appear normal to foliation. The anisotropy of acoustic waves depends first of all on the frequency and orientation of micro-cracks and in less extent on the textural orientation of the rock. However, in case of packed, uncracked limestones, the anisotropy of acoustic waves in the plane parallel to foliation correlates with the type of LPO. Sample with *c*-axis fibre type LPO (sample 114) show isotropy in this plane, while strong anisotropy appears in samples with *a*-axis fibre type LPO (samples 106, 109, 111).

According to dissolution experiments, the dissolution rate of limestone surfaces correlates first of all with the frequency of micro-cracks. Conversely, in case of pure, slightly cracked limestones it was found that the differences in deformation patterns developed during the ductile deformation also make effect on dissolution rate. Comparing the dissolution rate of the 106 (Fehérvő Limestone Formation) and 114 (Fennsík Limestone Formation) samples, the rate was higher in the coarser-grained Fehérvő sample. It can be explained as the sample 114 with mylonitic texture is composed already of dynamically recrystallized grains with low dislocation density, whilst the grains of the other sample include more dislocations, since it was deformed by GBS. Therefore the surface of grains in the latter sample serves more active points for dissolution despite its coarser grain size.

The similar effect can explain that the dissolution rate of the pre-tectonic, coarse-grained ($d > 80\text{-}100 \mu\text{m}$) crystals is similar to that of the microcrystalline matrix, the large crystals do not emerge out from the dissolving surface, on the contrary, sometimes they look immersed. Conversely, the post-tectonic, slightly deformed large crystals emerge out even by a short time of dissolution. The pre-tectonic crystals still have high dislocation density which serves at least so much active points for dissolution such as the high surface area of the microcrystalline matrix. On the other hand, the large crystals of the post-tectonic vein fillings really serve small surface area and less active points.

The change of roughness of the limestone surface by dissolution can be characterised by the

coefficients of the Fourier transformation of the vertical profile taken from the surface.

Irodalom

- ADAMS, A.E. & MCKENZIE, W.S. (1998): A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope. (Manson Publ., London, 1998)
- ÁRKAI P. (1973): Pumpellyite-prehnite-quartz facies alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains. *Acta Geol. Hung.* 17, 67-83.
- ÁRKAI P. (1977): Low grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mts. *Acta Geol. Hung.* 21, 53-80.
- ÁRKAI P. (1983): Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium. *Acta Geol. Hung.* 26, 83-101.
- ÁRKAI P. (1983): Jelentés "a Bükk- és Aggtelek-Rudabányai-hegységben kijelölt mezozoós alapszelvények és földtani térképezési minták összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei" témakörben végzett vizsgálatokról. (MÁFI) (Kézirat, MTA-GKL, Bp.)
- ÁRKAI P. (1984): Jelentés "a Rudabányai-hegységben kijelölt mezozoós alapszelvények és földtani térképezési minták összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei" témakörben végzett vizsgálatokról. (MÁFI) (Kézirat, MTA-GKL, Bp.).
- ÁRKAI P. (1991): Kishőmérsékletű regionális metamorfózis (alkalmazások magyarországi példákon). (Doktori értekezés, Budapest) 11-77.
- ÁRKAI P.; HORVÁTH Z. & TÓTH M. (1981): Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony mountains, NE-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity, -b₀ and vitrinite reflectance data. *Acta Geol. Hung.* 24, 265-294.
- ÁRKAI P. & KOVÁCS S. (1986): Diagenesis and regional metamorphism of the mesozoic of Aggtelek-Rudabánya mountains (NE Hungary). *Acta Geol. Hung.* 29, 349-373.
- ÁRKAI P., BALOGH K. & DUNKL I. (1995): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West-Carpathians, Hungary. *Geol. Rundschau*, 84, 334-344.
- ÁRKAI P.; MERRIMAN, R.J.; ROBERTS, B.; PEACOR, D.R. & TÓTH M. (1996): Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: comparison of XRD and TEM data for diagenetic to epizonal pelites. *Eur. J. Mineral.* 8, 1119-1137.
- ÁRKAI P. & SADEK GHABRIAL, D. (1997): Chlorite crystallinity as an indicator of metamorphic grade of low-temperature meta-igneous rocks: a case study from the Bükk Mountains, northeast Hungary. *Clay Minerals* 32, 205-222.
- ÁRKAI P.; SASSI, F.P. & DESMONS, J. (2002): Very low- to low-grade metamorphic rocks. Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology, proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. <http://www.bgs.ac.uk/SCMR>
- ASSZONYI Cs.; GÁLOS M.; KERTÉSZ P. & RICHTER R. (1980): A kőzetmechanika anyagszerkezeti és reológiai alapjai (Veszprémi Akadémiai Bizottság, Veszprém) 43-131.
- BADERTSCHER, N.P. & BURKHARD, M. (2001): Brittle-ductile deformation in the Glarus thrust Lochseiten (LK) calc-mylonite. *Terra Nova*, 12, 281-288.
- BÁLDI T. (1998): Magyarország epikontinentális oligocén képződményeinek rétegtana. in: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (eds.) Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. (MOL-MÁFI, Budapest) 419-436.
- BALKAI B. (1960): Mikrotektonikai vizsgálatok a Bükkhegység északi részében. *Földt. Közl.* 90, 120-124.
- BALLA Z. (1987): A Bükk hegység mezozoós tektonikája és kapcsolata a Nyugati-Kárpátokkal és a

- Dinaridákkal. Ált. Földt. Szemle 22, 13-48.
- BALLA Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary. *Acta Geol. Hung.* 31, 53-63.
- BALLA Z.; CSONTOS L.; HAVAS L. & HORVÁTH Á. (1987): A Lök-völgyi szinklinális. (MÁFI Évi Jel. 1985-ről) 195-207.
- BALOGH K. (1951): Hámor környékének triász rétegei. *Földt. Közl.* 81, 131-134.
- BALOGH K. (1964): A Bükk hegység földtani képződményei. (MÁFI Évkönyv 48)
- BALOGH K. (1980): A magyarországi triász korrelációja. *Ált. Földt. Szemle* 15, 1-68.
- BALOGH K. (ed.) (1991): *Szedimentológia I.* (Akadémiai Kiadó, Budapest) 373-498.
- BALOGH K.; Kőrössy L. (1974): Hungarian Midd-Mountains and adjacent areas. in: MAHEL, M. (ed.): *Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions.* (GUDS Publ. Bratislava)
- BALOGH Kad.; Árváné Sós E.; Ravaszné Baranyai L. & Ravasz Cs. (1977): A Bükkium kronológiai vizsgálata K/Ar módszeres kormeghatározásokkal. (Kut. Jel. MTA Atommag Kutató Int., Debrecen)
- BARBER, D.J. (1985): Dislocations and microstructures. In: Preferred orientation in deformed metals and rocks: in: WENK, H.R. (ed.) *An introduction to modern texture analysis* (Academic Press, Orlando) 149-182.
- BARBER, D.J.; HEARD, H.C. & WENK, H.R. (1981): Deformation of dolomite single crystals from 20-800°C. *Phys.Chem. Minerals* 7, 271-286.
- BATHURST, R.G. (1958): Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestone, Liverpool, Manchester. *J. Geol.* 2, 11-36.
- BATHURST, R.G. (1971): *Carbonate sediments and their diagenesis.* (Elsevier, Amsterdam)
- BÉRCZI I.; HÁMOR G.; JÁMBOR Á. & SZENTGYÖRGYI K. (1988): Neogene sedimentation in Hungary. In Royden, L.H. & Horváth F. (eds.): *The Pannonian Basin – A study in basin evolution.* AAPG Memoir, 45, 57-67.
- BÉRCZINÉ MAKK A. (1980): Az eocén-oligocén határképződmények a Bükkalján. *Őslénytani viták* 25, 125-141.
- BÉRCZINÉ MAKK A. & PELIKÁN P. (1984): Jura képződmények a Bükk-hegységből. (Földt. Int. Évi Jel. 1982. évről) 137-166.
- BERNER R.A. & MORSE, J.W. (1974): Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water IV. theory of calcite dissolution. *Am. J. Sci.* 274, 108-134.
- BESTMANN, M.; KUNZE, K. & MATTHEWS, A. (2000): Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece: microstructural and textural fabrics and their kinematic significance. *J. Struct. Geol.* 22, 1789-1807.
- BESTMANN, M. & PRIOR, D.J. (2003): Intragranular dynamic recrystallization in naturally deformed calcite marble: diffusion accommodated grain boundary sliding as a result of subgrain rotation recrystallization. *J. Struct. Geol.* 25, 1597-1613.
- BODZIONY, J.; MLINARCZUK, M. & RATAJCZAK, T. (1993:) Identification of trans- and intercrystalline image of the fracture surfaces of rock specimens. *Acta Stereologica* 12, 229- 234.
- BREZSNYÁNSZKY K.; HAAS J. (1984): A szenon Nyekézsenyi Konglomerátum formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai vizsgálata. *Földt. Közl.* 114, 81-100.
- BURKHARD, M. (1986): Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques). *Rev. Géol. Géogr. phys.* 27 281-301.

- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclog. Geol. Helv.* 81 63-114.
- BURKHARD, M. (1990): Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350°C). in: KNIPE, R.J. & RUTTER, E.H. (eds.) *Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 54, 241-257.
- BURKHARD, M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Struct. Geol.* 15, 351-368.
- BURKHARD, M. & KALKREUTH, W. (1989): Coalification in the northern Wildhorn Nappe and adjacent units, Western Switzerland, Implications for tectonic burial histories. *Int. J. Coal Geol.* 11, 47-74.
- CASEY, M.; KUNZE, K. & OLGAARD, D.L. (1998): Texture of Solnhofen limestone deformed to high strains in torsion. *J. Struct. Geol.* 20, 255-267.
- CHILLINGAR, G.V.; LARSEN, G.V. (eds.) (1967): *Diagenesis in sediments.* (Elsevier, Amsterdam) 179-332.
- CSÁSZÁR G.; HAAS J.; HALMAI J.; HÁMOR G. & KORPÁS L. (1982): A közép és fiatal alpi tektonikai fázisok szerepe Magyarország földtani fejlődéstörténetében. (MÁFI Évi Jel. 1980-ról) 509-516.
- CSONTOS L. (1988): A Bükk hegység földtani vizsgálata. (Kand. Ért. Lille - Budapest)
- CSONTOS L. (1998): Szerkezeti földtan. (Eötvös Kiadó, Budapest)
- CSONTOS L. (1999): A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. *Földt. Közl.* 129, 611-653.
- CSONTOS L. (2000): A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése *Földt. Közl.* 130, 95-131.
- CSONTOS L.; BALLA Z.; HAVAS L. & HORVÁTH Á. (1987): A tarkói fennsíkperem- és előtér (Délnyugat-Bükk) geológiája. (ELGI Évi Jel. 1985-ről) 37-51.
- CSONTOS L., DOSZTÁLY L. & PELIKÁN P. (1991): Radioláriák a Bükk hegységből. (MÁFI Évi Jel. az 1989. évről) 357-382.
- DE BRESSER, J.H.P. & SPIERS, C.J. (1997): Strength characteristics of the r, f and c slip systems in calcite. *Tectonophys.* 272, 1-23.
- DUNKL I.; ÁRKAI P.; BALOGH KAD.; CSONTOS L. & NAGY G. (1994): A hőttörténet modellezése fission track adatok felhasználásával - a Bükk hegység kiemelkedéstörténete. *Földt. Közl.* 124, 1-24.
- EGERER F. & KERTÉSZ P. (1994): Bevezetés a közetfizikába. (Akadémiai Kiadó, Budapest)
- EISENLOHR, L.; METEVA, K.; GABROVSEK, F. & DREYBRODT, W. (1999) The inhibiting action of intrinsic impurities in natural calcium carbonate minerals to their dissolution kinetics in aquarous H₂O-CO₂ solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 989-1001.
- EVANS, M.A. & DUNNE, W.M. (1991): Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, Central Appalachians, USA. *J. Struct. Geol.* 13, 21-35.
- EVANS, M.A.; LEWCHUK, M.T. & ELMORE, R.D. (2003): Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *J. Struct. Geol.* 25, 1525-1549.
- FERRILL, D.A. (1991): Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *J. Struct. Geol.* 13, 667-675.
- FERRILL, D.A. (1998): Critical re-evaluation of differential stress estimates from calcite twins in coarse-grained limestone. *Tectonophys.* 285, 77-86.
- FODOR L. (1988): Többfázisú redőképződés a Bükkben a Nagy-Ökrös környékén. *Földt. Közl.* 118,

147-162.

- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivisions of limestone types. In: Classification of carbonate rocks Am. Soc. Petrol. Geologists, Mem. 1, 62-84.
- FORIÁN-SZABÓ, M. & CSONTOS, L. (2002): Tectonic structure of the Kisfennsík area (Bükk Mountains, NE Hungary). *Geologica Carpathica* 53, 223-234.
- FREY, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. *Sedimentology* 15, 261-280.
- FÜLÖP J. (1989): Bevezetés Magyarország geológiájába. (Akadémiai Kiadó, Budapest) 191-200.
- FÜLÖP J. (1990): Magyarország litosztratigráfiai formációi. (MÁFI kiadvány, Budapest)
- FÜLÖP J. (1994): Magyarország geológiája; Paleozoikum II. (Akadémiai Kiadó, Budapest)
- GABROVSEK, F.; MENNE, B. & DREYBRODT, W. (2000): A model of early evolution of karst conduits affected by subterranean CO₂ sources. *Environmental Geology* 39, 531-543.
- GARCIA-VALLÉS, M.; URZI, C. & VENDRELL-SAZ, M. (2002): Weathering processes on the rock surface in natural outcrops: the case of an ancient marble quarry (Belevi, Turkey). *Environmental Geology*, 41, 889-897.
- GATTER I. 1984: A karbonátos kőzetek érkítöltéseinek és a barlangok hévizes kiválásainak folyadékzárvány-vizsgálata. *Karszt és Barlang*, 9-18.
- GERSTENHAUER, A. & PFEIFFER, D. (1966) Beiträge zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen. Abhngl. zur Karst- u. Höhlenkunde, Heft 2. München
- GREGG, J.M. & SHELTON, K.L. (1990): Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis Formations. *J. sedim. Petrol.* 60, 549-562.
- GROSHONG, R.H. (1972): Strain calculated from twinning in calcite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 2025-2038.
- GROSHONG, R.H. (1974): Experimental test of least-squares strain gauge calculation using twinned calcite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 85, 1855-1864.
- GROSHONG, R.H. (1975): Strain fractures, and pressure solution in natural single layer folds. *Bull. Geol. Soc. Am.* 86, 1363-1376.
- GROSHONG, R.H. (1988): Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1329-1360.
- GROSHONG, R.H.; PFIFFNER, O.A. & PRINGLE, L.R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of Eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *J. Struct. Geol.* 6, 5-18.
- GUÉGEN, Y. & PALCIAUSKAS, V. (1994): Introduction to the physics of rocks (Princeton University Press, Princeton, 1994)
- GYALOG L. (ed.) (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. (MÁFI, Budapest, 1996)
- HAAS J. (1987): Position of the Transdanubian Central Range structural unit in the Alpine evolution phase. *Acta geol. Hung.* 30, 243-256.
- HAAS J. (ed.) (1993): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei: triász. (MÁFI, Budapest)
- HAAS, J.; KOVÁCS S.; KRYSZTYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian – Triassic facies zones in terrane reconstruction in the Alpine-North Pannonian domain. *Tectonophysics*. 242, 19-40.
- HEARD, H.C. (1963): Effects of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule

- marble. *J. Geol.* 71, 162-195.
- HEARD, H.C. & RALEIGH, B. (1972): Steady-state flow in marble at 500 to 800 °C. *Bull. Soc. Am. Geol.* 83, 935-956.
- HEVESI A. (1986): Rombarlangok a Bükkben. *NME Közl. I. Bányászat.* 167-179.
- HEVESI A. (1990): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődése, különös tekintettel a karsztosodásra. (Miskolc, Magyar Földrajzi Társaság)
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája: a karsztfejlődés variációi. (Akadémiai Kiadó, Budapest) 68-73.
- JAMISON, W.R. & SPANG, J.H. (1976): Use of calcite twin lamellae to infer differential stress. *Bull. Geol. Soc. Am.* 87, 868-872.
- KERN, H. & WENK, H.R. (1983) Calcite texture development in experimentally induced ductile shear zones. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 231-236.
- KHAZANEHDARI, J.; RUTTER, E.H.; CASEY, M. & BURLINI, I. (1998): The role of crystallographic fabric in the generation of seismic anisotropy and reflectivity of high strain zones in calcite rocks. *J. Struct. Geol.* 20, 293.
- KOVÁCS S. (1986): Conodonta-biosztratigráfiai és mikrofácies vizsgálatok a Rudabányai-hegység ÉK-i részén. (MÁFI Évi Jel. 1984 évről) 193-244.
- KOVÁCS S. (1987): Olisztosztrómák és egyéb, víz alatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozoikumban. *Földt. Közl.* 117, 101-119.
- KOVÁCS S. (1998): Az észak-magyarországi triász képződmények rétegtana. in: BÉRCZI I & JÁMBOR Á. (eds.) Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. (MOL-MÁFI, Budapest) 245-251.
- KOVÁCS S.; KOZUR, H. & MOCK, R. (1983): A szendrő-upponyi és a bükki paleozoikum kapcsolata az új mikropaleontológiai vizsgálatok tükrében. (MÁFI Évi Jel. 1981-ről) 155-175.
- KOVÁCS S. & ÁRKAI P. (1989): A Conodonta és mészkő-szöveti elváltozások jelentősége a diagenézis és a regionális dinamotermális metamorfózis határának felismerésében, Aggtelek-Rudabányai-hegységi példák alapján. (MÁFI Évi Jel. 1987 évről) 215-235.
- KOVÁCS S.; HAAS J.; CSÁSZÁR G.; SZEDERKÉNYI T.; BUDA GY. & NAGYMAROSI A. (2000): Tectonostratigraphic terranes in the Pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. *Acta Geol. Hung.* 43, 225-328.
- KOZÁK M.; MCINTOSH R. & PÜSPÖKI Z. (2002): Structural development outline of the Bükk Mountains reflecting recent regional studies. *Geologica Carpathica Special CD issue.*
- KUNZE, K.; ADAMS, B.L.; HEIDELBACH, F. & WENK, H.R. (1994): Orientation imaging microscopy of calcite rocks. In BUNGE, H.J.; SIEGESMUND, S.; SKROTZKI, W. & WEBER, K. (eds.) *Textures of geological materials* (DGM Informationsgesellschaft, Oberunsell)
- LACZÓ I. (1984): A magyarországi triász képződmények vitrinitreflexió (R0%) értékei és földtani jelentőségük. (MÁFI Évi Jel. 1982. évről) 403-416.
- LACOMBE, O. & LAURENT, P. (1996): Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples: preliminary results. *Tectonophys.* 255, 189-202.
- LÁNG S.; MIHÁLTZ I-NÉ & VITÁLIS GY. (1970): A miskolctapolcai Nagykőmázsa dolináinak morfológiai és földtani vizsgálata. *Földrajzi értesítő XIX,* 77-85.
- LEISS, B. & WEISS, T. (2000): Fabric anisotropy and its influence on physical weathering of different

- types of Carrara marbles. *J. Struct. Geol.* 22, 1737-1745.
- LEISS, B. & ULLEMEYER, K. (1999): Texture characterisation of carbonate rocks and some implications for the modelling of physical anisotropies, derived from idealized texture types. *Z. dt. geol. Ges.* 150, 259-274.
- LELKES-FELVÁRI, GY.; ÁRKAI, P.; SASSI, F.P. & BALOGH KAD. (1996): Main features of the regional metamorphic events in Hungary: a review. *Geologica Carpathica* 44, 257-270.
- LESS Gy. (1991): A Bükk felső-oligocén nagy foraminiferái. (MÁFI Évi Jelentés 1989-ről) 400-465.
- LESS Gy. (2002): A Bükkhegység földtani viszonyai. (Kézirat, Miskolci Egyetem)
- MÁDAI F. (1995): Deformációs jelenségek vizsgálata Kelet-bükki karbonátkőzetek ásványszemcséiben. *Földt. Közl.* 125, 67-88.
- MÁDAI F. (2001): Digitális képelemzés ásvány- és kőzettani alkalmazása in GÁCSI Z. (ed.) *Sztereológia és képelemzés (egyetemi tankönyv, Well-Press Kiadó, Miskolc)*. 253-256.
- MÁRTON E. & FODOR L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data – a case study from North Hungary. *Tectonophys.* 242, 99-114.
- MERRIMAN, R.J. & KEMP, S.J. (1997): Correlating clay mineral reaction progress with organic maturity indicators. Conference on clay mineral evolution, basin maturity and mudrock properties, Keyworth, Nottingham <http://www.geol.uni-erlangen.de/vlgm/bib/nottingham/020.html>
- MOSAR, J. (1989): Déformation interne dans les Préalpes Médiannes (Suisse). *Eclog. Geol. Helv.* 82, 756-794
- MORSE, J.W. (1983): The kinetics of calcium carbonate dissolution and precipitation. in: REEDER R.J. (ed.) *Reviews in mineralogy vol. 11: Carbonates (Min. Soc. Am.)* 227-264.
- NÉMETH N. & MÁDAI F. (2003): Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben I. *Földt. Közl. megjelenés alatt*
- PARK, W.C. & SCHOT, E.H. (1968): Stylolitization in carbonate rocks. In MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G.M. (eds.): *Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe*.
- PASCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. (1998): *Microtectonics (Springer, Heidelberg)*
- PATTERSON, M.S. & WEISS, L.E. (1961): Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72, 841-882.
- PELIKÁN P. (1999): A Felsőtárkány-7. fúrás (Bükk hg.) és környezetének triász-júra képződményei. *Földt. Közl.* 129, 593-609.
- PELIKÁN P. (ed.) (2002a): A Bükk hegység földtani térképe 1:100 000 (MÁFI, Budapest, 2002)
- PELIKÁN P. (2002b): Fejlődéstörténet I. Szerkezetfejlődés. in: BARÁZ Cs. (ed.) *A Bükki Nemzeti Park. (Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger)*
- PIFFNER, O.A. (1982): Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. *J. Struct. Geol.* 4, 429-442.
- PIFFNER, O.A. & RAMSAY, J.G. (1982): Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks. *J. Geophys. Res.* 87, 311-321.
- PIERI, M.; BURLINI, L.; KUNZE, K.; STRETTON, I. & OLGAARD, D.L. (2001): Rheological and microstructural evolution of Carrara marble with high shear strain: results from high temperature torsion experiments. *J. Struct. Geol.* 23, 1393-1413.
- PIERI, M.; KUNZE, K.; BURLINI, L.; STRETTON, I., OLGAARD, D.L.; BURG, J.-P. & WENK H.R. (2001): Texture development of calcite by deformation and dynamoc recrystallization at 1000 K during

- torsion experiments of marble to large strains. *Tectonophys.* 330, 119-140.
- PLUMMER, L.N. & WIGLEY, T.M.L. (1976): The dissolution of calcite in CO₂-saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure. *Geochim & Cosmochim. Acta.* 40, 191-202
- PROHÁSZKA J. (2001): A fémek és ötvözetek mechanikai tulajdonságai. (Műegyetemi Kiadó, Budapest)
- RENARD, F.; GRATIER, J.P. & JAMTVEIT, B. (2000): Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution and compaction around active faults. *J. Struct. Geol.* 22, 1395-1407.
- RENARD, F. Pressure solution: a mechanism of viscous deformation in rocks. <http://www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/users/fRENARD/PresSol.html>
- RENARD, F. Water film at grain contacts. <http://www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/users/fRENARD/WaterFilm.html>
- RÉTI T. & CZINEGE I. (1987): Simple computerised methods for evaluation of orientation in digitised microscopic images. *Acta Stereol.* 6, 579-584.
- RICKARD, D. & SJÖNBERG, E.L. (1983): Mixed kinetic control of calcite dissolution rates. *Am. J. Sci.* 283, 815-830.
- ROWE, K.J. & RUTTER, E.H. (1990): Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *J. Struc. Geol.* 12, 1-7.
- RUTTER, E.H. (1974): The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. *Tectonophys.* 22, 311-334.
- RUTTER, E.H. (1998): Use of extension testing to investigate the influence of finite strain on the rheological behaviour of marble. *J. Struct. Geol.* 20, 243-254.
- SADEK GHABRIAL, D.; ÁRKAI, P. & NAGY G. (1996): Alpine polyphase metamorphism of the ophiolitic Szarvaskő complex, Bükk Mountains, Hungary. *Acta. Mineral. Petr. Szeged*, XXXVII., 99-128.
- SANDER, B. (1930): *Gefügekunde der Gesteine.* (Springer, Vienna)
- SASSI, F.P.; SCOLARI, A. (1974): The b₀ value of the potassium white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.* 45, 143-152.
- SCHMID, S.M.; BOLAND, J.N. & PATERSON, M.S. (1977): Superplastic flow in finegrained limestone. *Tectonophys.* 43, 257-291.
- SCHMID, S.M.; PATERSON, M.S. & BOLAND, J.N. (1980): High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophys.* 65, 245-280.
- SCHMID, S.M. (1982): Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their application to studies in the field. (*Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zürich N.F.*) 241-255.
- SCHMID, S.M., PANOZZO, R. & BAUER, S. (1987) Simple shear experiments on calcite rock: rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.* 9, 747-778.
- SCHOTT, J.; BRANTLEY, S.; CRERAR, D; GUY, C.; BORCSIK, M. & WILLAIME, C. (1989): Dissolution kinetics of strained calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 373-382.
- SCHRÉTER Z. (1954): A Bükk-hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai. *Hidr. Közl.* 34, 225-267.
- SERESNÉ HARTAI É. (1983): Néhány újabb savanyú piroklasztikum előfordulás a Bükk hegységben. *Földt. Közl.* 113, 302-312.

- SIBLEY, D.F. & GREGG, J.M. (1987): Classification of dolomite rock textures. *J. sedim. Petrol.* 57, 967-675.
- SIMIGIAN, S. & STARKEY, J. (1986): Automated grain shape analysis. *J. Struc. Geol.* 8, 589-592.
- SÁSDI L. (2003): A Bükk-hegység karsztjának fejlődéstörténete a krétától napjainkig.
<http://www.mafi.hu/terkepezes/sasdi/Bukkggeom.html>
- SOMOSVÁRI Zs. (1987): Geomechanika I. (egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest), 163-180.
- SZOLDÁN Zs. (1999): Middle Triassic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts. NE Hungary. *Acta Miner. Petr. Szegediensis*, 31, 25-42.
- TURNER, F.J.; GRIGGS, D.T. & HEARD, H.C. (1954): Experimental deformation on calcite crystals. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65, 886-934.
- TURNER, F.J. & OROZCO, M. (1976): Crystal bending in metamorphic calcite and its relations to associated twinning. *Contr. Miner. Petrol.* 57, 83-97.
- TWISS, R.J. (1977) Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pageoph.* 115, 227-244.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. (1993): *Structural Geology* (Freeman & Co., New York)
- VELLEDITS F. (1999): A triász zátonyok fejlődésének áttekintése. *Földt. Közl.* 129, 249-265.
- VELLEDITS F.; BÉRCZINÉ MAKK A. & PIROS O. (1999): A kistenyés Mészke (Bükk hegység) fácies és kora. *Földt. Közl.* 129, 573-592.
- WALLACHER L. (1982): Szilárd-összeálló kőzetestek földtani-petrográfiai minősítésének alkalmazása a területfelhasználást megalapozó földtani térképezésnél. (Kézirat, Miskolc)
- WALLACHER L. (1989): Üledékes kőzetek és kőzetalkotó ásványaik (egyetemi jegyzet, Miskolci Egyetem, Miskolc)
- WALTER, L.M. & MOORSE, J.W. (1984): Reactive surface area of skeletal carbonates during dissolution: effect of grain size. *J. Sedim. Petrol.* 54, 1081-1090.
- WEBER, J.C.; FERRILL, D.A. & RODEN-TICE, M.K. (2001): Calcite and quartz microstructural geothermometry of low-grade metasedimentary rocks, Northern Range, Trinidad. *J. Struc. Geol.* 23, 93-112.
- WENK, H.R.; VENKITASUBRAMANYAN, C.S.; BAKER, D.W. & TURNER, F.J. (1973): Preferred orientation in experimentally deformed limestone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 81-114.
- WENK, H.R.; BARBER, D.J. & REEDER, R.J. (1983): Microstructures in carbonates. In: REEDER, R.J. (ed.) *Carbonates: Mineralogy and chemistry. Reviews in mineralogy* 11. (Min. Soc. Am.) 301-394.
- WENK, H.R.; TAKESHITA, T.; BECHLER, E.; ERSKINE, B.G. & MATTHIES, S. (1987): Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. *J. Struc. Geol.* 9, 731-745.
- WINKLER, H.G.F. (1965): *Die Genese der metamorphen Gesteine.* (Springer, Heidelberg) 237-253
- WHITTEN, E.H.T. (1966): *Structural geology of folded rocks.* (Rand McNally, Chicago, 1966)
- ZAIHUA, L. & DREYBRODT, W. (1997): Dissolution kinetics of calcium carbonate minerals in H₂O-CO₂ solutions in turbulent flow: the role of diffusion boundary layer and the slow reaction H₂O+CO₂=H⁺ + HCO₃⁻. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 61, 2879-2889
- ZELENKA T.; BAKSA Cs.; BALLA Z.; FÖLDESSY J. & JÁRÁNYI-FÖLDESSY K. (1983): Mezozoos ösföldrajzi határ-e a Darnó-vonal? *Földt. Közl.* 113, 27-37

1. melléklet. Fogalomtár, a dolgozatban használt, a magyar földtani szakirodalomban nem, vagy ritkán használt fogalmak rövid magyarázata. Első megjelenésüket a szövegben ☐ jel mutatja.

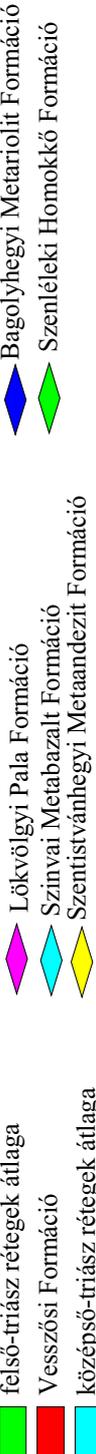
- **aggradációs neomorfózis** – szemcsenövekedéssel járó neomorfózis. A neomorfózist Folk (1965) vezette be minden olyan átalakulásra, ahol az egyes szemcsék kémiai összetétele az átalakulás során gyakorlatilag nem változik. Olyan esetben alkalmazható, ha nem állapítható meg az átalakulás mechanizmusa (inverzió, átkristályosodás).
- **apatit fission track** – hasadvány nyom meghatározás, 200 °C alatti hőmérsékletű események datálására használható módszer. Lényege, hogy egy ásványszemcsében az urán hasadásával képződő roncsolódások sűrűségét viszonyítják az urán koncentrációjához. Fontos, az ún. záródási hőmérséklet, mely azt az értéket jelöli, amely alatt az ásványban a radioaktív bomlástermékek felhalmozódása zavartalan. Az apatit záródási hőmérséklete 100-110°C, az ún. részleges nyomstabilitási zóna viszont 60-125 °C. A nyomok hosszúságának eloszlása (a nyomrövidülés jellege) rögzíti a hőtörténet jellegét (DUNLK *et al.* 1994).
- **a-tengely szerinti rendezettség** – (*a*-axis fibre type) olyan kitüntetett kristályszerkezeti irányítottság, ahol a szemcsék többségének egyik kristálytani *a*-tengelye egy irányba rendezett
- **cirkon fission track** – hasadvány nyom meghatározás, 200 °C alatti hőmérsékletű események datálására használható módszer. Lényege, hogy egy ásványszemcsében az urán hasadásával képződő roncsolódások sűrűségét viszonyítják az urán koncentrációjához. Fontos, az ún. záródási hőmérséklet, mely azt az értéket jelöli, amely alatt az ásványban a radioaktív bomlástermékek felhalmozódása zavartalan. A cirkon záródási hőmérséklete 175-225°C (DUNLK *et al.* 1994).
- **c-tengely szerinti rendezettség** – (*c*-axis fibre type) olyan kitüntetett kristályszerkezeti irányítottság, ahol a szemcsék többségének kristálytani *c*-tengelye párhuzamos
- **gazdakristály** – (host) az ikresedett szemcse eredeti kristályszerkezeti pozícióval rendelkező része
- **homológ hőmérséklet** – az olvadásponthoz viszonyított hőmérséklet. A karbonátközeteknél a 0,5 homológ hőmérsékletet 500°C körülnek vehetjük.
- **hidraulikus törés (hydrofracturing)**: A pórusfolyadék nyomásnövekedése által előidézett törés; az olajiparban használatos a fűrészap nyomásának emelésével a kutak környezetének a porozitásának a megnövelésére.
- **ikresedési gyakoriság** – (twinning incidence) az iresedett szemcsék aránya az összes figyelembe vehető szemcséhez képest (ROWE & RUTTER 1990)
- **inkrementális megnyúlás** - a hosszváltozás idő szerinti deriváltja a deformáció során
- **inkrementális nyírási alakváltozás** – a nyírási alakváltozás idő szerinti deriváltja a deformáció során
- **inverz pólusábra** – egy közetminta a kiválasztott felületéről készített röntgendiffrakciós felvétel megfelelő kalcit rácssíkjaik intenzitását hasonlítjuk össze egy izotróp mintáról készült felvétel ugyanezen rácssíkjaik intenzitásával. A relatív intenzitásértékeket sztereografikus projekcióban ábrázoljuk. A kalcit ditrigonális szimmetriájából következően elegendő a sztereografikus projekciónak csak egyhatodnyi köríkkét ábrázolni. Az inverz pólusábra azt mutatja, hogy a makroszkópos szöveti jellemzőkkel definiált (pl. $S_{||}$), vizsgált közetlap a rajta lévő kalcitkristályok mely rácssíkjaival párhuzamos. Ha a minta nem rendelkezik kristályszerkezeti irányítottsággal, akkor az inverz pólusábra homogén.
- **kompromisszumos határfelület** – nyomási oldódás során a két szemcse között kialakult hullámos, egyenetlen határfelület
- **kőzettömb** – itt a Kertész Pál által definiált (kőzetfizikai értelmű) fogalmat értem: " a kőzettestet tagoló felületek által közrefogott kőzetegység a kőzettömb" (ASSZONYI *et al.* 1980).
- **mag és burok szerkezet** – (core and mantle structure) durvakristályos szemcsehalmaz erősebb képlékeny deformációja során a szemcsék szegélyén átkristályosodással kialakuló aprószemcsés halmaz (burok), mely a nagyméretű szemcséket (mag) veszi körbe.
- **newtoni folyadék** - olyan folyadék, amelynek a viszkozitása állandó nyomás és hőmérséklet mellett a nyírási sebességtől függetlenül állandó, és egy egyparaméteres reológiai modell segítségével leírható
- **nyírási alakváltozás** – (shear strain): az alakváltozáson átmenő testben a kezdetben merőleges egyenesek (anyagi vonalak) között az alakváltozás során kialakult szögtorzulás (a 90 foktól való eltérés) tangense.
- **nyírószalag** – kisléptékű (mm-dm mérettartományba eső) nyírási zóna, melyben valamely, a nyírás síkjával szöget bezáró foliáció ehhez a síkhoz hajlik, és azt inflexióval metszi.
- **szubszemcse képződés** – (subgrain formation) egy deformált szemcse felaprózódása újonnan képződött szemcsehatárok kialakulása nélkül. Az egyes szubszemcsék kristályszerkezeti irányítottsága kissé eltérő. Leggyakoribb példái a metamorf eredetű polikristályos kvarc- és kalcium-szemcsék.

2. melléklet. A kezdeti metamorfózis során a metamorf fok meghatározására alkalmazott kategóriák és módszerek összefoglaló táblázata Merriman & Kemp (1997), Árkai *et al.* (2002), Evans & Dunne (1991), Groshong *et al.* (1984) adatai alapján

T (°C)	Rmax%	Ro%	Metamorf fok	Metamorf fáciesek (metavulkanitokban)	Metamorf zóna (KI alapján) és nyomástörténet (b0 alapján)	Szerves anyag kategóriák	Szénülés	CAI	Durvaszemcsés mészkő deformációja alakváltozás / rövidülés %	Domináns deformációs mechanizmusok	ikertag vastagság (µm)
100-123		0,5	Diagenézis	zeolit f.	Diagenetikus illit Kübler-index zóna KI > 0,42°	metángáz	szub-bitumenes	> 3	TG 30%	sztilolitok, repedéskitöltés	≤1 µm
						Diagenézis	Diagenézis				bitumenes
220		2,0	Igen kismetamorfózis	prehnit-pumpellyit f.	0,42° Anchizóna KI = 0,25° – 0,42°	kőolaj	szemi-antracit	> 4	TG 15%	sztilolitok, repedéskitöltés	1,5 - 2,5 µm
						Katagenézis	Katagenézis				antracit
~270		3,5	Kismetamorfózis	pumpellyit-aktinolit f.	0,25° Epizóna KI < 0,25°	nedves földgáz	antracit	> 5,5	TG 4,6%	nyomási oldódás, szemcsehatár csúszás, dinamikus átkristályosodás	3 - 6 µm
						Metagenézis	Metagenézis				meta-antracit
300		4,5	Kismetamorfózis	prehnit-aktinolit f.	0,25° Epizóna KI < 0,25°	szárazgáz	meta-antracit	> 5,5	TG 0%	szemcsehatár csúszás, dinamikus átkristályosodás	3 - 6 µm
						Epimetamorf	Epimetamorf				meta-antracit

2b. melléklet. A metamorf fok meghatározására vonatkozó adatok összefoglalása a Keleti-Bükkben Árkai (1973, 1983), Laczó (1984) adatai, valamint a jelen dolgozat mészköszöveti vizsgálatai alapján

T (°C)	Rmax%	Ro%	Metamorf fok	Metamorf fázisok (metavulkanitokban)	Metamorf zóna (KI alapján) és nyomástartomány (b0 alapján)	Szerves anyag kategóriák	Szénülítés	CAI	Durvaszemcsés mészko deformációja alakváltozás / rövidülés %				
									TG	ikr.	IG	Domináns deformációs mechanizmusok	
100-123		0,5	Diagenézis	zeolit f.	Diagenetikus illit Kübler-index zóna KI > 0,42°	Diagenézis	szub-bitumenes	> 3	30%	$\gamma \sim 0,25$ 2,4%	0%	szitolitok, repedéskitöltés	≤1 μm
220		1,0	Igen kisfokú metamorfózis	prehnit-pumpellyit f.	0,42°	Katagenézis	bitumenes	> 4	15%	$\gamma \sim 0,3$ 5%	0%	832 110; 383; 395	1,5 - 2,5 μm
~270	3,5 4,0	3,0 3,5	Igen kisfokú metamorfózis	prehnit-pumpellyit f. pumpellyit-aktinolit f.	Anchizón KI = 0,25° - 42°	Metagenézis	szemi-antracit	> 4	4,6%	$\gamma \sim 1,$ 5%	3,8%	108; 1274; 592; 593 1861 109; 106; 111 761; 1273; 438	deformálatlan ikrek 1274 3 - 6 μm 868
300	6,0	4,0	Kisfokú metamorfózis	zöldpala f. kékpala f.	Epizóna KI = 0,25°	Epimetamorf	meta-antracit	> 5,5	0%	$\gamma > 2$ 4,6%	>50%	868; 1228; 1294; 1239 1045; 116 1139, 1275, 1272 szemcsenatarcsuszas, 1161, 1101, 1042 átkristályosodás	hajlított ikrek 1239 1228; 1045 1294 1290; 861; 1101 1263; 824; 1275 1139; 1161 1085



4. melléklet. A kvantitatív szövetvizsgálatra kijelölt metszetek jellemzése és a vizsgált szöveti paraméterek összesítése. A minták az irányítottsági index (g) szerinti csökkenő sorrendben szerepelnek.

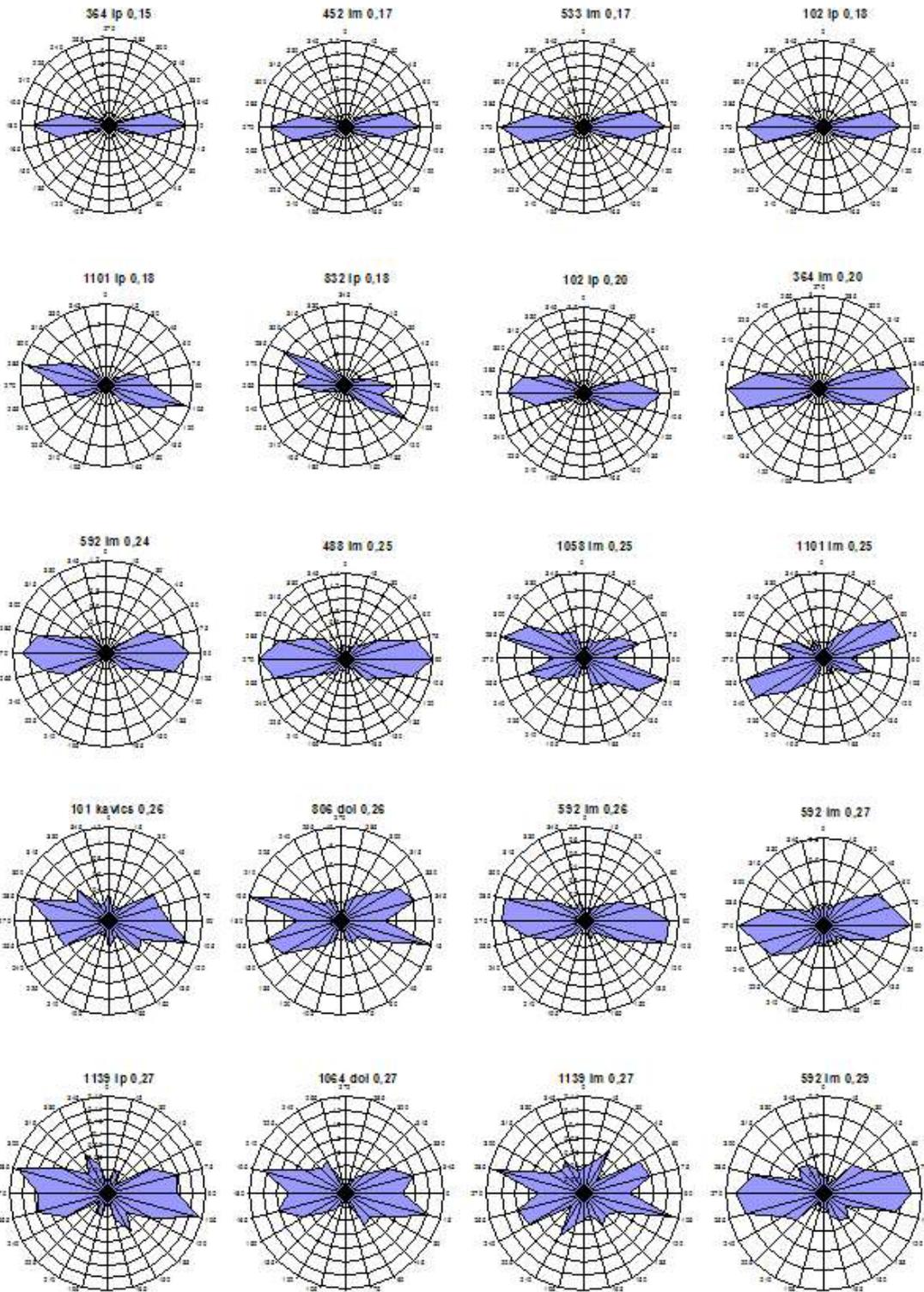
<i>mint a-szám</i>	<i>minta lelőhelye</i>	<i>a mátrix anyaga</i>	<i>a metszet pozíciója</i>	<i>vizuális irányítottság</i>	<i>szemcse-méret (μm)</i>	<i>lapultság g</i>	<i>irányítottsági index (g)</i>	<i>hiba (%)</i>	<i>rózsadiagram</i>	<i>szemcsehatár egyenetlenség</i>
1101 lp	Ablakoskővölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő	S _b L metszet	erős	14,15	2,60	0,804	0,72	két irány	kisimult
832 lp	Vesszősi F., Vesszős-völgyi feltáró út alsó szakasza	Préselt mikrokristályos mészkő	S _b L metszet	igen erős	18,94	2,45	0,801	0,87	egy irány	kisimult
1139 lp	Ablakoskővölgyi F., A Hámori tó oldalában, a műút mentén,	Mikrokristályos mészkő	S _b L metszet	erős	19,87	2,33	0,797	0,01	két irány	enyhén kisimult
533 lm	Bükkfennsíki mészkő F., Nagy-Som-hegy oldala	Mikrokristályos mészkő	S _b L _⊥ metszet	erős	16,74	1,87	0,770	0,94	egy irány	egyenetlen
102 lp	Bükkfennsíki Mészkő F., Teber-tető	Erősen préselt, palás, mikrokristályos mészkő	S _b L metszet	erős	19,93	1,97	0,762	6,95	egy irány	egyenetlen
108 lp	Vesszősi F., a Vesszősi feltáró úton a kanyarhoz közel	Mikrokristályos mészkő	S _b L metszet	igen erős	14,66	2,31	0,759	3,43	egy irány	kisimult
364 lp	Felsőtárkányi Mészkő F., Oroszkút-völgy	Mikrokristályos mészkő	S _b L metszet	erős	12,00	2,30	0,756	1,13	egy irány	enyhén kisimult
1058 lm	Vesszősi F., Vesszős-völgyi feltáró út alsó szakasza	Lemezes, mikrokristályos mészkő agyaglemezekkel	S _b L _⊥ metszet	erős	16,25	1,85	0,746	3,11	két irány	kisimult
992 lm	Ablakoskővölgyi F., Alsó Sebesvíz Ny-i oldal, feltáróút mentén	Préselt, mikrokristályos mészkő	S _b L _⊥ metszet	közepes	12,77	1,73	0,739	3,84	több irány	enyhén kisimult
937 lm	Ablakoskővölgyi F., A Lencsés oldalán a Hámori tó felső vége felett	Milonitos mikrokristályos mészkő	S _b L _⊥ metszet	erős	21,47	2,21	0,739	6,00	két irány	enyhén kisimult
1101 lm	Ablakoskővölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő	S _b L _⊥ metszet	erős	14,67	2,08	0,739	1,40	egy irány	kisimult
951 lm	Ablakoskővölgyi F., a Lencsés oldalán a Hámori tó felső vége felett	Erősen préselt mikrokristályos mészkő	S _b L45° metszet	erős	18,89	2,03	0,736	1,30	több irány	erősen kisimult
976 lm	Ablakoskővölgyi F., Alsó Sebesvíz K-i oldal, feltáróút mentén	Mikrokristályos mészkő	S _b L _⊥ metszet	erős	10,53	1,69	0,729	4,00	több irány	egyenetlen
1238 lm	Vesszősi F., Vaskapu, Fényes-tetőtől 450m NyDny	Milonitos mikrokristályos mészkő	S _b L _⊥ metszet	gyenge	7,52	1,88	0,710	2,35	több irány	egyenetlen
101 kavic s	Bükkfennsíki Mészkő F., Galuzsnya-tető széle	Mészkőbreccsa középszemcsés szövetű mészkőkavicsokkal	közéltető leg S _b L _⊥ metszet	erős	21,12	1,82	708	0,83	több irány	egyenetlen
991 lm	Ablakoskővölgyi F., Alsó Sebesvíz Ny-i oldal, feltáróút mentén	Mikrokristályos mészkő	S _b L _⊥ metszet	erős	14,79	2,12	0,705	5,03	több irány	egyenetlen

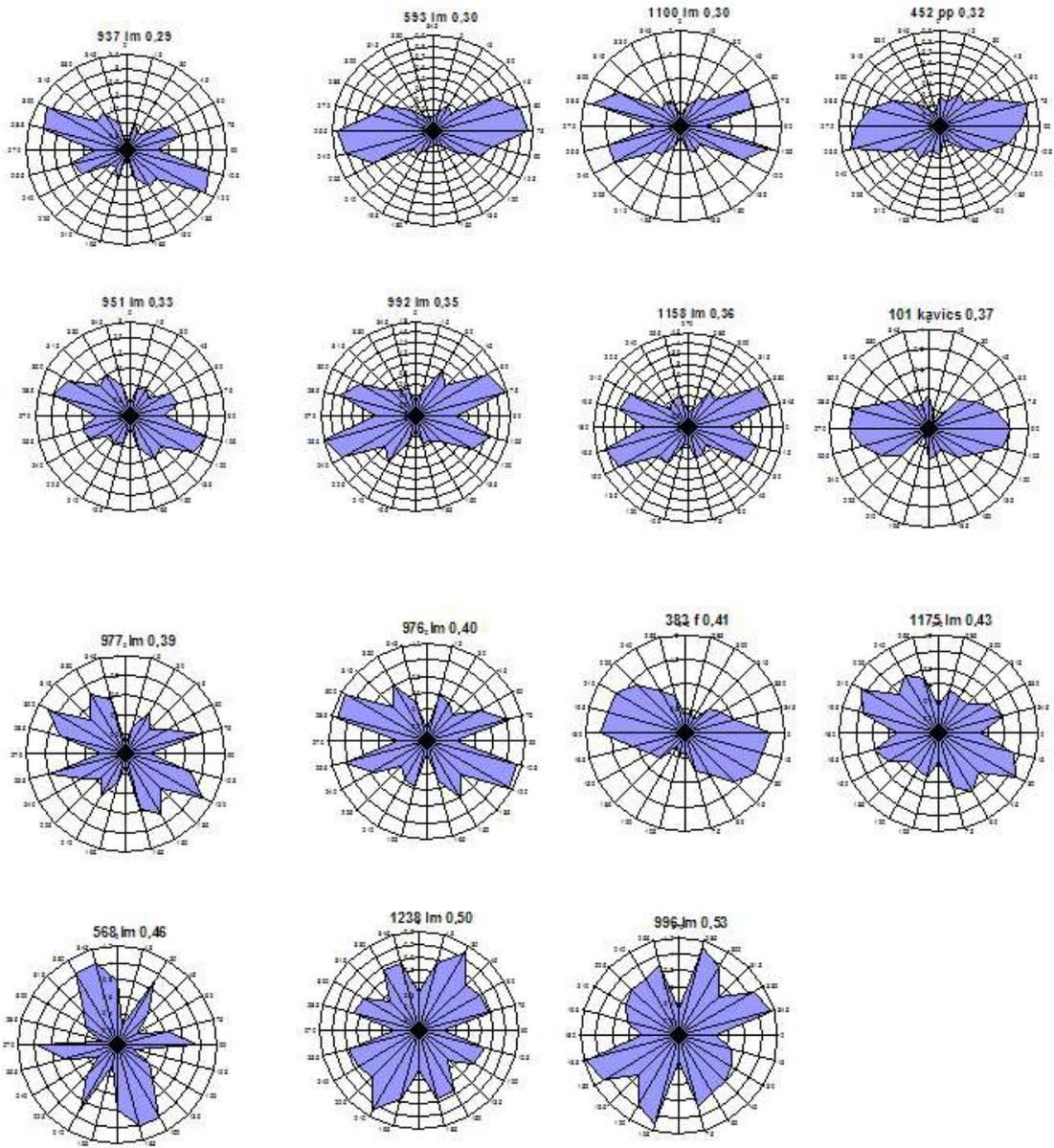
1100 lm	Ablakoskővölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos préselt mészkő	S _b L _b metszet	erős	12,06	2,0 1	0,701	1,60	két irány	kisimult
977 lm	Ablakoskővölgyi F., Alsó Sebesvíz K-i oldal, feltáróút mentén	Mikrokristályos mészkő	S _b L _b metszet	erős	8,66	1,7 5	0,697	6,16	több irány	egyenetle n
1005 lm	Ablakoskővölgyi F., Ómassa előtt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő	S _b L _b metszet	erős	5,68	2,0 4	0,694	2,76	több irány	egyenetle n
105 lp	Felsőtárkányi Mészkő F., Nagy-dél oldalában erdészeti út kezdete a műútról nyílóan	Mikrokristályos tűzköves mészkő	S _b L metszet	közepes	13,78	1,9 1	0,691	3,59	egy irány	kisimult
1175 lm	Ablakoskővölgyi F., Lillafüred, az alsó alagúttól lejjebb a műút mentén	Dolomitos mészkő	S _b L _b metszet	gyenge	9,17	1,9 2	0,683	0,06	több irány	enyhén kisimult
1139 lm	Ablakoskővölgyi F., A Hámori tó oldalában, a műút mentén	Mikrokristályos mészkő	S _b L _b metszet	erős	19,19	2,0 7	0,681	4,92	több irány	enyhén kisimult
105 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Nagy-dél oldalában erdészeti út kezdete a műútról nyílóan	Mikrokristályos tűzköves mészkő	S _b L _b metszet	erős	15,44	1,8 4	0,679	1,00	egy irány	kisimult
592 lm	Bükkfennsík Mészkő F., Kőlyuk-galya és Teber-tető között	Mikrokristályos mészkő	S _b L _b metszet	közepes	11,14	1,6 4	0,664	0,48	két irány	enyhén kisimult
101 kavic s	Bükkfennsík Mészkő F., Galuzsnya-tető széle	Mészkőbreccsa középszemcsés szövetű mészkőkavicsokkal	közelítő leg S _b L _b metszet	erős	21,15	1,8 2	0,636	1,44	két irány	egyenetle n
996 lm	Ablakoskővölgyi F., Alsó Sebesvíz Ny-i oldal, feltáróút mentén	Mikrokristályos, milonitos mészkő	S _b L _b metszet	erős	13,28	1,6 0	0,626	2,02	több irány	enyhén kisimult
452 lm	Bükkfennsík Mészkő F., Messzelátó-hegy gerincén	Mikrokristályos mészkő	S _b L _b metszet	közepes	16,31	1,7 7	0,618	0,11	egy irány	kisimult
488 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Bükkszentkeresztől DK-re, Lőrinc-hegy oldalában	Mikrokristályos tűzköves mészkő	S _b L _b metszet	erős	10,57	1,7 9	0,618	2,76	egy irány	egyenetle n
110 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Csanyik völgybe vezető műút mentén	Igen finomszemű tűzköves mészkő	S _b L _b metszet	közepes	7,74	1,7 1	0,600	7,61	egy irány	egyenetle n
364 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Oroszkút-völgy	Mikrokristályos tűzköves mészkő	S _b L _b metszet	közepes	14,70	1,9 6	0,564	0,02	egy irány	kisimult
593 lm	Bükkfennsík Mészkő F., Kőlyuk-galya és Teber-tető között	Mikrokristályos mészkő	S _b L _b metszet	gyenge	13,91	1,6 1	0,560	1,57	két irány	kisimult
106 lm	Fehérkői Mészkő F., Lillafüredi felső alagútnál	Középszemcsés kristályos mészkő	S _b L _b metszet	erős	37,94	1,6 5	0,533	0,31	egy irány	kisimult
114 lm	Bükkfennsík Mészkő F., Kisgyőri kőfejtő	Mikrokristályos, milonitos mészkő	S _b L _b metszet	közepes	10,99	1,6 1	0,506	6,14	egy irány	egyenetle n
568 lm	Bükkfennsík Mészkő F., Messzelátó-hegy Ny-i oldala	Középszemcsés kristályos mészkő	S _b L _b metszet	gyenge	10,44	1,5 6	0,487	5,70	több irány	egyenetle n
101 mx	Bükkfennsík Mészkő F., Galuzsnya-tető széle	Mészkőbreccsa középszemcsés szövetű mészkőkavicsokkal	? (breccs a mátrix)	gyenge	14,15	1,4 1	0,461	2,66	több irány	egyenetle n

109 lm	Nagyvisnyói Mésző F., Pisztrángosnál a műút mellett	Középszemcsés kristályos mésző	$S_b L_b$ metszet	közepes	34,21	1,7 2	0,456	16,7 8	két irány	kisimult
452 pp	Bükkfennsíki Mésző F., Messzelátó-hegy gerincén	Mikrokristályos mésző	$S_{ }$ metszet	igen gyenge	16,31	1,3 7	0,436	0,89	két irány	enyhén kisimult
395 lm	Felsőtárkányi Mésző F., erdészeti út a Száraz-Szinva oldalában	Mikrokristályos tűzköves mésző	$S_b L_b$ metszet	gyenge	12,73	1,5 4	0,353	2,33	két irány	enyhén kisimult
111 lm	Felsőtárkányi Mésző F., Kis-dél oldalában	Középszemcsés kristályos mésző	$S_b L_b$ metszet	gyenge	38,83	1,6 2	0,311	22,0 6	két irány	enyhén kisimult
383 f	Felsőtárkányi Mésző F., Oroszkút-völgy	Mikrokristályos mésző	véletlen szerű	nincs	18,70	1,4 3	0,278	1,86	több irány	egyenetle n
806	Hámori Dolomit F., Felsőhámor felett a déli oldalon	Durvaszemcsés dolo- mit	véle- tlenszer ű	nincs	64,35	1,6 5	0,263		több irány	egyenetle n
1064	Hegyesetői F., Vesszős- völgyi feltáró út alsó sza- kasza, durvaszemcsés dolo- mit	Durvaszemcsés dolo- mit	véle- tlenszer ű	nincs	89,30	1,7 6	0,271		több irány	sík lapok
1158	Hámori Dolomit F., Lil- lafüred, alsó alagútnál	Középszemcsés dolo- mit	véle- tlenszer ű	nincs	32,44	1,7 9	0,356		több irány	sík lapok

5. melléklet: A mézskömátrix irányítottági vizsgálatokhoz készült rózsadiagramok

A diagramok feletti jelölés a mintaszámot, a metszet pozícióját és a rózsadiagram rendezettségi értékét mutatja (a legkisebb értékkel a leginkább egy irányba rendezett minták rendelkeznek).

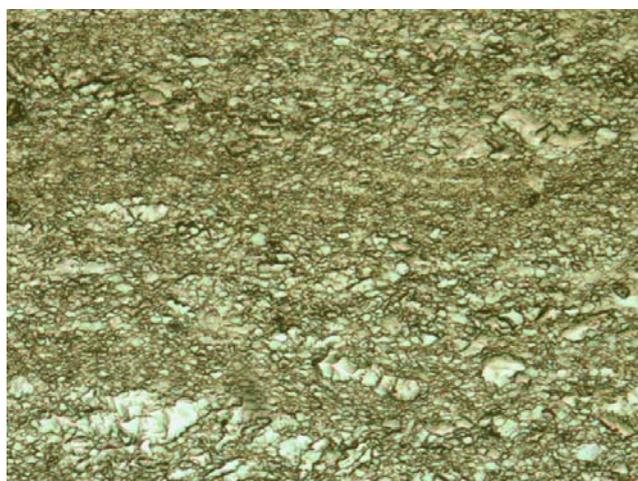




6. melléklet. A részletes műszeres vizsgálatra és oldási kísérletre kiválasztott minták ismertetése

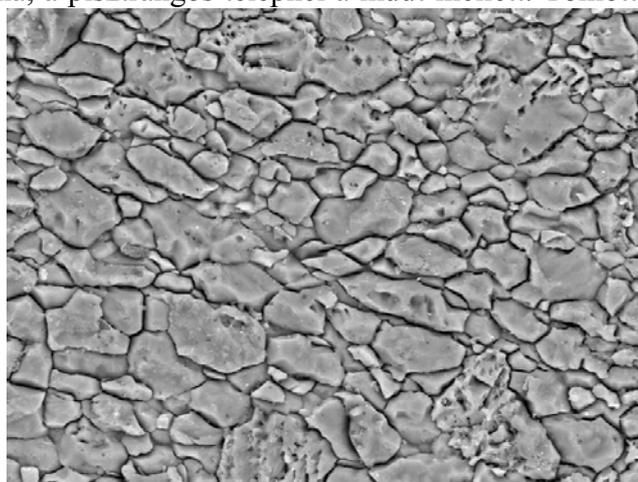
A kristályszerkezeti irányítottság (LPO) meghatározására az alábbi 8 minta esetében volt lehetőség. Ezekről a makroszerkezeti főirányok mentén az akusztikus hullámterjedési sebesség meghatározása is megtörtént. Ezekből 5 minta esetében végeztem széndioxidos oldási kísérleteket. A leírásnál a minta megnevezése után tüntettem fel az elvégzett vizsgálatok fajtáját (LPO, illetve oldás). E minták kvantitatív szöveti jellemzői az 4. sz. melékletben vastagabb keretben kiemelve szerepelnek.

114. minta: Bükkfennsíki Mészke F.; Kisgyőri kőfejtő. (LPO, oldás) Tömött, fehér, finomszemcsés mészke makroszkóposan is felismerhető irányított, foliált szövettel. A foliációval párhuzamosan sárgás- barnás mikrorétegek sorakoznak benne egymástól néhány cm távolságban. Csiszolatban a szövetet 10 μm körüli szemnagyságú, egyenetlen határfelületű mikrokristályos mátrix uralja, melyben a foliációval közel párhuzamosan durvább szemű (20-30 μm) kalcitkristályokból álló sávok úsznak. A durvább szemű sávok egymástól szétnyírt, erősen ikresedett, 50-100 μm -nyi nagy kalcitkristályokat is tartalmaznak. A sávok váltakozása miatt a minta határozott irányítottsággal rendelkezik, a szétnyírt nagyméretű kristályok miatt a szövet milonitos jellegű. A 15-20 μm -es mátrix szemcséi egyenetlen határfelületekkel illeszkednek egymáshoz. A minta határozott c -tengely szerint rendezett LPO-t mutat az inverz pólusábrák alapján, a kalcit kristálytani c -tengelyek többsége a foliációra merőlegesen áll. A foliációra merőleges és azzal párhuzamos irányokban a hullámterjedési sebesség erősen eltérő.



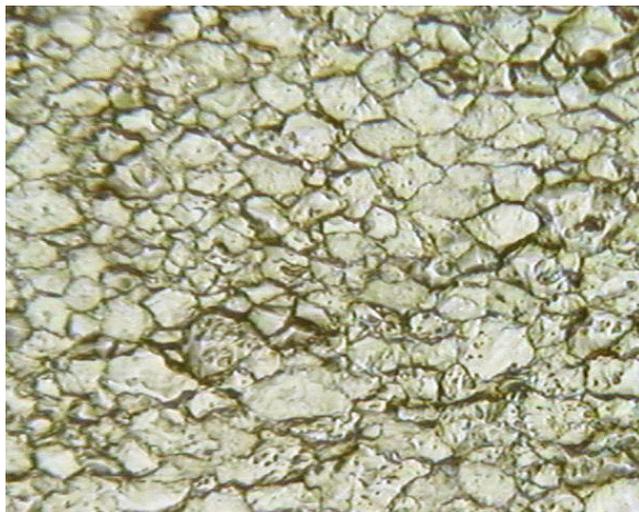
76. ábra. a 114. minta szövete (Bükkfennsíki Mészke F., Kisgyőri kőfejtő). N:50X; párhuzamos nikolok

109. minta: Nagyvisnyói Mészke F.; Középgaradna, a pisztrángos telepnél a műút mellett. Tömött, fekete bitumenes, mikrokristályos mészke, kb. 0,5-1 cm-ként sorakozó, szabálytalan lefutású, 0,3-0,5 mm vastag, fehér kalcit repedéskitöltésekkel. Mikroszkóp alatt a kőzet közepesen irányított, homogén mikropátit, az átlagos szemcseméret 25-30 μm . A szemcsehatárok többnyire határozottan kisimultak, gyakoriak a poligonális hármás illeszkedési pontok. A minta LPO-ja a -tengely szerint rendezettséghez közeli. A kőzetben 1-2 mm-es sávokban tiszta mészke és kovával keveredő mészke váltakozik egymással, a kovaanyagú szemcsék mérete megegyezik a kalcitkristályok méretével. A minta oldási maradéka 4,2%, hullámterjedési anizotrópiája a 106. mintához hasonló.



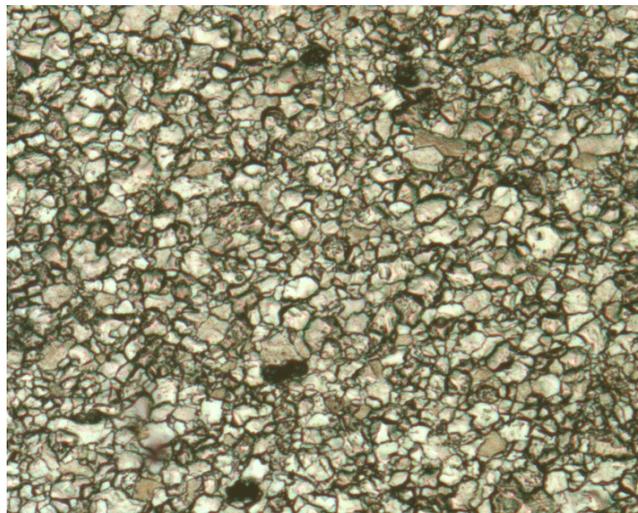
HV: 25.0 kV DET: BS Detector
Satellite ©Tescan DATE: 06/27/02
50 μm
77 ábra. A 109. minta mikrokristályos mátrixának elektronmikroszkópi képe. (ME Fém-tani Tanszék)

106. minta: Fehérkői Mészke F.; Lillafüreden a felső alagútnál. Makroszkóposan vékony fehér mállási kéreggel és középszürke friss törési felülettel rendelkező tömött, kristályos mészke. A mintát hajszálrepedések egymást keresztezve 2 irányban járnak át kb. 0,5 cm-es sűrűséggel. Az egyik repedésrendszer a foliációval párhuzamos, a másik ezzel kb. 60°-os szöveget zár be. Makroszkóposan a foliációval párhuzamosan mmnyi vastagságú sárgásbarna mikrorétegek húzódnak benne. Centiméterenként vékony, mikroszilolít felületek sorakoznak, melyek a foliációval (palásság) közel párhuzamosak. Mikroszkóp alatt a kőzet homogén pátit, a S_bL_b felületen mérsékelt szöveti irányítottság jelentkezik, a mátrix szemcséi unimodális méreteloszlásúak kb. 30-40 μm átlagos szemcsemérettel. A szemcsehatárok többnyire kisimultak. A mikrokristályos mátrix szöveti megjelenésében erősen hasonlít a 109. és a 111. mintákra. LPO-jára jellemző, hogy a szemcsék kirstálytani c -tengelye többnyire a S_bL_b síkkal párhuzamos, ezalapján a -tengely szerinti rendezettséghez közeli LPO valószínűsíthető, ahol a szemcsék többségének egyik a -tengelye a lineációval párhuzamos. Az akusztikus hullámterjedési sebesség a $L_{||}$ irányban jóval magasabb, mint az erre merőleges síkban.



78. ábra. A 106. minta szöveti képe. $N:180X$, párhuzamos nikolok.

111. minta: Felsőtárkányi Mészke F.; a Kis-dél oldalában: Tejeskávés-barna, tűzköves mészke, a tűzkövek a foliációval párhuzamosan 3-5 mm vastag sávokat, lencsékéket alkotnak. A minta intenzív mállását mutatja, hogy a mállott felületen a tűzkövlencsék 5-7 mm-re kipreparálódtak. A mészke rétegek oldási maradéka mindössze 0,3%. Makroszkóposan a foliációra merőleges metszeten a kőzet intenzív mikrorepedezettséget mutat a foliációval közel párhuzamosan. A S_bL_b felülettel párhuzamosan a mállott kőzetfelszín barázdáltsága két palásságot mutat, melyek egymással mintegy 20°-os szöveget zárnak be. Mikroszkópban a tűzkövsíkok közötti mészke homogén pátit, a S_bL_b felületen enyhén irányított, középszemű (30-40 μm) mátrixszal rendelkezik, a szemcsék döntően sík, kisimult határfelületekkel érintkeznek. Mikroszkópban két palásság

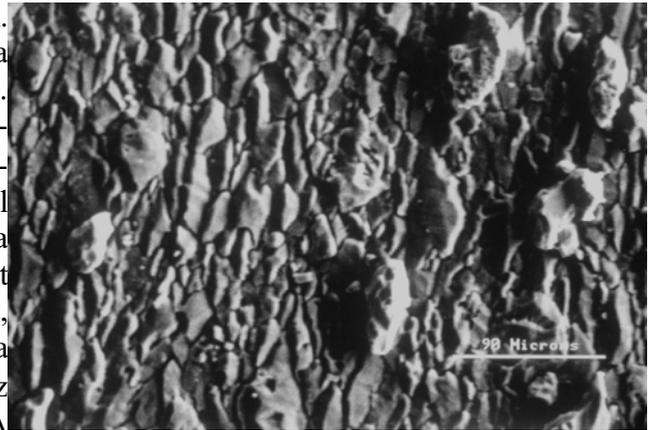


79. ábra. A 111. minta mikrokristályos mátrixának szöveti képe. $N:50X$, párhuzamos nikolok.

megjelenését a képlékenyen deformált szövetelemeken nem lehetett érzékelni, a későbbi foliáció mikrorepedésekben mutatkozik. Az SPO, szemcseméret és LPO tekintetében e minta a 106. (fehérkői) és a 109. (középgaradnai) mintákkal mutat hasonlóságot. A foliációval közel párhuzamos hajszálrepedések nagy mennyisége miatt az akusztikus hullámterjedése sebességben igen jelentős különbség adódott a foliációra merőleges és azzal párhuzamos irányok között.

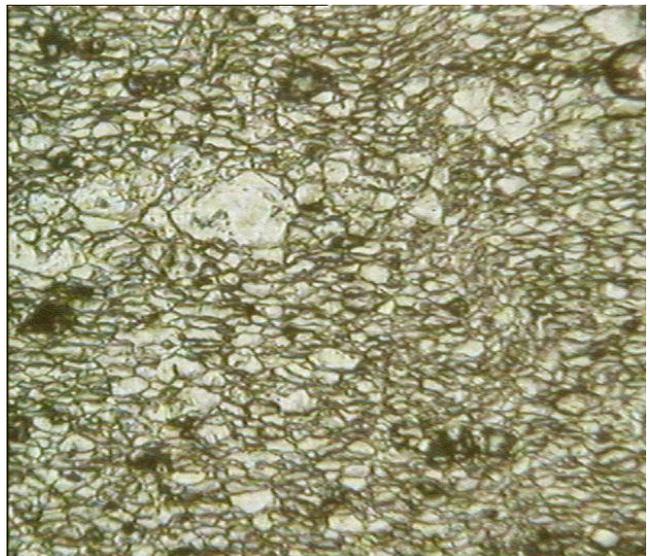
1058. minta: Vesszősi F.; a Vesszős-völgyhöz vezető erdőgazdasági út elején. Sötétszürke-fekete,

erősen foliált tűzköves mészkő. A palássággal közel párhuzamosan barnás tűzkőcsíkok, pre-metamorf karbonáttelérek roncsai sorakoznak. Mikrorepedezettség nem jellemző, a kőzet a barnás tűzkőlencsék mentén török lemezekre. Mikroszkópban a kőzet mátrixa finomszemű (15-20 μm), erős alaki irányítottság jellemzi. A kalcit-szemcsék többsége kisimult határfelületekkel érintkezik. A kriptokristályos kovaanyagú tűzkő a palássággal párhuzamosan elnyúlt lencsék formáz és zárványként kalcit romboédereket, szemcsehalmazokat foglal magába, illetve a mészkőmátrixban 30 μm körüli méretű, diszperz eloszlású szemcsékben jelentkezik. A mészkőgazdag sávokban a kalcitmátrixban 30 μm körüli méretű kovaszilánkok vannak diszperz eloszlásban. A minta oldási maradéka ennek megfelelően igen magas, 44%. Hullámterjedési sebesség tekintetében a minta közel izotróp.



80. ábra. A 1058. sz. minta elektronmikroszkópos felvétele. Akép jobboldalán erősebben kiálló szemcsék tűzkőszilánkok. N:500X

108. minta: Hegyestetői F.: a Vesszős-völgyhöz vezető erdőgazdasági úton a szerpentin kanyarhoz közel. Tömött, fekete mikrokristályos, tűzköves mészkő. A kovaanyag erősen gyűrt, szétszabdalt mikrorétegekben sorakozik, illetve mm alatti szürke, legyezőszerűen szétterülő törmelékhalmozban mutatkozik. Mikroszkópban a szövet erősen irányított, a mikrokristályos szemcsék lapultsága igen erős, a szemcsehatárok kisimultak. E mintában észleltem a $S_{\perp}L_{\perp}$ metszeten olyan krenulációs palásság megjelenését, ahol a második palásság repedészónák mentén jelentkezik, de a második palásság is duktilis alakváltozást mutat. A második palásság nagy szöget (70-80°) zár be a korábbival.



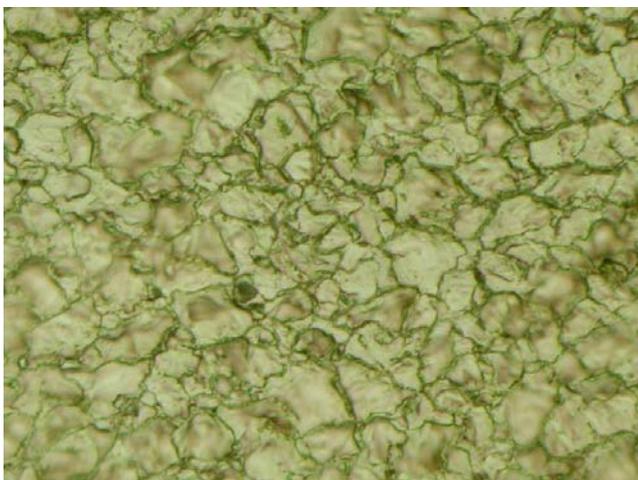
81. ábra. Krenulációs, második palásság megjelenése (a kép jobb szélén) a 108. minta irányított szövetű mikrokristályos mátrixában. N:180X, párhuzamos nikolok

110. minta; Felsőtárkányi Mészke F.; a Csanyik-völgybe vezető műút bevágásából: Rózsaszín, tűzköves, szilánkos törésű mészke 5-10 mm vastag tűzközsínókkal. A mintán egyértelmű foliáció és lineáció is kijelölhető, a foliáció párhuzamos a tűzközsínókkal. A $S_bL_{||}$ metszeten a tűzközsínók vékony vonalban mutatkoznak, a S_bL_{\perp} metszeten viszont intenzíven gyűrtek. A tűzközsínók között a mészkeanyag igen homogén, a mikrokristályos mátrix szemcsemérete igen kicsi, átlagosan 6-8 μm . A mátrix közepesen irányított a $S_bL_{||}$ metszeten, a szemcsehatárok egyenetlenek.



82. ábra. A 110.sz. minta mikrokristályos mátrixának szövete a S_bL_{\perp} metszet mentén. A szövet mérsékelt irányítottságot mutat, a szemcsehatárok hullámosak.

383. minta; Felsőtárkányi Mészke F.; az Oroszkút-völgye; Középszürke tömött mészke, melyben 2-5 cm-es darabok sztilolitok mentén hálózatosan illeszkednek egymáshoz. Makroszkóposan irányítottság nem jelölhető ki. Mikroszkópban a három egymásra merőleges metszet mindegyikén irányítatlan szövetű, egyenetlen szemcsehatárú, 20 μm körüli szemcseméretű homogén mikropátitot találtam. Szöveti és szerkezeti megjelenése alapján a minta a főpalásságot okozó deformációs fázis idején egy nagyléptékű redő forgózónájából származik.



83. ábra. A 383. minta mikrokristályos mátrixának szövete. N:250X párhuzamos nikolok

7. melléklet: Akusztikus hullámterjedési sebességek a vizsgált mintákban

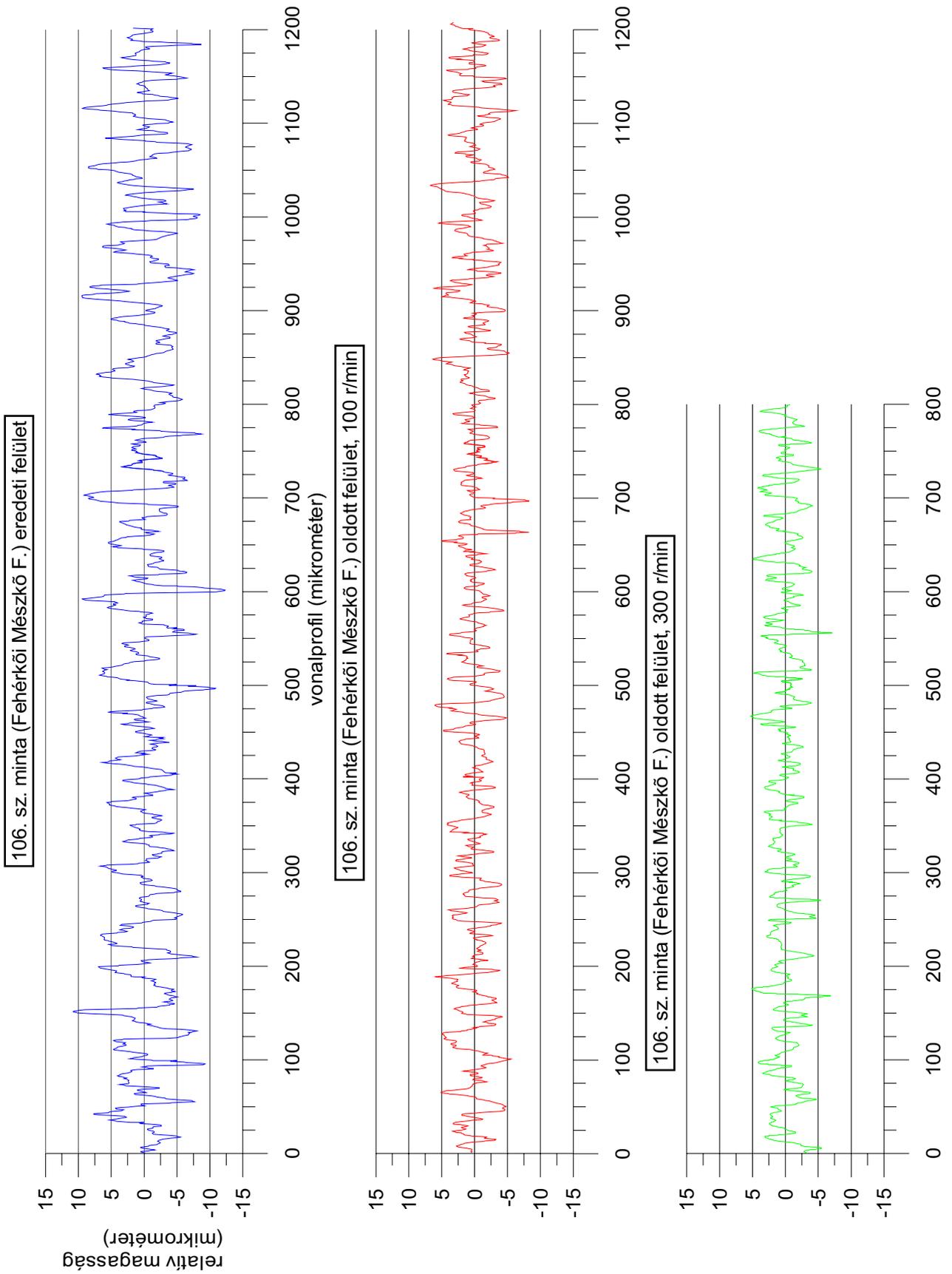
mintaszám	mérés iránya	kőzet-vastagság (mm)	beérkezési idő (μs)	terjedési sebesség v_t (m/s)	deviatórikus terjedési sebesség (m/s)
111	L	50	11	4167	761
(Kis-dél)	L _⊥	56,3	11,7	4812	1407
	S _⊥	51,5	11,4	3405	0
108	L	49,5	9,9	5000	568
(Vesszős2)	L _⊥	64,4	13,3	4842	410
	S _⊥	49,2	11,1	4432	0
110	L	43,4	8,8	4931	1895
(Csanyik)	L _⊥	53,2	10,1	5267	2230
	S _⊥	57,4	18,9	3037	0
114	L	58,1	12,4	4685	1533
(Kisgyőr)	L _⊥	40,2	9,4	4277	1125
	S _⊥	53,9	17,1	3152	0
106	L	62,5	12,4	5040	397
(Fehérkő)	L _⊥	66	11,1	5946	1302
	S _⊥	53,4	11,5	4643	0
109	L	39,2	8,8	4455	129
(Középgaradna)	L _⊥	33,2	6,3	5270	944
	S _⊥	37,2	8,6	4326	0
1058	L	40,1	8	5012	410
(Vesszős1)	L _⊥	41,4	8,2	5049	446
	S _⊥	38,2	8,3	4602	0
383	B	35,3	7,7	4584	175
(Orosz kút)	C	36,6	8,7	4207	-203
	A	34	7,71	4410	0

8. melléklet: A mészkő oldási kíséretek összefoglaló táblázata

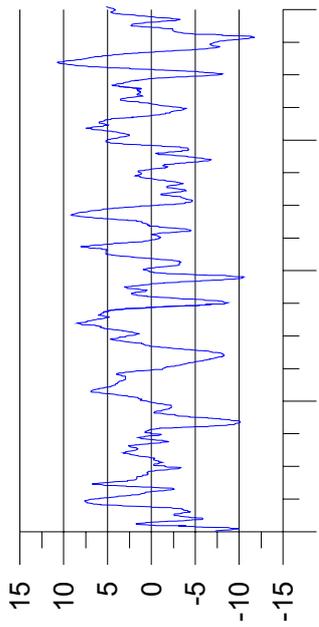
<i>Minta, fordulat (r/min)</i>	<i>idő (min)</i>	<i>pH</i>	<i>κ ($\mu\text{s/cm}$)</i>	<i>$[\text{Ca}^{2+}]$ (mmol/l)</i>	<i>R (10^{-6} mol $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$)</i>	<i>egyensúlyi P_{CO_2} (atm)</i>
106. (Fehérkő) 100 r/min	0	6,06	65,30	0,304		0,008
	20	5,57	70,78	0,334	1,75	0,009
	40	5,32	77,04	0,367	1,87	0,009
	60	5,17	80,95	0,388	1,67	0,010
	80	5,08	84,86	0,409	1,56	0,010
106. (Fehérkő) 300 r/min	0	6,05	65,30	0,304		0,008
	20	5,54	70,00	0,329	1,50	0,008
	40	5,30	75,47	0,359	1,62	0,009
	60	5,15	80,16	0,384	1,58	0,010
	80	5,10	84,86	0,409	1,56	0,011
1058. (Vesszős) 100 r/min	0	6,11	65,70	0,304		0,008
	20	5,88	69,61	0,325	1,25	0,008
	40	5,58	72,73	0,342	1,13	0,009
	60	5,38	75,47	0,357	1,04	0,009
	80	5,25	77,43	0,367	0,94	0,009
1058. (Vesszős) 300 r/min	0	6,22	65,70	0,304		0,008
	20	5,78	67,65	0,315	0,62	0,008
	40	5,50	70,39	0,330	0,75	0,008
	60	5,28	73,13	0,344	0,79	0,009
	80	5,11	75,08	0,355	0,75	0,009

109.	0	6,39	65,30	0,309		0,008
(Középgaradna)	20	5,83	69,21	0,330	1,25	0,008
100 r/min	40	5,66	72,34	0,347	1,12	0,009
	60	5,55	76,25	0,367	1,16	0,009
	80	5,47	80,16	0,388	1,18	0,010
109.	0	6,34	65,30	0,309		0,008
(Középgaradna)	20	5,72	68,04	0,324	0,87	0,008
300 r/min	40	5,55	73,52	0,353	1,31	0,009
	60	5,37	77,04	0,372	1,25	0,009
	80	5,10	78,99	0,382	1,09	0,010
114.	0	6,06	64,52	0,303		0,008
(Kisgyőr)	20	5,57	68,43	0,324	1,24	0,008
100 r/min	40	5,32	72,34	0,345	1,24	0,009
	80	5,17	80,16	0,387	1,24	0,010
114.	0	6,05	64,52	0,303		0,008
(Kisgyőr)	20	5,54	69,21	0,328	1,49	0,008
300 r/min	40	5,30	75,08	0,360	1,43	0,008
	60	5,15	80,55	0,389	1,41	0,010
	80	5,08	85,25	0,414	1,34	0,011
111.	0	6,15	65,30	0,306		0,008
(Kis-dél)	20	5,46	71,56	0,338	1,95	0,009
100 r/min	40	5,20	77,04	0,367	1,83	0,009
	60	5,10	81,34	0,389	1,67	0,010
	80	5,05	85,64	0,412	1,58	0,011
111.	0	6,02	65,30	0,306		0,008
(Kis-dél)	20	5,32	70,78	0,334	1,71	0,009
300 r/min	40	5,26	77,82	0,371	1,95	0,010
	60	5,18	82,12	0,394	1,75	0,010
	70	5,15	83,68	0,402	1,64	0,010

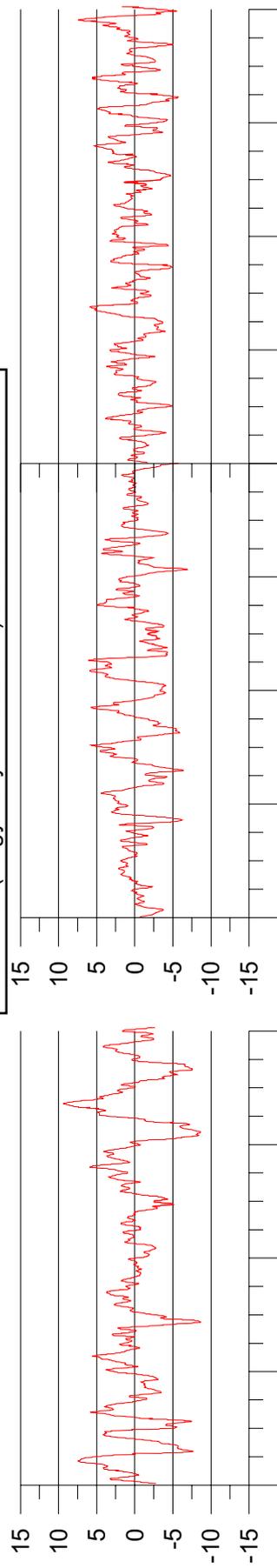
9. melléklet. A felületi érdességméréssel készült vonalprofilok



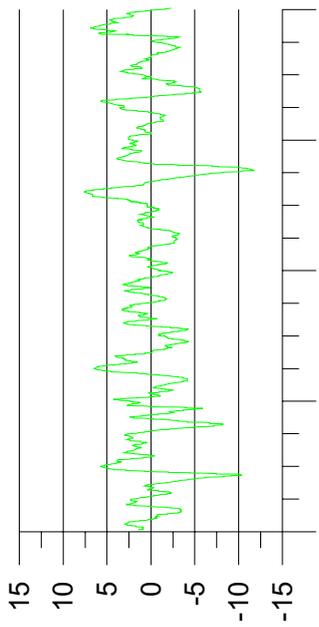
109. minta (Nagyvisnyói Mésző F.) eredeti felület



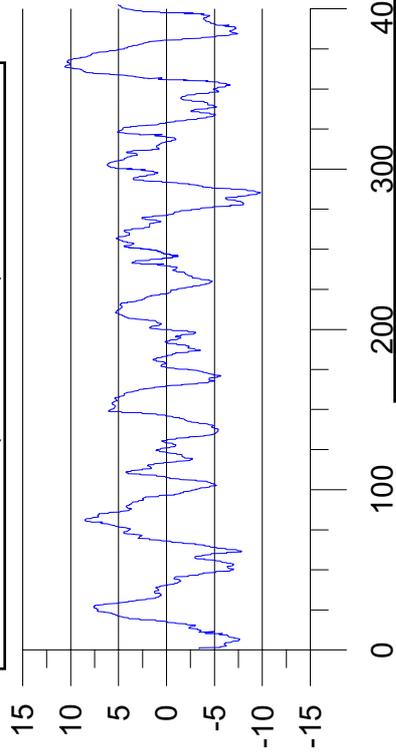
109. minta (Nagyvisnyói Mésző F.) oldott felület 100 r/min



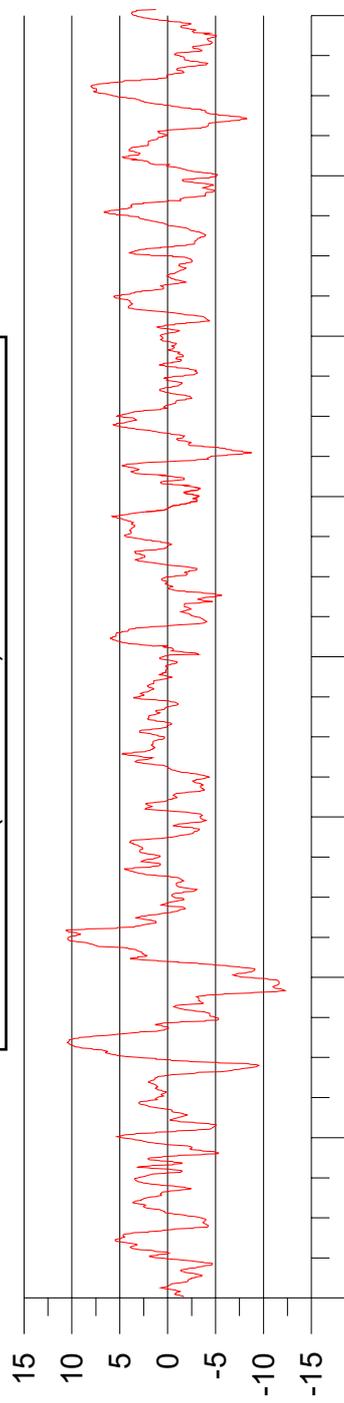
109. minta (Nagyvisnyói Mésző F.) oldott felület 300 r/min



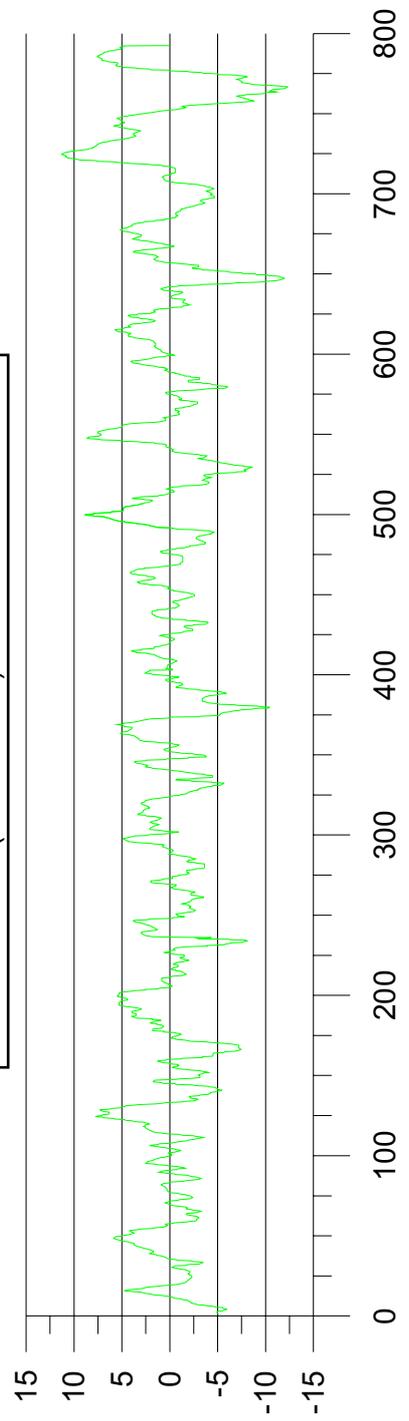
1058. sz. minta (Vesszősi F.) eredeti felület



1058. sz. minta (Vesszősi F.) oldott felület 100 r/min



1058. sz. minta (Vesszősi F.) oldott felület 300 r/min



10. melléklet: Nyírási alakváltozás mértékének meghatározására szolgáló módszer Groshong et al. (1972) szerint (Strain gauge technique)

A módszer alapja, hogy megmérjük a gazdakristály c -tengely irányát és az e $\{108\}$ ikersík lapnormálisának irányát univerzális (Fedorov) asztal segítségével, valamint az ikersűrűséget a kristályban. Egy metszeten legalább 5 kristályon végzett mérés alapján az ikresedést okozó nyírási deformáció alakváltozási együtthatói kiszámíthatók. Eredményként a deviatórikus alakváltozási tenzor együtthatóit kapjuk a csiszolat koordináta rendszeréhez viszonyítva.

Az ikresedés során egy e $\{108\}$ ikersík mentén 34.5° -os elbillenés történik a g $\langle 401 \rangle$ irányba, a nyírási alakváltozás így az ikertagok vastagságának összegével arányos. A nyírási alakváltozást egy kristályra a

$$\Gamma_{eg} = \frac{0,347}{t} \sum_{i=1}^n tw_i \quad (33)$$

egyenlet írja le, ahol Γ_{eg} a nyírási alakváltozás mértéke, tw egy ikertag vastagsága, t az ikersíkra mérőleges szemcseátmérő. A csiszolat koordinátarendszerében egy ikersorozatra (egymással párhuzamos ikersíkkal rendelkező ikrek egy szemcsében) vonatkozóan a nyírási alakváltozás a

$$\Gamma_{eg} = (l_e l_g - n_e n_g)\varepsilon_x + (m_e m_g - n_e n_g)\varepsilon_y + (l_e m_g + m_e l_g)\Gamma_{xy} + (m_e n_g + n_e m_g)\Gamma_{yz} + (n_e l_g + l_e n_g)\Gamma_{zx} \quad (34)$$

egyenlettel írható le, ahol Γ_{eg} az ikerekből mért alakváltozás egy kristályra, Γ_{xy} ; Γ_{yz} ; Γ_{zx} az alakváltozás deviatórikus nyíró-, ε_x és ε_y a normál komponensei a csiszolat x , y , z koordináta rendszerében. Az l_e , m_e , n_e és l_g , m_g , n_g tényezők az e sík normálisának és a g csúsztási irány iránykoszinuszai az x , y , z tengelyeknek megfelelően. Ezek a gazdakristály c tengelyének, és az e ikersík normálvektorának univerzális asztalon történő mérése után kaphatók meg.

Mivel térfogatváltozás a deformáció során nem lép fel, az ε_z -t az

$$\varepsilon_z = -(\varepsilon_x + \varepsilon_y) \quad (35)$$

összefüggéssel definiálhatjuk.

Öt ikersorozat megmérése után a (2) egyenletet alkalmazva felállítható egy ötismeretlenes lineáris egyenletrendszer, melynek megoldása ε_x , ε_y , Γ_{xy} , Γ_{yz} , Γ_{zx} . Az eredmény pontosítható, ha nem 5, hanem ennél több ikersorozatot mérünk, és a lineáris legkisebb négyzetek módszerét alkalmazva oldjuk meg az egyenletrendszert az

$$Y^T(\Gamma_{eg} - Y\hat{x}) = 0 \quad (36)$$

összefüggés szerint, ahol Y az együtthatók mátrixa, \hat{x} az ismeretlenek tömbje a (34) egyenletnek megfelelően.