

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi és Informatikai Kar
Geológia Tanszék

ORSZÁGOS TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI KONFERENCIA DOLGOZAT

Szerkezet- és érfejlődés az ófalui Goldgrund-völgyben:
A Juhhodályvölgyi Márvány esettanulmánya

Készítette
Szabó Döme Zsombor
Földtudomány MSc

Témavezető
Dr. Hrabovszki Ervin
Tudományos munkatárs

Szeged

2025

Tartalmi összefoglaló

A dolgozatom fő célja a *Goldgrund-völgyben* található *Juhhodályvölgyi Márvány* közettest ásványos ereinek részletes elemzése a kutatási terület földtani sajátosságainak mélyebb megértése érdekében.

Kutatásom első lépéseként Magyarország nagyobb szerkezeti egységeit mutattam be, különös hangsúlyt fektetve a *Tiszai-főegység* szerkezeti felépítésére és fejlődéstörténetére. Ennek célja, hogy betekintést nyújtsak a dolgozat tárgyát képező területről, és biztos alapot teremtsék a későbbi, részletes elemzések számára. A *Tiszai-főegység* tárgyalását követően bemutatom a *Mecsekalja-öv* jellemzőit és az ezzel szoros kapcsolatban álló *Ófalu Metamorfit Komplexum* közeteit, amelyek a kutatási terület földtani összefüggéseinek megértéséhez szintén nélkülözhetetlenek.

Az ásványos erek kialakulásának alaposabb megértése érdekében részletesen ismertettem az erek fejlődését és elrendeződését meghatározó olyan tényezőket, mint a kőzetekre ható feszültségmezők, a különböző típusú deformációs folyamatok, valamint az azok eredményeként — az érfejlődés különböző szakaszai során — létrejött mikroszkopikus szöveti paraméterek. Az irodalmi ismeretek áttekintését követően a Juhhodályvölgyi Márványból gyűjtött kőzetminták gyakorlati elemzését végeztem el, amely során makroszkópos leírást követően polarizációs és katódlumineszcens mikroszkópiát, valamint Raman mikrospektroszkópiát alkalmaztam. Ezen módszerek lehetővé tették a minták mikroszkopikus szerkezeti, szöveti jellemzőinek részletes feltárását, amelyek nélkülözhetetlenek az ásványos erek genetikájának megértéséhez.

A dolgozatban a Juhhodályvölgyi Márvány ásványos ereinek vizsgálata mellett kitértem a *Goldgrund-völgy* más földtani képződményeinek makroszkópos léptékű, terepi elemzésbe, különös tekintettel a térségben megjelenő töréses és metamorf szerkezeti elemekre. Ezen képződmények vizsgálatával a Juhhodályvölgyi Márványban megjelenő ásványos erek és a környező képződményekben fellelhető szerkezeti elemek fejlődéstörténeti összefüggéseinek feltárására törekedtem.

A kutatás legfontosabb eredményeként elkészült a Juhhodályvölgyi Márvány ásványos ereinek részletes makroszkopikus és mikroszkopikus petrográfiája. Ez a leírás nemcsak a térség geológiai ismereteit gazdagítja új adatokkal és megfigyelésekkel, hanem szilárd kiindulópontot jelenthet a jövőbeli vizsgálatok számára, amelyek tovább formálhatják Ófalu térségének petrogenetikai és tektonikai összefüggéseiről alkotott képet.

Kulcsszavak: érfejlődés, növekedési morfológia, szintaxiális erek, növekedési verseny, megnyúlt tömbös szövet, deformáció

Tartalomjegyzék

Tartalmi összefoglaló.....	1
Tartalomjegyzék	2
1. Bevezetés	3
2. Földtani háttér	4
2.1. Tiszai-főegység	4
2.2. Mecsekalja-öv – Ófalu Metamorfit Komplexum	7
3. A kőzetek alakváltozási mechanizmusai.....	10
4. A töréses alakváltozás.....	12
4.1. A törés fogalma és kritériumai	12
4.2. Töréstípusok	15
5. Az ásványos erek morfológiája és fejlődése	16
5.1. Az erek mikroszkopikus morfológiája.....	16
5.2. Az érfejlődés típusai	19
5.2.1. Szintaxiális erek.....	19
5.2.2. Antitaxiális erek.....	19
5.2.3. Megnyúlt erek.....	21
6. Alkalmazott módszerek.....	21
7. Katódlumineszcencia	22
7.1. Lumineszcencia	22
7.2. Katódlumineszcens mikroszkóp működése	23
8.Eredmények	25
8.1. A földtani képződmények orientációs adatai.....	25
8.2. A kőzetminták makroszkópos megjelenése	27
8.3. A kőzetminták mikroszkópos megjelenése	35
8.4. Vékonycsiszolatok festése és katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálata.....	44
9. Diszkusszió	46
10. Összefoglalás	53
Irodalomjegyzék	55
Köszönetnyilvánítás	58

1. Bevezetés

A dolgozatom célja egy szakirodalmi áttekintés létrehozása, amely a tektonikus erek kialakulásához vezető folyamatokat és az erek mikroszkopikus jellemzőit mutatja be. További cél a Mecsekalja-övben elhelyezkedő Ófalui Metamorfit Komplexum Juhhodályvölgyi Márvány képződményében megjelenő ásványos erek tulajdonságainak megismerése, részletes petrográfiája.

A jelenlegi OTDK-dolgozat a korábban elkészített BSc-szakedolgozatomra (SZABÓ, 2024) épül, amelyben az alapvető kutatási eredményeket és módszereket bemutattam. Az OTDK dolgozat a szakedolgozat anyagát további vizsgálati módszerekkel – például karbonátfestéssel és katódlumineszcens mikroszkópiával – egészíti ki, ezzel részletesebb és átfogóbb képet nyújtva a kutatott területről.

A kutatási terület a Dél-Dunántúlon, a Mecsek déli előterében elterülő Mecsekalja-övben helyezkedik el, amely a Tiszai-főegység Mecseki egységéhez tartozik. A Mecsekalja-öv egy keskeny, kb. 1,5 kilométer széles, ópaleozoikumi kőzeteket feltáró nyírási zóna, amely szerkezetileg Magyarország kevésbé ismert és megkutatott képződményei közé tartozik. Ezen képlékeny nyírási zóna része az Ófalui Metamorfit Komplexum, amely képződményeinek kapcsolatáról, fejlődéstörténetéről igen keveset tudunk. Az Ófalui Metamorfit Komplexum egyik litológiai egysége a Juhhodályvölgyi Márvány, amely képződmény ásványos ereinek megismerése hozzájárulhat a komplexum, de akár a Mecsekalja-öv fejlődésének megértéséhez. A Juhhodályvölgyi Márvány mellett, a komplexum más képződményeinek vizsgálatával választ kaphatunk azok genetikai kapcsolatára. A különböző képződmények térbeli helyzetének összevetésével, pl. metamorf foliációs, illetve töréses síkjaikon mért adatok alapján lehetőség nyílik a képződmények fejlődéstörténetének összehasonlítására.

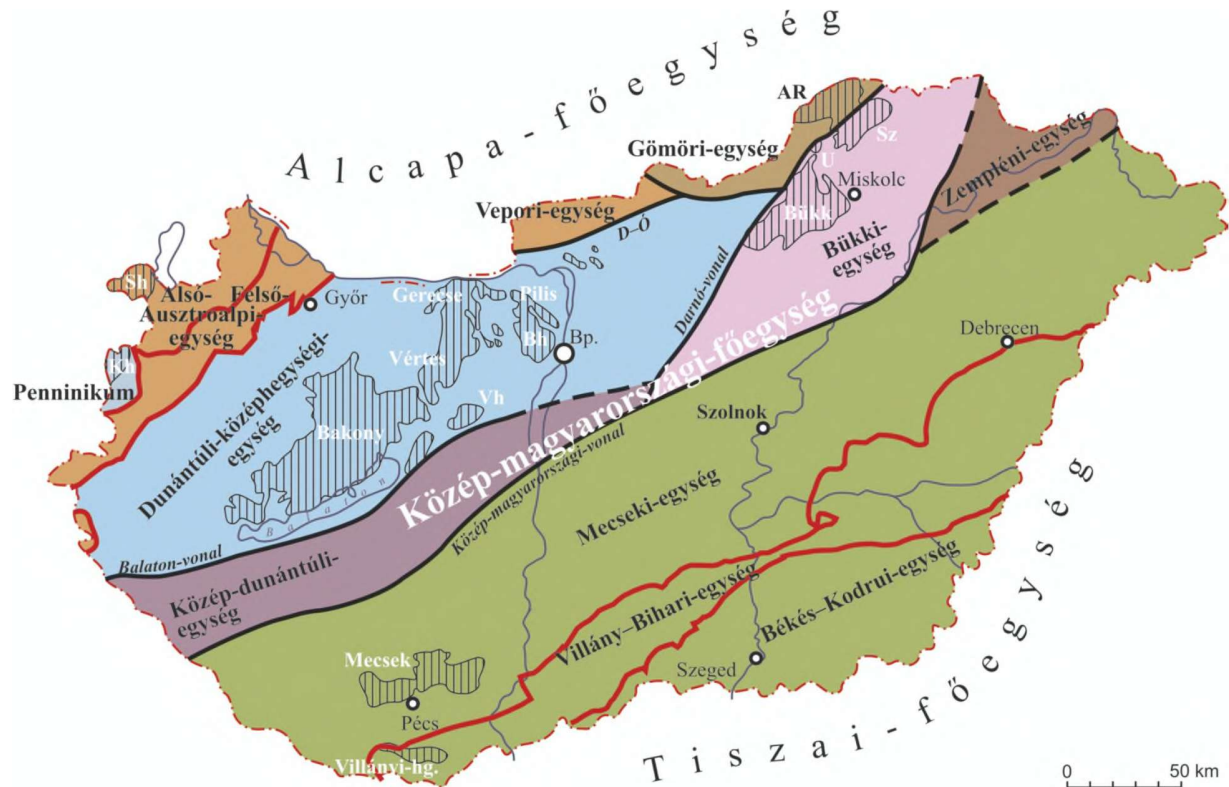
Mivel a Juhhodályvölgyi Márvány megkutatottsága az Ófalui Metamorfit Komplexum más egységeihez viszonyítva csekély, — a komplexumban található kőzettípusok közötti összefüggések feltárása érdekében — dolgozatom elkészítése során a képződmény ásványos ereinek jellemzőit tanulmányoztam.

2. Földtani háttér

E fejezet célja a dolgozat keretein belül vizsgált ásványos ereket nyújtó földtani képződmények, illetve az ezeket magukba foglaló egységek, és szerkezeti övek földtani és fejlődéstörténeti jellemzőinek tömör bemutatása.

2.1. Tiszai-főegység

Hazánk prekainozoos medencealjzata három egymástól különböző nagyszerkezeti egységre osztható fel: az Afrikai eredetű, komplex felépítésű ALCAPA-főegységre, az Európai-lemezről származó Tiszai-főegységre, továbbá az e két főegység között húzódó nyírási övezetre, a Közép-magyarországi-főegységre (1. ábra; HAAS et al., 2014; BABINSZKI et al., 2023).



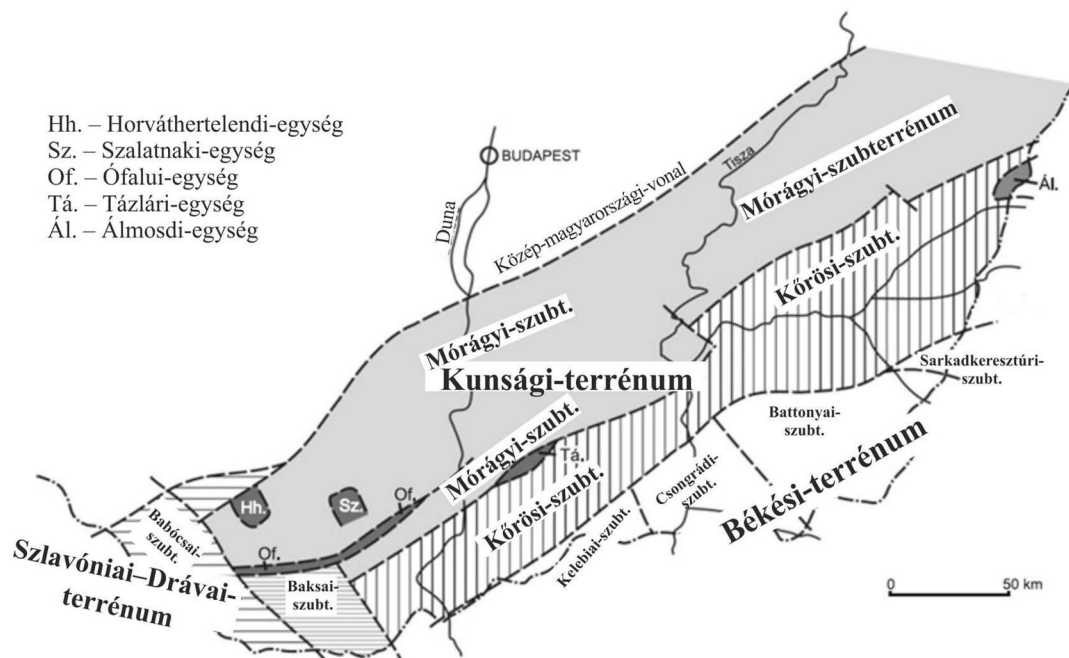
1.ábra. Magyarország prekainozoos medencealjzata. A Közép-magyarországi-főegységtől északra az ALCAPA-, míg délre a Tiszai-főegység helyezkedik el (BABINSZKI et al., 2023)

Jelmagyarázat: AR – Aggtelek–Rudabányai-hegység; D-Ó – Diósjenő–Ógyalla-vonal; Bh – Budai-hegység; Kh – Kőszegi-hegység; Sh – Soproni-hegység; Sz – Szendrői-hegység; U – Upponyi-hegység; Vh – Velencei-hegység

A Tiszai-főegység területe meghaladja a 100 ezer km²-t. Méretei miatt a Magyarországgal szomszédos keleti és déli országokba (Románia, Szerbia, Horvátország) is átnyúlik, ahol — hazánkkal ellentétben — képződményei a felszínen jelentős területen megfigyelhetők. Hazánkban

ezen kőzetek felszínén kizárólag a Villányi-hegység és a Mecsek területén jelennek meg (HARTAI 2009). A süllyedékekből és hátságokból álló Tiszai-főegység kőzetei keletkezésük idején a variszkuszi Európa déli peremén helyezkedtek el. A főegység európai földrésről történő leválása a középső-jurában (bathi) következett be (HAAS & PÉRO, 2004). Ezt követő, összetett forgó mozgása által a főegység a miocén eléjre érkezett meg mai helyzetébe. Az egységek tárgyalásánál indokolt megkülönböztetnünk két szakaszt, mivel míg a prealpi képződmények különböző eredetű, variszkuszi orogenezis során összetorlódott egységek, addig az alpi ciklus során az egységek már egységesen fejlődtek, viszont területükön különböző fáciesövezetek alakultak ki (GULÁCSI & KOROKNAI in BALLA & GYALOG 2009; HARTAI 2009).

A Tiszai-főegység prealpi, variszkuszi képződményeit fejlődéstörténetük alapján a Szlavóniai–Drávai-, a Kunsági- és a Békési-terrénumokba sorolhatjuk (pl. KOVÁCS et al., 2000; SZEDERKÉNYI et al., 2012; VARGA 2020). A terrénumok további alegységekre, azaz „szubterrénumokra” oszthatók (2. ábra):

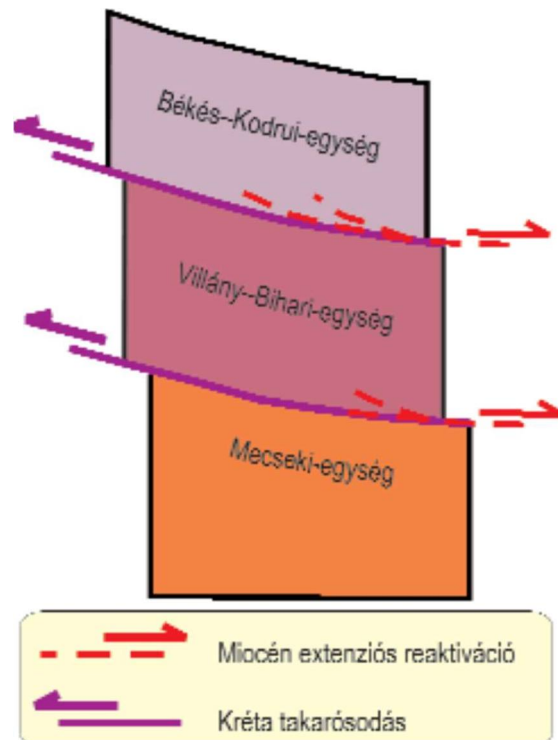


2. ábra. A Tiszai-főegység prealpi szerkezeti egységei SZEDERKÉNYI (2012) után módosítva

- | | |
|---|--|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Szlavóniai–Drávai-terrénum <ul style="list-style-type: none"> • Babócsai-szubterrénum • Baksai-szubterrénum 2. Kunsági-terrénum <ul style="list-style-type: none"> • Mórágyszi-szubterrénum • Körösi-szubterrénum | <ol style="list-style-type: none"> 3. Békési-terrénum <ul style="list-style-type: none"> • Kelebiai-szubterrénum • Csongrádi-szubterrénum • Battonyai-szubterrénum • Sarkadkeresztúri-szubterrénum |
|---|--|

A fent említett terrénumok, szubterrénumok mellett azoktól kőzettanilag és metamorf fejlődéstörténetük alapján teljesen eltérő, olyan kisebb egységek is elkülönülnek, mint a Horváthertelendi-, Szalatnaki-, Ófalui-, Tázlári- és Álmosdi-egység.

A Tiszai-egység prekainozoos aljzatát kréta időszak során létrejött takarórendszerek alkotják, amelyek a Mecseki, a Villány–Bihari, valamint a Békés–Kodru-i egység (1. és 3. ábra). Ezek a takarórendszerek a Mecsek és a Villányi-hegység kivételével csak mélyfúrások által feltárt rétegsorokból ismertek (HARTAI 2009).



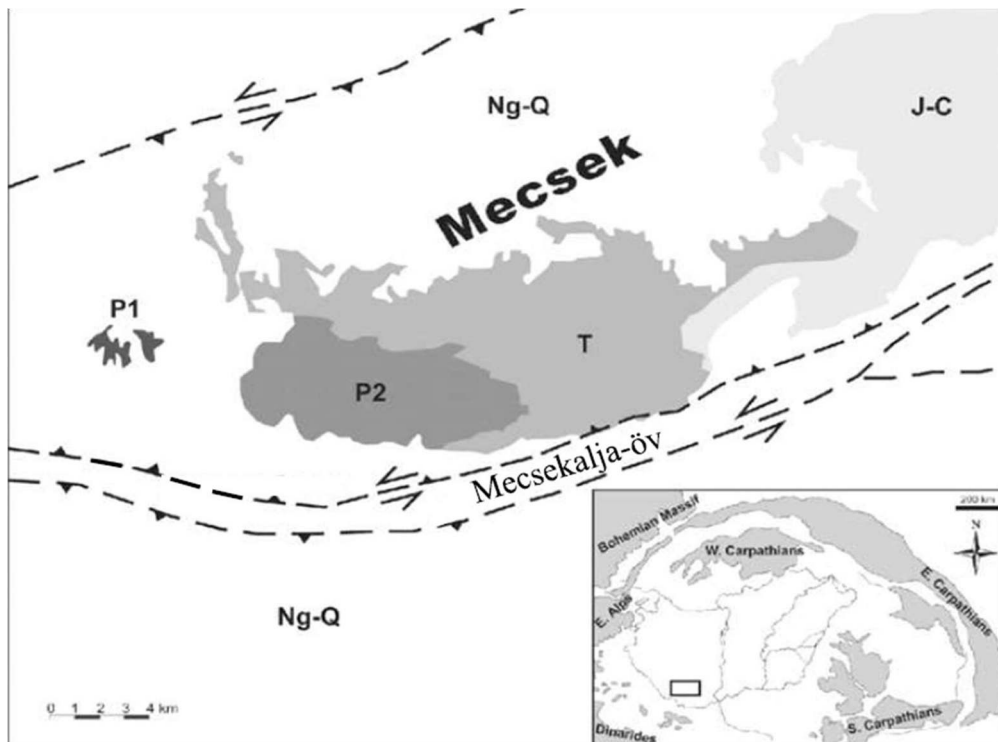
3. ábra. A Tiszai-főegység prekainozoos szerkezeti egységeinek szerkezeti modellje (HAAS et al., 2014)

Az egységeken belüli kompressziós szerkezetek túlnyomó részéhez hasonlóan (pl. a Villányi-hegység pikkelyei) a főegységet felépítő kréta takarók szintén ÉÉNy-i vergenciájúak.

A takarók tektonikai ablakok formájában bukkanak a felszínre, mint például az alsóbb helyzetű Mecseki-egység a felsőbb szerkezeti helyzetű Villány–Bihari egység alól. A mélyebb helyzetben lévő takarók exhumációjáért a Pannon-medence extenziójához kapcsolódó, neoalpi folyamatok lehetnek felelősek (HAAS et al., 2014).

2.2. Mecsekalja-öv – Ófalui Metamorfit Komplexum

A Mecsekalja-öv a Mecsek déli előterében elterülő, ópaleozoos, gyúrt és milonitosodott kőzetekből felépülő, főleg ÉNy felé dőlő, balos nyírással jellemezhető tektonikus zóna, amelynek szélessége körülbelül 1,5 km (4. ábra). A Mecsekalja-övben leírt kőzetek eredetileg különálló tektonikai és rétegtani egységekhez tartozhattak (SKULTÉTI et al., 2018).



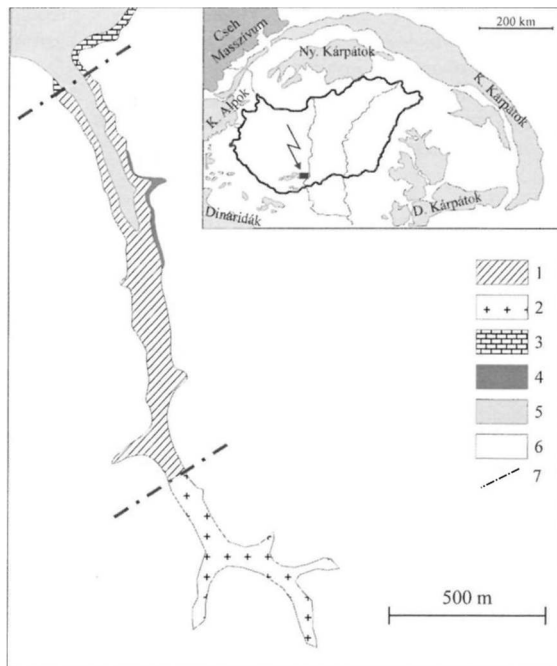
4. ábra. A Mecsekalja-öv elhelyezkedése SKULTÉTI (2018) után módosítva
Jelmagyarázat: Ng-Q – Neogén és kvarter üledékek; J-C – Jura és kréta üledékek, illetve kréta vulkanitok; T – Triász üledékek; P1 – Alsó perm homokő, konglomerátum és riolit; P2 – Felső perm homok-, és agyagkövek

Az Ófalui Metamorfit Komplexum (korábbi besorolás szerint Ófalui Formációcsoport; GULÁCSI & KOROKNAI in BALLA & GYALOG 2009) paleozoos kőzetei nagy valószínűséggel ezen képlékeny regionális nyírás zónában (Mecsekalja-öv) kerültek egymás mellé a variszkuszi ciklus fő, kora-karbon orogén fázisában (M. TÓTH et al., 2005; SKULTÉTI et al., 2018).

A Mecsekalja-övben található Ófalui Metamorfit Komplexum kőzetei részletesen a Kelet-Mecsekben elhelyezkedő Goldgrund-völgyben (5. ábra) tanulmányozhatók, ahol különböző képződmények sokasága egymás mellett, viszonylag kis területen figyelhető meg (FÜLÖP 1994). A völgyben fellelhető, egymással bonyolult szerkezeti kapcsolatban álló üledékes és magmás

protolittal rendelkező kőzetek felső zöldpala fáciesű metamorf felülbélyegzést szenvedtek intenzív gyűrődés és milonitosodás kíséretében (M. TÓTH et al., 2005; KOROKNAI & KIRÁLY 2023).

Az Ófalui Metamorfit Komplexum Pécs területén fúrásokban, a Mecsekalja-öv területén felszínen és fúrásokban egyaránt megjelenik. Határai tektonikusak, délről a Mórágai Metagránit Komplexummal érintkezik, északról pedig a fiatalabb, jura korú Vasasi Márga Formáció határolja (KOROKNAI & KIRÁLY 2023).



5. ábra. Az Ófalui-zóna fedett földtani térképe a Goldgrund-völgyben M.TÓTH (2005) után módosítva

- 1 – Ófalui Metamorfit Komplexum
- 2 – Mórágai Metagránit Komplexum
- 3 – Vasasi Márga Formáció
- 4 – pannóniai üledékek
- 5 – allúvium
- 6 – lösz
- 7 – a Mecsekalja-öv határai.

Részábra: a tanulmányozott feltárás elhelyezkedése a Pannon-medencében

Az Ófalui Metamorfit Komplexum kőzetei közül legnagyobb arányban gneisz (Studervölgyi Gneisz) és kvarcfillit (Kövespataki Kvarcfillit) van jelen a Goldgrund-völgy területén. A kvarcfillitbe tektonikusan egy annál jóval kisebb méretű serpentin test ékelődik (Aranyosvölgyi Serpentin). A gneisznél és a fillitnél kisebb mennyiségben a komplexum területén márvány (Juhhodályvölgyi Márvány), illetve amfibolit (Erdősmecskei Amfibolit) jelenik meg (HAAS et al., 2014; KOROKNAI & KIRÁLY 2023).

A Mórágai Metagránit Komplexum és a környező területek fejlődéstörténete, jelentős mértékben kihathatott az Ófalui Metamorfit Komplexum paleohidrológiai fejlődésére. A felszíni kibukkanásokban észlelhető repedésrendszerek, és a repedésekben kivált ásványok a kőzetek töréses deformációjáról, fluidummigráció-történetéről szolgáltatnak információt (DABI et al., 2009).

A komplexum fő tömegét alkotó, milonitosodott Studervölgyi Gneisz számos eltérő makroszkópos megjelenéssel rendelkezik, öt különböző típusa azonosítható a területen (BALLA &

GYALOG 2009): szemesgneisz, sávós gneisz, biotitos gneisz, fehér gneisz, illetve fillonit. Változatos megjelenése mellett a kőzet stabil ásvány paragenézissel rendelkezik (kvarc, földpát, muszkovit, biotit, $\pm$ amfibol, $\pm$ klorit). Nagy kiterjedése és bonyolult szerkezeti fejlődéstörténete következtében a gneisz és a közbetelepülő, eltérő összetételű kőzetblokkok kapcsolata igen bizonytalan (GULÁCSI & KOROKNAI in BALLA & GYALOG 2009; KOROKNAI & KIRÁLY 2023).

Az Ófalui Metamorfit Komplexumba sorolt Kövespataki Kvarcfillit két kőzettípusa különíthető el makroszkóposan (GULÁCSI & KOROKNAI in BALLA & GYALOG 2009). Kvarcfillitet és finomszemű, kvarcszegény fillitet különítettek el a területen. A Kövespataki Kvarcfillit általánosan finomszemű, zöldesszürke gyúrt kvarcfillit formájában jelenik meg, amely gyakran krenulációs klivázs szerkezetet mutat (GULÁCSI & KOROKNAI in BALLA & GYALOG 2009; KOROKNAI & KIRÁLY 2023).

A gneiszbe települő Juhhodályvölgyi Márvány több, egymástól eltérő terepi változata is felfedezhető. A barnásszürke–szürke megjelenésű finom- és középszemcsés márvány sok esetben sávós szerkezettel fordul elő. A márvány cipollino formájában is megjelenik, amelyben a különböző csillámok és klorit részaránya igen magas. Ezen felül a márványban egy igen ritka kőzettípus, erlán is előfordul, amely egy jellegzetes ásvány paragenézissel rendelkező (karbonát, kvarc, földpát, gránát, zoisit–epidot, $\pm$ amfibol, $\pm$ biotit), regionális metamorf mészsilikátos kőzettípus (KOROKNAI & KIRÁLY 2023). A Juhhodályvölgyi Márványt egy devon mészkő metamorf változataként azonosították Kovács Sándor által leírt conodonták alapján (SKULTÉTI et al., 2018).

A gneisz, fillit, márvány hármas mellett a völgy területén az Erdősmeckei Amfibolit és az Aranyosvölgyi Szerpentin is fordul elő. Az amfibolit sávós, gyúrt belső szerkezettel bír, összhangban a terület jellemzően képlékeny deformációs stílusával. A szerpentin egy sajátos, hálós szerkezettel rendelkezik, és intenzív utólagos karbonátosodáson esett át (GULÁCSI & KOROKNAI in BALLA & GYALOG 2009). KOROKNAI & KIRÁLY (2023) terepi megfigyelései alapján a fillit-márvány-amfibolit kőzetegyüttes eredetileg a variszkuszi deformáció előtt is összetartozhatott. A genetikájukat figyelembe véve több elmélet létezik, azonban egységes vélemény nem született azzal kapcsolatban, hogy a különböző magmás és üledékes protolittal rendelkező képződmények hogyan, és miként kerültek egymás mellé fejlődésük során.

Az Ófalui Metamorfit Komplexum kőzeteit egy egységes zöldpala fáciesű milonitos felülbélyegzés érte, amely a tektonikus zóna területén végbemenő szerkezeti mozgásokhoz

köthető. M.TÓTH et al., (2005) a deformációs esemény, vagyis a milonitosodás hőmérsékletét 350 °C-ban határozta meg. A zöldpala fáciesű metamorfózis kora késő-karbon–kora-perm (körülbelül 300 millió év; HAAS et al., 2014; KOROKNAI & KIRÁLY 2023).

3. A kőzetek alakváltozási mechanizmusai

FOSSEN (2016) megfogalmazásában a deformáció egy olyan átalakulás, amely merev test transláció, merev test rotáció, illetve térfogatváltozás formájában nyilvánulhat meg.

Megkülönböztetünk rugalmas, plasztikus és rideg deformációs tartományokat. Az alakváltozás feszültség-függését (6. ábra) megfigyelve észrevehetjük, hogy a különböző alakváltozási tartományok jól elkülönülnek. Egyes kőzetek kezdeti tömörödését követően, a feszültség növekedésével kezdetét veszi a rugalmas alakváltozási szakasz. Rugalmas alakváltozást követően — amennyiben a kőzet nem lépte túl rugalmassági küszöbét —, a deformációt előidéző feszültség megszűnésével a kőzet eredeti, alakváltozást megelőző alakját veszi fel (FOSSEN 2016).

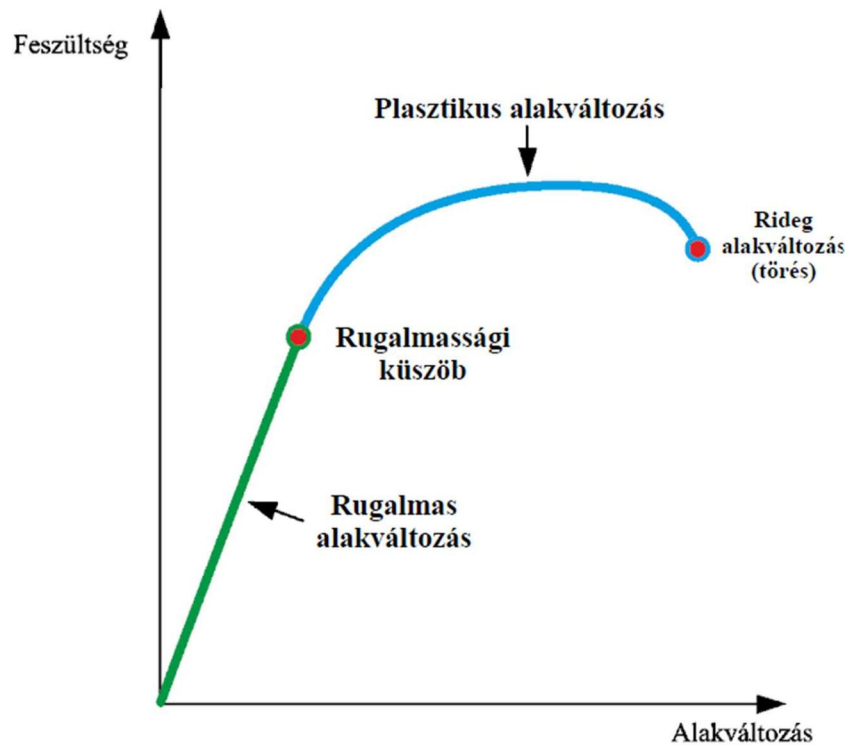
A rugalmas alakváltozási szakaszban a feszültség nagysága és a test deformációjának mértéke közötti összefüggést a Hooke-törvény írja le:

$$\sigma = E \times \varepsilon \quad (1)$$

A Hooke-törvény kimondja, hogy egy rugalmas test alakváltozása (ε) arányos azzal az erővel, amely az alakváltozást létrehozza (σ). A Young-modulus (E) a normálfeszültség és az ahhoz kapcsolódó rugalmas megnyúlás vagy rövidülés arányát fejezi ki ugyan abban az irányban, illetve megmutatja, hogy egy rugalmas anyag vagy kőzet milyen nehezen deformálható. Az alacsony E -értékkel rendelkező kőzetek deformációval szembeni ellenállása kicsi. A Young-modulus értékét GPa-ban (10^9 Pa) szokás megadni. Rugalmas deformáció során a kőzet rácspontjai kimozdulnak eredeti helyzetükből, azonban ez a kitérés csak akkora mértékű, hogy a rácspontokban lévő részecskék még képesek visszatérni eredeti pozíciójukba (FOSSEN 2016).

Amikor a feszültség mértéke eléri az adott anyagra jellemző rugalmassági küszöböt, az anyag rácspontjai már nem képesek visszatérni eredeti pozíciójukba a feszültség megszűnte után, így maradandó alakváltozás, plasztikus deformáció következik be. A plasztikus deformáció során mikroszkópi léptékben lejátszódó folyamatok (pl. diszlokációs-kúszás, diffúzió, ikerképzés)

mennek végbe. A diszlokációs-kúszás (*dislocation creep*) a legtöbb esetben dinamikus rekristallizáció formájában jelenik meg, és a töréses deformációhoz képest jelentősen kisebb feszültség mellett teszi lehetővé a kőzet deformációját. A diffúzió (*diffusion creep*) során a



6. ábra. Az alakváltozás feszültség-függése FOSSEN (2016) nyomán

kristályrácsban jelenlévő hibák (pl. vakancia) mozognak, és a szemcsehatárt elérve eltűnnek. A kőzetekben a diffúzió szemcsén belül (térfogatdiffúzió), illetve szemcsehatár mentén (szemcsehatár diffúzió) is történhet. A rácshiba minden esetben a nagyobb feszültségű terület felé mozog, ezáltal a kristályok alakja, azaz a kőzetek szövete egyre szabályosabb lesz. A deformációs ikerképzés (*deformation twinning*) a kristályrács feszültség hatására történő mechanikai meghajlását jelenti, amely akár kis hőmérsékleten is végbe mehet. A folyamat hatására kifejlődő formát deformációs ikeknek nevezik, leggyakrabban kalcitban és plagioklász földpátokban jelentkezik (FOSSEN 2016).

Rideg alakváltozás abban esetben megy végbe, amikor a feszültség elér egy olyan szintet, amely meghaladja a kőzet szakítószilárdságát. Ilyenkor a kőzet folytonossága megszakad, törés keletkezik (FOSSEN 2016).

A rideg, töréses deformáció kialakulása általánosan a földkéreg felső területeire korlátozódik, míg a plasztikus deformáció kialakulása a litoszféra mélyebb, általánosságban magasabb litosztatikai nyomású és hőmérsékletű területein jellemző. Fontos megjegyezni, hogy a nyomás és a hőmérséklet mellett más fizikai-, és kémiai paraméterek is befolyásolják a kőzetek deformációját, mint például az ásványos összetétel, a fluidum mennyisége, vagy nyomása. A mélység és ezáltal a fizikai körülmények változása következtében egy széles mélységtartományban rideg és plasztikus mechanizmusok — eltérő ásványokon — együtt is fellelhetők (FOSSEN 2016).

A rugalmas, plasztikus és rideg deformációs tartományok mellett töréses és képlékeny deformációs stílusokat különíthetünk el. Töréses alakváltozás során rideg alakváltozási mechanizmusok mennek végbe, míg a képlékeny deformáció léptékfüggő, azaz a vizsgálat léptékében az eredetileg folytonos szerkezetek megőrződnek. Példaként szabad szemmel vizsgálva egy képlékeny deformációs szerkezet folytonosnak tűnhet, azonban mikroszkópban nézve a kőzetben apró elcsúszások jelenhetnek meg, azaz mikroszkópi léptékben már töréses deformációról beszélhetünk (FOSSEN 2016). Így megkülönböztethetünk töréses stílusú rideg mechanizmusú, továbbá képlékeny stílusú rideg és plasztikus mechanizmusú alakváltozásokat.

4. A töréses alakváltozás

4.1. A törés fogalma és kritériumai

Dolgozatom fő célja a Juhodályvölgyi Márványban megjelenő ásványos erek vizsgálata, így ebben a fejezetben az érképződéshez szükséges töréses alakváltozás jellemzőit mutatom be.

A törések legtöbb esetben a kőzet kohéziójának csökkenésével, elvesztésével járnak. A törések éles határokkal rendelkező síkbeli elemek, amelyek mentén az anyag folytonossága megszakad. A törések fontos tulajdonsága, hogy kiterjedésük a háromdimenziós tér egyik tengelyének irányában mindig jelentősen kisebb a másik kettőhöz képest (FOSSEN 2016).

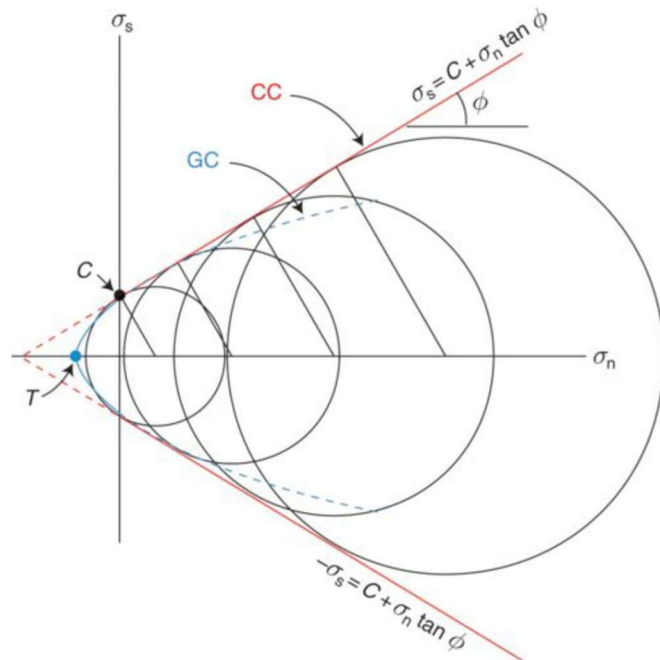
A Mohr-diagram lehetőséget nyújt a feszültségmező normál-, és nyírófeszültség függvényében történő ábrázolásra derékszögű koordináta-rendszerben. A diagramon lévő Mohr-körök tartalmazzák egy ponton átmenő összes lehetséges orientációjú sík nyíró-, és normálfeszültség komponensét, tehát a teljes feszültségmezőt reprezentálják (BONS et al., 2012; FOSSEN 2016).

Egy kőzet töréséhez az adott mélységben uralkodó különböző feszültség ($\sigma_1 - \sigma_3$) mértékének meg kell haladnia a kőzet rideg tönkremeneteléhez szükséges értéket, amelyet a Mohr-diagramon lévő burkológörbe jelöl (7. ábra). A környezeti feszültség, azaz a mélység növekedésével törések létrejöttéhez a különböző feszültségnek, azaz a Mohr-kör átmérőjének is növekednie kell. A törések kialakulásához szükséges normál- (σ_n) és nyírófeszültség (σ_s) párok kapcsolatát, azaz a burkológörbe alakját Coulomb-Mohr féle törési kritérium írja le:

$$\sigma_s = C + \sigma_n \tan \phi = C + \sigma_n \mu \quad (2)$$

A képletben szereplő C a kőzet kohézióját jelenti, amely annak a kritikus nyírófeszültségnek felel meg, ami a kőzet töréséhez vezet $\sigma_n = 0$ normálfeszültség esetén. A ϕ az adott kőzet belső súrlódási szögét jelenti. Kompressziós feszültségmezőben, ha a $\sigma_n \geq 0$, akkor ϕ a Coulomb-féle burkológörbe dőlésének felel meg. A belső súrlódási szög tangens értéke helyett, a könnyebb kezelhetőség érdekében a belső súrlódási együttható (μ) használható (BONS et al., 2012; FOSSEN 2016).

A Coulomb- és Griffith-féle burkológörbék (7. ábra) tehát olyan feszültségállapotokat szemléltetnek, amelyeket az adott kőzet még rideg deformáció nélkül képes elviselni.

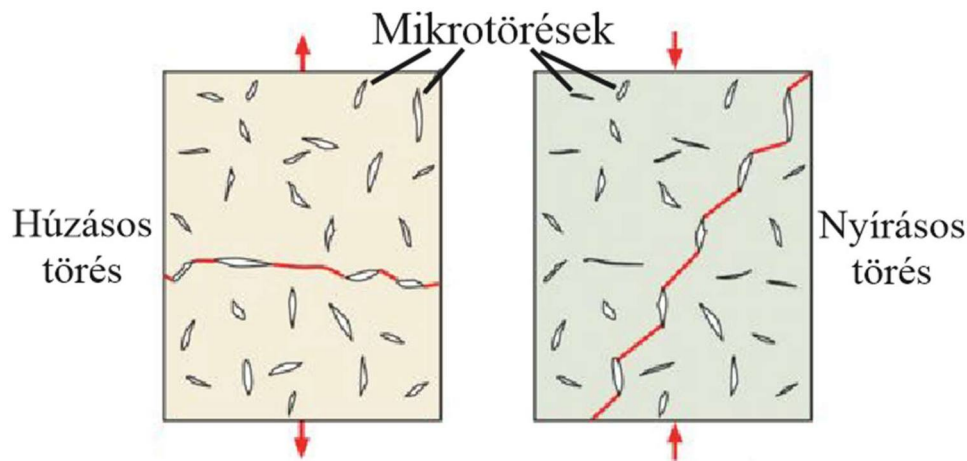


7. ábra. A Coulomb-, és Griffith-törési kritériuma Mohr-diagrammon szemléltetve (FOSSEN 2016)
 T = a kőzet szakítószilárdsága; C = a kőzet kohéziója; GC = Griffith-kritérium; CC = Coulomb-kritérium; A Coulomb-törési kritériumot piros-, míg a Griffith-kritériumot kék vonal jelöli

A törési sík helyzetét a burkológörbe Mohr-körrel való érintkezése (2 θ) adja meg, ahol θ az adott sík normálisa, és a legnagyobb főfeszültség (σ_1) által bezárt szög. Mivel a Mohr-kör a σ_n tengelyre szimmetrikusan, két helyen érinti a burkológörbét, így ellentétes nyírású, ún. konjugált vetőpárok jönnek létre.

A Coulomb-féle törési kritériumnak megfelelően a kritikus feszültségállapot elérése nyírásos deformációval jár, azonban húzásos szerkezetek nem tudnak kialakulni. A burkológörbe az anyag belső súrlódási szögén alapszik, ami a tenziós feszültségmezőben ($\sigma_n < 0$) elhanyagolható mértékű. Ennek alapján a Coulomb-kritérium tenziós törések esetén nem alkalmazható (FOSSEN 2016).

A tenziós vagy másnéven húzásos tartományra a Griffith-féle törési kritérium alkalmazható. A Griffith-kritérium a kőzetek és kristályok tökéletlenségein alapul, miszerint azokban apró hézagok és hajszálrepedések vannak jelen, amelyek az emelkedő feszültség hatására növekednek, majd összekapcsolódnak, ezzel hasítékot vagy nyírási síkot hozva létre (8. ábra).



8. ábra. A kőzetekben jelenlévő mikrorepedések terjedése során kialakuló törések (piros vonallal jelölve) FOSSEN (2016) után módosítva. A piros nyilak húzó, és nyomófeszültségeket jeleznek

Griffith rendszere Coulombétól eltérően nem-lineáris összefüggésre alapul. Egyenlete Mohr-diagramban ábrázolva egy parabolát definiál:

$$\sigma_s^2 + 4T\sigma_n - 4T^2 = 0 \quad (3)$$

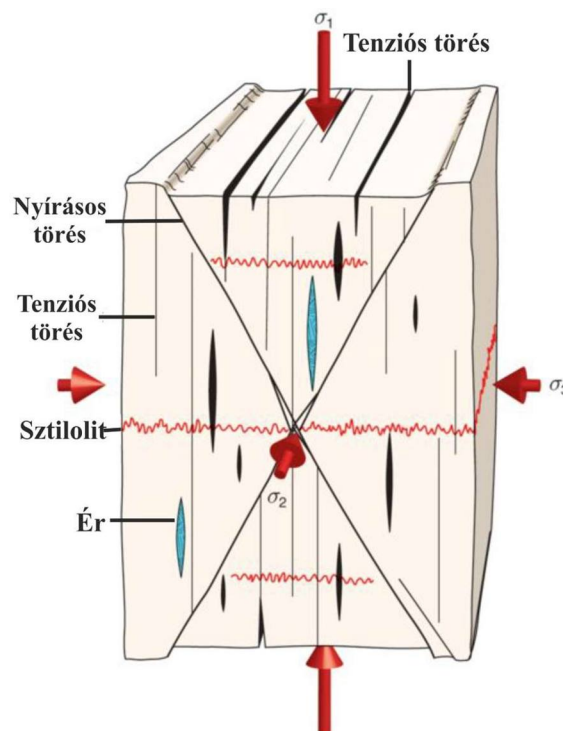
A képletben szereplő T a már korábban említett, egy adott anyagra jellemző szakítószilárdság. A Griffith parabola a tengelyeket $\sigma_n = 0$, illetve $\sigma_s = 2T$ helyen metszi (7. ábra),

ami a kohéziós erővel (C) egyenlő, azaz a kőzet kohéziós ereje a kőzet szakítószilárdságának kétszerese ($C=2T$; FOSSEN 2016).

A Coulomb- és Griffith kritériumok mellett a képlékeny alakváltozás leírására egy harmadik összefüggés, a von Mises kritérium alkalmazható.

4.2. Töréstípusok

Törések vizsgálatakor megkülönböztethetünk húzásos (tenziós) és nyírásos töréseket, illetve az ezek kombinációjaként létrejövő, úgynevezett hibrid töréseket (9. ábra). A kialakuló törés típusát az szabja meg, hogy a törés pillanatában a Mohr-kör hol érinti a burkológörbét (FOSSEN 2016).



9.ábra. Tenziós törések, erek és sztolitok orientációja a főfeszültségek tekintetében FOSSEN (2016) alapján

Tenziós törések esetén a felnyílás iránya a törés síkjára merőleges. A törési síkon az anyag szakítószilárdságával megegyező mértékű húzásos normálfeszültség ébred, azonban nyírófeszültség nem jelentkezik. Tenziós törések a kéreg bármely mélységében keletkezhetnek, azonban jelentős környezeti feszültség (nagy mélység) esetén csak megemelkedett fluidumnyomás mellett képesek kialakulni, mivel a fluidumnyomás a litosztatikus feszültséggel ellentétesen hat.

Amennyiben a kőzet megemelkedett fluidumnyomás hatására törik el, úgy hidraulikus törésről beszélhetünk (BONS et al., 2012). Húzásos törés során keletkező teret általában fluidumok vagy különböző, helyben kivált szilárd ásványszemcsék töltik ki. Az utóbbi esetben kialakult szerkezeti elemeket ásványos ereknek nevezzük (BONS et al., 2012; FOSSEN 2016).

Nyírásos töréseknél az elmozdulás iránya párhuzamos a törés síkjával, a törés síkjára merőleges felnyílás nem jelentkezik. A síkon nyírófeszültség, illetve kompressziós normálfeszültség lép fel, ami a kőzet töréséhez vezet. A törés — a rendszer szimmetriája következtében — konjugált vetőpárok formájában jelentkezik, amelyek a főfeszültség irányok köré rendeződnek. A konjugált párok nyírása ellentétes értelmű, illetve az általuk bezárt szög az anyag belső súrlódási szögétől függ. Az így létrejött töréseket nyírási síkoknak nevezzük (BONS et al., 2012; FOSSEN 2016).

Hibrid-, vagy ferdén felnyíló törésekről akkor beszélhetünk, ha a síkon tenziós normálfeszültség és nyírófeszültség ébred, azaz síkra merőleges felnyílás és síkkal párhuzamos nyírás egyaránt jellemző. A nyírásos törésekhez hasonlóan konjugált vetőpárok alakulnak ki, azonban a konjugált pár tagjai által bezárt szög várhatóan alacsonyabb, mint a nyírásos törések esetében, mivel $\sigma_n < 0$ esetben a burkológörbe lefutása meredek. Ezen összefüggés értelmében a húzásos törések a hibrid törések szélső tagjainak tekinthetők, ahol a konjugált párok által bezárt szög 0° , vagyis egyetlen törési síkot alkotnak (BONS et al., 2012).

5. Az ásványos erek morfológiája és fejlődése

Az erek kialakulásának folyamata két lépésre osztható: az érképző anyag törésbe történő szállítására, és az érképző anyagnak a törésben való kiválására. A szállítás történhet diffúzióval, advektív vagy Darcy-féle fluidumáramlással, illetve mozgó hidraulikus törések formájában (*mobile hydrofractures*). Az ásványok kiválását többek között a fluidum túltelítettsége és a nyomás kapcsolata határozza meg (BONS 2000).

5.1. Az erek mikroszkopikus morfológiája

BONS (2000) az erekben kifejlődött kristályok mikroszkopikus morfológiája tekintetében 4 kategóriát különít el:

I. Tömbös (*blocky*)

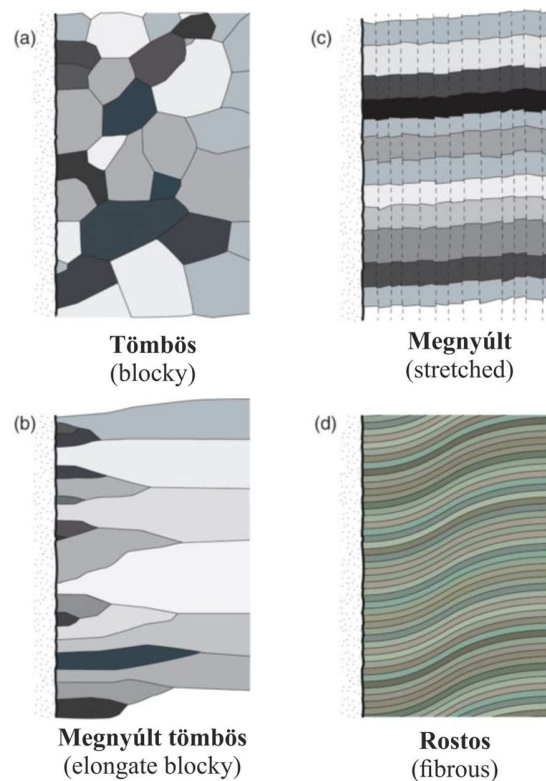
II. Megnyúlt tömböd (*elongate blocky*)

III. Megnyúlt (*stretched*)

IV. Rostos (*fibrous*)

Tömbös (*blocky*) (10.a ábra) kristálmorfológiáról beszélhetünk, ha a szemcsék véletlenszerűen orientáltak és nagyjából azonos kiterjedésűek a tér minden irányában. Lehetnek elsődleges és másodlagos eredetűek. Elsődlegesen érnövekedés közben, a mellékkőzet szemcséire való ránövekedéssel, másodlagosan pedig az elsődleges szövet átkristályosodásával keletkezhetnek (BONS 2000; FOSSEN 2016).

A megnyúlt tömbös (*elongate blocky*) (10.b ábra) kristályok mérsékelten megnyúltak (hossz/szélesség arány: ~ 10), illetve hossz tengelyük a törésfalra közel merőleges. Ezen szövet kialakulása akkor lehetséges, amikor érképződés során új szemcsék nukleációja nem következik be, és a kristálytanilag folytonos (ún. epitaxiális) túlnövekedés a már meglévő kristályokon történik. A megnyúlt tömbös formák a kristályok közötti növekedési versenyre utalhatnak.



10. ábra. Az érkítő kristályok morfológiája FOSSEN (2016) nyomán

A növekedési verseny a kristályokat felépítő kristálylapok különböző növekedési sebességének köszönhető. A szemcsehatárok növekedése nem minden esetben merőleges a törés síkjára. Vannak szemcsék, amelyek az általános növekedési irányhoz képest kedvezően orientáltak, ezáltal gyorsabban növekednek és túlnőnek — illetve szélesednek — a kevésbé jól orientált

szemcséken „elnyomva” azokat. Ez változatos szemcsealakok kialakulásához vezethet (BONS 2000; BONS et al., 2012).

A megnyúlt szemcsék (*stretched*; 10.c ábra) keletkezésének módja eltér a taglalt morfológiáktól. Az ilyen kristályok jellemzően a repedés-bezáródás (*crack-sealing*) folyamat eredményeként jönnek létre, ahol az egymást követő törések síkja nem mindig ugyan ott jelentkezik. Ebben az esetben növekedési verseny nincs jelen, a szemcse eltörik, majd a két félszemcse között keletkező teret a szemcsével megegyező anyag epitaxiális növekedése tölti ki. Ezen azonos anyagú „korongok” ismétlődésével nagy hossz/szélesség aránnyal jellemezhető, megnyúlt szemcsék keletkeznek. A megnyúlt kristályok határai gyakran szabálytalanok (ún. radiátor szerkezet), ami a kristály eltérő felnyílási és bezáródási események során létrejött részeinek vastagságkülönbségéből adódik (BONS 2000; BONS et al., 2012; FOSSEN 2016).

A rostos szövet (*fibrous*; 10.d ábra) kristályai igen nagy hossz/szélesség arányt érhetnek el. A növekedési verseny elhanyagolható léptékű, a kristályok körülbelül azonos alakúak és méretűek. A megnyúlt tömbös szövethez hasonlóan rostos kristályok kialakulása akkor lehetséges, ha a növekedés során gátolt további szemcsék nukleációja. A rostos szövet kialakulása antitaxiális érfejlődéshez (lásd 5.2.2 fejezet) köthető. Rostos kristályok alacsony nyomású területeken, például nyomásárnyékokban is kifejlődhetnek. A jellemző anyagtranszport diffúzió segítségével (BONS 2000; BONS et al., 2012).

Nem ritka, hogy az erek nem egységes szövetet mutatnak, például részben rostos, részben pedig megnyúlt tömbös szövettel rendelkeznek. BONS (2000) megfogalmazásában az ilyen formákra a politextúrált kifejezés használatos. A politextúrált erek két csoportja különíthető el: az első esetben a különbözőszövettípusok szekvenciális növekedése figyelhető meg egymás mellett, míg a másik esetben az eltérő szövetek az ér különböző területein egyidejűleg növekednek.

Az ereket nem minden esetben töltik ki teljesen az ásványszemcsék, esetenként réseket, pórusokat, szöveti diszkontinuitásokat tartalmaznak. Példaként említhetők a teljes érszélességben átívelő ún. híd kristályok (*bridge crystals*; LAUBACH et al., 2004), amelyek között kitöltetlen térrész helyezkedik el (BONS 2000).

5.2. Az érfejlődés típusai

Az éralkotó kristályok növekedési irányát meghatározza a növekedés éren belül helyzete és iránya. Ezen tulajdonságok alapján különböző, repedéskitöltésekre jellemző szövettípusokat különítenek el (pl. BONS 2000).

5.2.1. Szintaxiális erek

Szintaxiális erekben (11.a ábra) az ásványszemcsék a mellékkőzet falától a repedés közepe felé növekednek, tipikusan az ér mindkét oldala felől (*bitaxial*), de nem ritka, hogy csak az egyik oldal irányából történik növekedés (*unitaxial*). Az ásványok növekedése meglévő szemcsék felületén megy végbe, mivel az energetikailag kedvezőbb, mint az új szemcsék nukleációja. Abban az esetben, ha az ér két ellentétes oldaláról történik növekedés, közel szimmetrikus szövet jöhet létre. Az ellentétes oldalról növekedő szemcsék találkozása a törés bezáródása során egy középzónát definiál, amely az eredeti törés geometriáját tükrözheti, illetve gyakran közetzárványokat és pórusokat tartalmaz. Amennyiben az egymással szemben nevekedő szemcsék eltérő sebességgel növekednek a középzóna helyzete eltolódhat. Mivel a kristályok azonos irányba, egymás mellett növekednek, a növekedés irányában megnyúlnak. A kristályok eltérő növekedési sebessége növekedési versenyt eredményez, amely során a győztes szemek túlnőnek társaikon. Ez a folyamat, az 5.1 fejezetben írtaknak megfelelően, megnyúlt tömbös (*elongate blocky*) szemcsék kialakulásához vezet (BONS 2000; BONS et al., 2012; FOSSEN 2016).

Tömbös (*blocky*) szövet a fluidum felnyílási térbe való áramlásával jöhet létre. Ekkor a telített fluidumból új kristályok fejlődnek ki, azonban a kristályképződés olyan ütemű és mértékű, hogy az meggátolja a megnyúlt tömbös formák kialakulását. Így hasonló dimenziójú szemcsék jönnek létre (BONS et al., 2012).

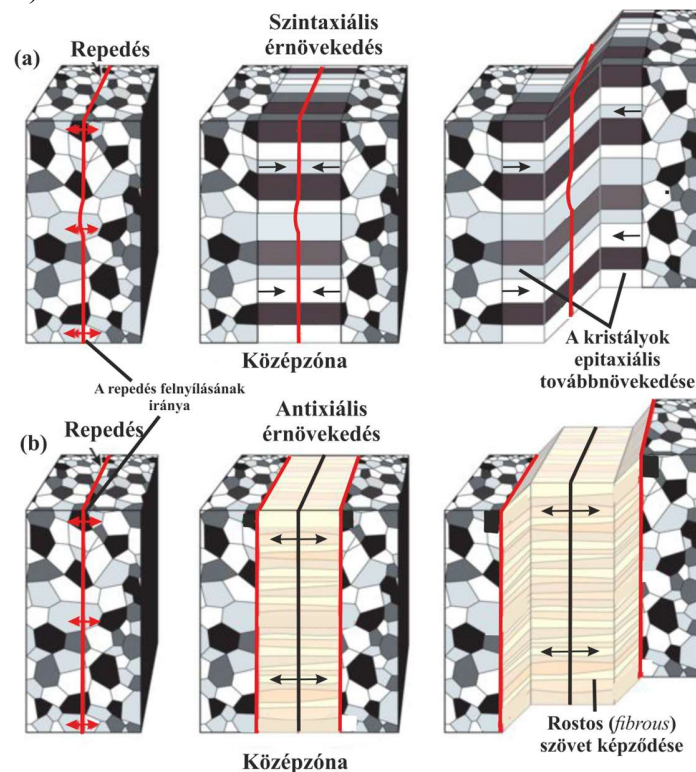
Szintaxiális szövet általában akkor alakulhat ki, ha az érképző ásvány és a mellékkőzet alapanyaga azonos (például kalcit anyagú repedéskitöltés mészkőben vagy márványban), és az éralkotó kristályok epitaxiálisan növekednek a mellékkőzet szemcséire (BONS 2000).

5.2.2. Antitaxiális erek

Antitaxiális erek (11.b ábra) esetében az ér és a mellékkőzet alapanyaga általában különböző.

A középzóna az ér közepén helyezkedik el, míg az ér a mellékközet irányába, két felület mentén növekszik rostos szemcsék formájában (BONS et al., 2012).

A középzónát egy vékony *crack-seal* érnek tekinthetjük, amelynek külső falán, a zóna kristályainak tovább növekedéseként kezdenek el fejlődni a rostos ásványszemcsék. A középzónát alkotó, kezdeti ér nem rostos kristályokból áll, inkább tömbös, megnyúlt tömbös, vagy megnyúlt morfológia jellemző. A rostos szemcsék növekedése az érfalak mentén, további törések nélkül történik (FOSSEN 2016).



11. ábra. A szintaxiális és antitaxiális növekedés szemléltetése FOSSEN (2016) után módosítva.

A vörös vonalak a növekedés helyét, a vörös nyilak a kezdeti felnyílás irányát, míg a fekete nyilak a kristályok növekedésének irányát jelölik

A képződött ásványrostok méretét befolyásolja a kezdeti ér szemcsemérete, azonban minden rost többé-kevésbé azonos méretű, vagyis a növekedési verseny mértéke alárendelt. Mivel a kristályok a mellékközet falának irányába növekednek, ezáltal felveszik annak alakját és a további növekedés ezen szabálytalan alak mentén megy végbe. Ennek következtében a kialakult szövet rostjai a repedés felnyílási pályáját jelezhetik. Amennyiben a felnyílás sebessége meghaladja a kristályosodás sebességét, akkor a felnyílása pálya nem, vagy csak részlegesen

rekonstruálható. Az antitaxiális szövet általában szimmetrikus a középzónára, azonban eltérő növekedési sebesség esetén aszimmetria is előfordulhat (BONS et al., 2012; FOSSEN 2016).

5.2.3. Megnyúlt erek

Az „megnyúlt” (korábban ataxiális) erek a repedés-bezáródás folyamat (*crack-seal mechanism*; RAMSAY 1980) eredményeként jönnek létre (BONS et al., 2012). Ezen típusú érfejlődés során az ismételt repedések síkja nem mindig azonos síkon (pl. középvonalon) jelenik meg, hanem új, véletlenszerű helyeken keletkezik, miután a repedési események közötti bezáródás folyamata befejeződött (FOSSEN 2016). Amennyiben az új repedés síkja az érképző kristályokon belülre esik, akkor a kristályok megnyúlnak az epitaxiális növekedés következtében, és megnyúlt (*stretched*) szemcsék keletkeznek. A megnyúlt szemcsék nem összekeverendők az antitaxiális érfejlődésre utaló rostos szövet (*fibrous*) szemcséivel, amelyek hosszúság/szélesség aránya sokkal nagyobb a megnyúlt kristályokénál. Amennyiben az új repedés a mellékkőzetben alakul ki, akkor annak darabjai az éren belül csapdázódhatnak (BONS 2000; BONS et al., 2012).

A repedés-bezáródás folyamatának lényege egy repedés ismételt kialakulása, amelyet a repedésbe migráló fluidumból történő ásványkiválás követ. A 4.1. fejezetben írtaknak megfelelően a repedések helyzete az anyagi gyengeségek helyzetével esik egybe (8. ábra). Ilyen gyengeségi sík keletkezhet pl. egy korábbi bezáródás hibás vagy nem teljes bezáródása során.

A repedés-bezáródás szintaxiális érfejlődés során is lejátszódhat, amennyiben a felnyílás helye mindig a befelé növekedő kristályok növekedési frontjával esik egybe (BONS et al., 2012; FOSSEN 2016).

A repedés-bezáródás folyamata több százszor megismétlődhet az ér növekedését, „megnyúlását” eredményezve, amely növekedés mértéke azonban sokszor csak néhány μm , vagy mm nagyságrendű (BONS 2000).

6. Alkalmazott módszerek

A dolgozatban a Goldgrund-, és a Juhhodály-völgyben található Juhhodályvölgyi Márvány ásványos ereinek petrográfiai jellemzőit mutatom be. A dolgozatban bemutatott kőzetminták ($n=12$) begyűjtését 2023 nyarán, 2 napos terepbejárás során végeztem.

A terepi munka során a Juhhodályvölgyi Márvány, a Studervölgyi Gneisz és a Kövespataki Kvarcfillit orientációs adatait (metamorf foliáció, töréses szerkezeti elemek)

FieldMove Clino telefonos alkalmazással rögzítettem egy Apple iPhone 14 Pro készülékkel. Az adatok grafikai megjelenítését Stereonet 11 számítógépes szoftverrel végeztem.

A minták makroszkópos-, illetve mikroszkópos vizsgálata Szegedi Tudományegyetem Geológia Tanszékén történt. A dolgozatban szereplő kézipéldányok képeit egy Apple iPhone 15 készülékkel készítettem. A 30 μm vastag, polírozott csiszolatokat Olympus BX41 típusú polarizációs mikroszkóppal vizsgáltam. A felvételeket a mikroszkópra szerelt Olympus DP73 kamerával készítettem. A vékonycsiszolatok festése Dickson-féle (DICKSON, 1966) karbonátfestési eljárással történt, Alizarin vörös és kálium-ferricianid felhasználásával. Az optikailag bizonytalanul meghatározható repedéskitöltő ásványokat THERMO DXR Raman mikrospektroszkópia segítségével azonosítottam. A Raman spektrumokat RRUFF adatbázis alapján értékeltem. A dolgozatban szereplő kőzetminták katódlumineszcens vizsgálatát egy Reliotron VII típusú, hideg katódsugaras mikroszkóppal végeztem 7 kV feszültség és 0,67 mA áramerősség alkalmazásával.

7. Katódlumineszcencia

A dolgozatban szereplő vékonycsiszolatok vizsgálata a klasszikus polarizációs mikroszkópia mellett katódlumineszcens mikroszkóppal történt, így e fejezet ezen műszer működését kívánja bemutatni a könnyebb értelmezhetőség érdekében.

7.1. Lumineszcencia

Számos különféle folyamat különböző típusú lumineszcenciát idéz elő, amely főként látható fény tartományban történő fotonemissziót jelent (MACHEL et al., 1991). A fényemisszió két fajtája különíthető el: a fluoreszcencia, amely során a fény kibocsátása kevesebb mint 10^{-8} másodperc alatt történik, és a foszforeszcencia, amikor a lumineszcencia hatása a gerjesztés leállta után 10^{-8} másodpercnél tovább érzékelhető, azonban ezen kifejezések nem nyújtanak információt az emisszió kinetikájáról vagy az energiatranszfer folyamatokról (TARASHCHAN & WAYCHUNAS 1995).

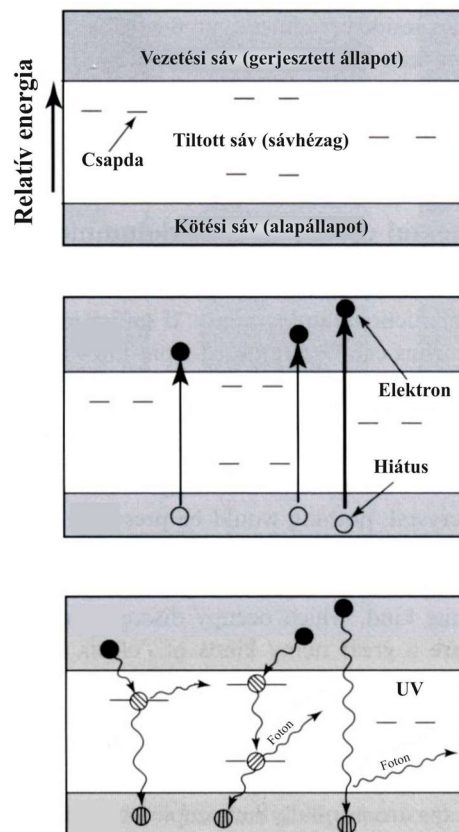
A leggyakoribb lumineszcenciajelenségek, amelyeket ásványok vizsgálatára használnak a *termolumineszcencia* (TL), a *fotolumineszcencia* (PL) és a *katódlumineszcencia* (CL). TL során egy ásványt hevítünk, és egy aktivátor (pl. Mn^{2+}) hatására úgynevezett hővel stimulált relaxáció megy végbe, amely fényemisszióval jár. A PL fotonok szelektív energiáját használja a

lumineszcens központok elektronikus szintjeinek gerjesztésére, míg a CL eseténben pedig nagy energiájú elektronok által keltett lumineszcenciáról beszélhetünk (M. PAGEL et al., 2000).

7.2. Katódlumineszcens mikroszkóp működése

Katódlumineszcens mikroszkópia alkalmazása során a lumineszcenciát előidéző gerjesztést nagy energiájú elektronsugárással (katódsugárással) végzik. A gerjesztés visszafordítható és nem okoz tartós károsodást vagy változást a mintában. A katódlumineszcencia viszonylag nagy térfogatból, a minta felszínétől számított 2–8 μm mélységből származik. A gerjesztett elektronok az alapállapotukból (kötési sáv) magasabb energiaszintre, a vezetési sávba kerülnek. Ahogyan az elektronok visszatérnek egyensúlyi állapotukba, a felesleges energiát fotonok formájában adják le, amelyek a gerjesztett és az alapállapot közötti energiakülönbség által meghatározott hullámhosszal rendelkeznek (12. ábra; M. PAGEL et al., 2000).

Hibamentes, „tisztá” anyagokkal ellentétben az ásványokban a vezetési és a kötési sáv között elhelyezkedő ún. tiltott sáv egyes energiaszintjein „hibák” jelennek meg, amelyek lehetnek



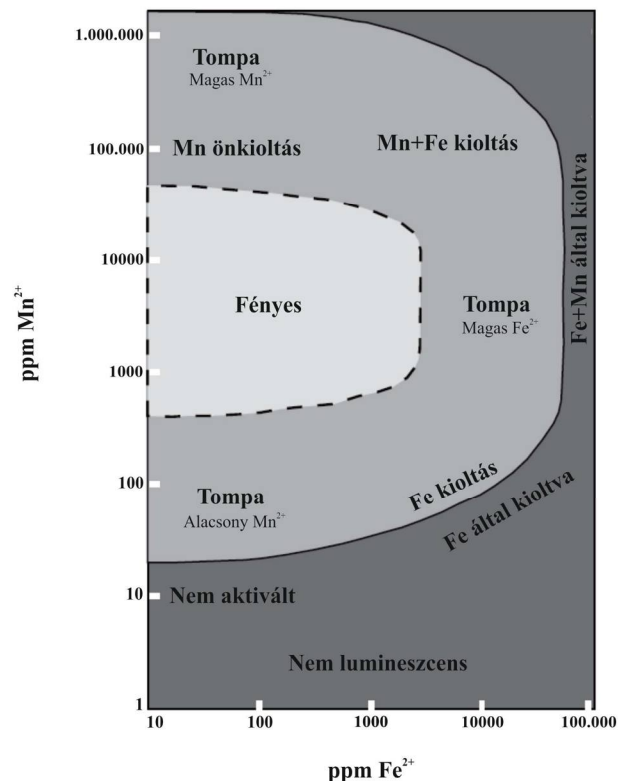
12. ábra. A lumineszcens gerjesztés mechanizmusa M. PAGEL et al. (2000) nyomán

rácshibák (pl. vakancia), diszlokációk vagy valamilyen szennyező a kristályrácsban, általában betöltetlen héjú ionok. Ezen betöltetlen héjú ionok általában átmeneti fémek, ritkaföldfémek (RFF), aktinidák vagy nehézfémek. Mindezek hatására az elektronok alapállapotba történő visszatérése a hibamentes anyagra jellemzőtől eltérően alakul, és a szerkezeti hibák vagy egyes helyettesítő nyomelemek lumineszcenciát idézhetnek elő a lumineszcenciát „önként” nem mutató ásványokban. Összefoglalóan ezeket CL aktivátoroknak nevezzük. Az aktivátorok mellett megkülönböztetünk még erősítőket, illetve kioltókat, az utóbbiak gyengítik vagy megakadályozzák a lumineszcenciát (M. PAGEL et al., 2000).

A CL mikroszkópiás vizsgálat hatékony módszer lehet olyan ásványok felismerésére, amelyek gyakran nehezen azonosíthatók, illetve lehetővé teszik különböző ásványfázisok, vagy generációk (pl. növekedési zónák) feltárását, elkülönítését szín és intenzitás alapján (HANCHAR & RUDNIK 1995; M. PAGEL et al., 2000). A CL más analitikai technikákkal, mint pl. az EPMA (elektronsugaras mikroanalízis), EPR (elektron paramágneses rezonancia spektroszkópia), SEM (pásztázó elektronmikroszkópia), TEM (transzmissziós elektronmikroszkópia) és SIMS (másodlagos ion tömegspektrometria) kombinálása rendkívül hatékony eszközt jelent a földtudományokban. Karbonátásványok kristályrácsában pl. a Ca (és a Mg) helyére beépülő Mn^{2+} ionok okozzák elsősorban az aktivációt, látható lumineszcencia már kb. 10–20 ppm Mn-tartalom felett észlelhető (13. ábra). A Mn^{2+} ionokkal ellentétben a Fe^{2+} ionok a lumineszcenciát gyengítik, illetve 3000–4000 ppm felett teljesen kioltják. A karbonátásványok elkülönítésére a katódlumineszcens mikroszkópia megfelelő módszer lehet, mivel a mangán okozta lumineszcencia eltérő az egyes ásványokban, pl. a kalcit narancsvörös-narancssárga, az aragonit zöld, a dolomit pedig vörös vagy narancs színű (RAMSEYER 1989; MACHEL et al., 1991; M. PAGEL et al., 2000).

Megkülönböztetünk hideg- és melegkatódos katódlumineszcens berendezést. A hideg katódsugaras mikroszkópos eszközök az elektronokat elektromos kisülés segítségével generálják két elektróda között, alacsony nyomás mellett, míg a meleg katódsugaras mikroszkóp esetében az elektronokat egy izzószál felmelegítésével (2000–3000 °C) állítják elő, és mágneses optikával fókuszálják a mintára. A kereskedelmi forgalomban elérhető CL állomások általában egy elektronágyúból, egy vákuumkamrából és egy X-Y irányú mozgó rendszerből állnak.

Alkalmazások



13. ábra. A lumineszcencia intenzitásának változása karbonát ásványokban a Mn^{2+} és Fe^{2+} koncentrációk függvényében, különböző aktiválási és kioltási hatások megjelenítésével S. BOGGS & D.KRINSLEY (2006) alapján

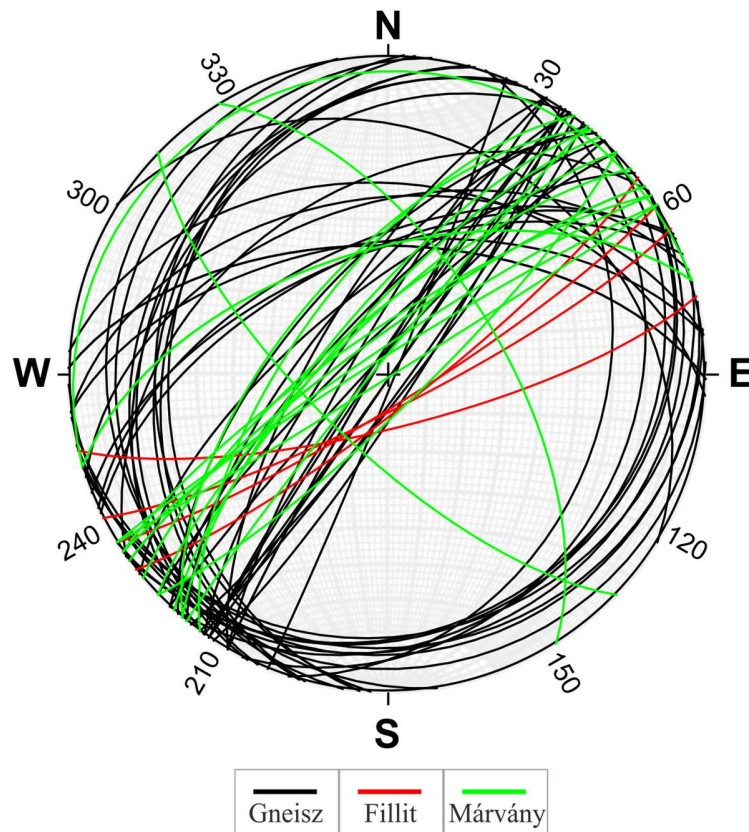
A hideg katódsugaras mikroszkópokra jellemző az egyszerűség, alacsony vákuum, könnyű kezelhetőség, ugyanakkor a meleg katódsugaras mikroszkóp jobb térbeli felbontással rendelkezik, illetve nagyobb nagyításra képes, azonban nagy vákuum alatt üzemel és a vizsgálandó minta bevonást igényel (pl. szén, arany; RAMSREY 1989).

8. Eredmények

8.1. A földtani képződmények orientációs adatai

A terepi adatok mérését ($n=72$) az ófalui Goldgrund-, illetve Juhhodály-völgy területén végeztem (14. ábra). Ugyan dolgozatomban célja a Juhhodályvölgyi Márvány ásványos ereinek vizsgálata, a terepbejárás során a Goldgrund-völgyben megtalálható további képződményekről is gyűjtöttem orientációs adatokat, amelyek a Studervölgyi Gneisz és a Kövespataki Kvarcfillit estében a képződményben jelenlévő törésekre, illetve foliációs síkokra vonatkoznak.

A Juhodályvölgyi Márvány mellett a szomszédos képződmények vizsgálata révén a terület deformációtörténetéről nyerhetünk bővebb információt. A Juhodályvölgyi Márványból származó orientációs adatok a képződményben található foliációs síkokra, illetve a begyűjtött ásványos erekre vonatkoznak.

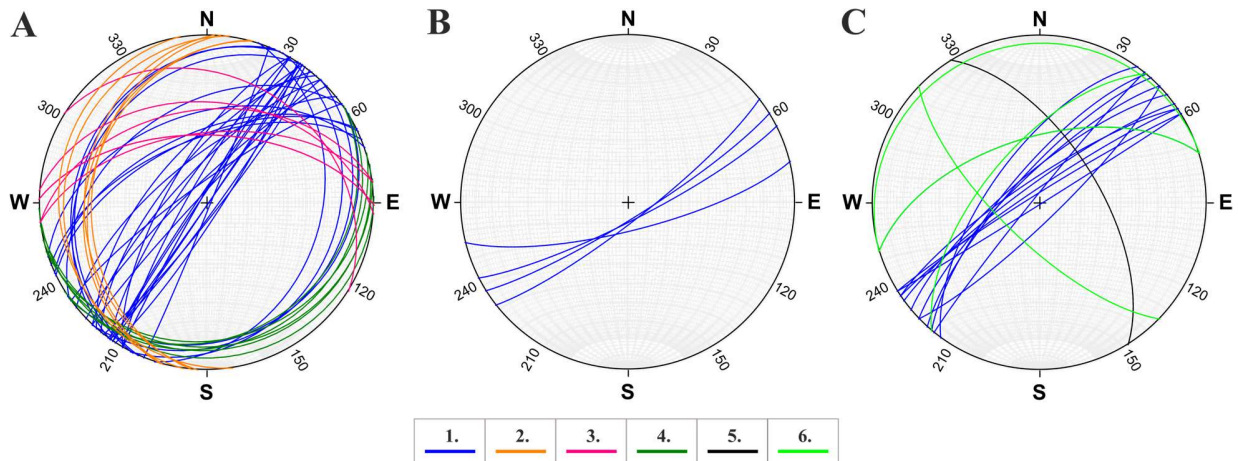


14. ábra. Az Ófalui Metamorfit Komplexum három képződményén, a Studervölgyi Gneiszen, a Kövespataki Kvarcfilliten és a Juhodályvölgyi Márványon mért orientációs adatok összesített ábrázolása sztereografikus projekción

A mért adatok alapján a Studervölgyi Gneisz (15.A ábra) közeteiben, több eltérő foliációs irány van jelen. A sztereografikus projekción megfigyelhető egy ÉK–DNy csapású KDK-i, illetve ÉNy-i dőlésű (15.A ábra – 1. szín) foliációs irány. Ezen foliációkra szöget bezáróan Ny-i dőlésű É–D csapású- (15.A ábra – 2. szín), illetve É-i dőlésű Ny–K csapású (15.A ábra – 3. szín) foliációs irányok alakultak ki. A foliációs síkok mellett egy KÉK–NyDNy csapású, DDK-i irányába dőlő síkok mentén elhelyezkedő törésgeneráció van jelen (15.A ábra – 4. szín).

A Kövespataki Kvarcfillit (15.B ábra) közeteiben, a mérésre alkalmas síkok orientációi KÉK–NyDNy csapásúak és DDK-i dőlésűek (15.B ábra – 1. szín).

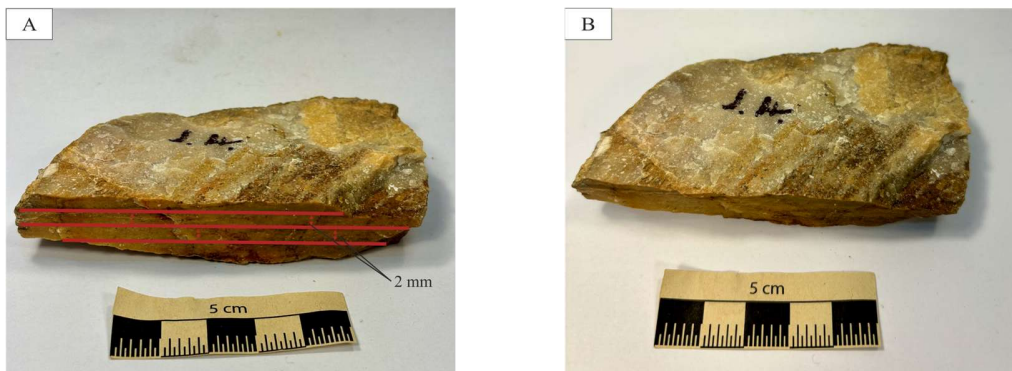
Az előző két képződményhez hasonlóan a Juhodályvölgyi Márvány közeiben is jelen van egy ÉK–DNy csapású, KDK-i, illetve ÉNy-i dőlésű foliáció (15.C ábra – 1. szín). A foliációs síkokra merőleges helyzetben egy DDK–ÉÉNy csapású, ÉK-i dőlésű érgeneráció figyelhető meg (15.C ábra – 5. szín). A projekción feltüntetett további főkörök (15.C ábra – 6. szín) az orientációs mérésekre alkalmas ásványos ér minták helyzetét jelölik.



15. ábra. A különböző kőzettípusokon mért adatok grafikus ábrázolása. A – Studervölgyi Gneisz foliációs (1–3. színekkel jelölve) és törési síkjai (4. színnel jelölve). B – Kövespataki Kvarcfillit foliációs síkjai (1. színnel jelölve). C – Juhodályvölgyi Márvány ásványos ereinek, illetve egyes mintáinak síkjának helyzete (5–6. színekkel jelölve), illetve foliációs síkjai (1. színnel jelölve)

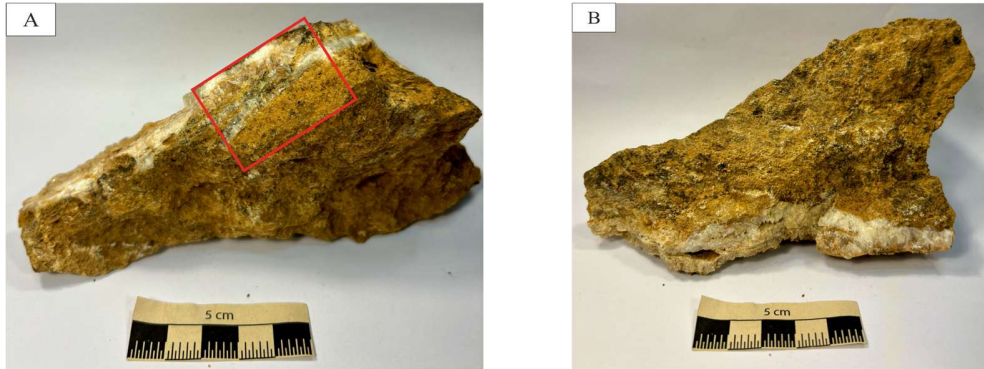
8.2. A kőzetminták makroszkópos megjelenése

A begyűjtött kézipéldányok az ófalui Goldgrund-, illetve Juhodály-völgyben található Juhodályvölgyi Márvány szálfeltárásaiból származnak.



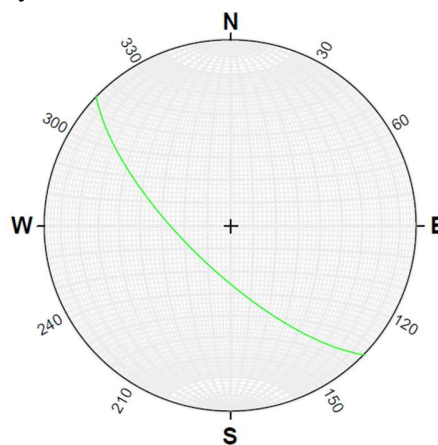
16. ábra. A Juhodály-völgyből származó, Juhodályvölgyi Márvány tipikus megjelenését bemutató JhM01 kézipéldány. A – a JhM01 kézipéldány oldalnézeti képe; a vörös vonalak a foliációs síkok irányát jelzik. B – a JhM01 kézipéldány felülnézeti képe

A Juhhodályvölgyi Márvány típusos megjelenését szemléltető JhM01 kőzetminta többnyire homogén, sárgásbarna, szürke színű, finom- és középkristályos márvány (16.A, B ábra), amelyben gyengén fejlett foliáció figyelhető meg. A foliációs síkok távolsága 2–3 mm.



17. ábra. A Goldgrund-völgyből származó JhM02A kőzetminta. A – a JhM02A kézipéldány előoldali képe; a piros téglalap a mintából készült vékonycsiszolat síkját jelöli. B – a JhM02A kézipéldány hátoldala

A JhM02A mintából egy, az ásványos erek síkjára merőleges vékonycsiszolat készült (17.A ábra). A mintában található ásványos erek színe a fehértől a világos barna, vöröses árnyalatokig terjed. Az erek vastagsága 0,2–1,8 cm között változik. Kitöltésük egymással szemben növekedett, megnyúlt tömbös kalcit szemcsékből áll (17.B ábra). Az erek belső részén — a részleges cementációból adódóan — pórusok figyelhetők meg. A kőzetminta hosszanti oldalával párhuzamosan több, 4 mm-nél vékonyabb ér fut, ezekre közel merőleges szögben egy 2 mm-nél kisebb, megnyúlt tömbös kristályokból álló kalcit kiválás található.



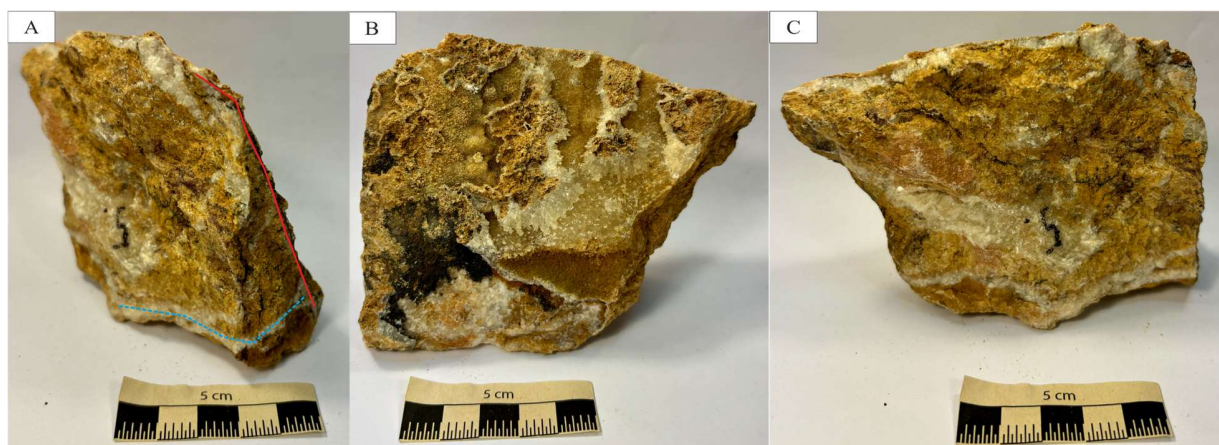
18. ábra. A Goldgrund-völgyi JhM02A mintán mért orientáció sztereografikus projekción feltüntetve

A JhM02A mintán a benne található erek lefutásával párhuzamosan mért orientációs adatot a 18. ábra szemlélteti. A kapott adatok alapján a kőzetmintában található ér ÉNy–DK csapású és DNy-i dőlésű, azaz a különböző képződményeken mért foliációs síkokra merőleges helyzetű.



19. ábra. A Goldgrund-völgyből származó JhM02B kőzetminta. A vörös szaggatott vonal a kőzetzárvány körvonalát jelzi

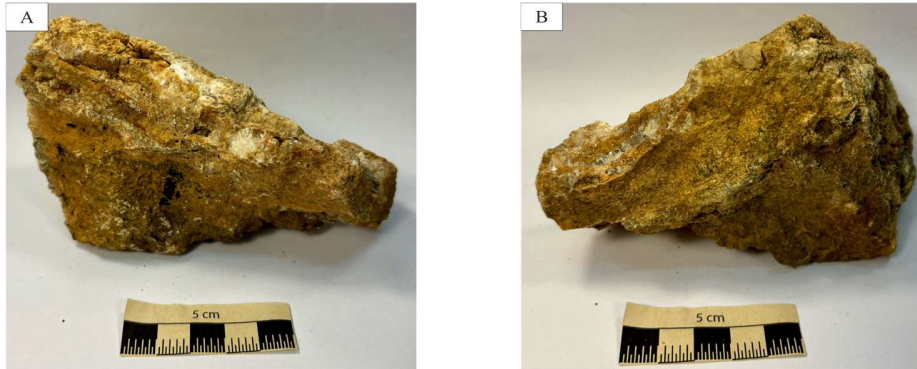
A JhM02B mintában található ásványos ér vastagsága 0,5–2,4 cm között változik (19. ábra). A cementáló kalcit színe döntően fehér, helyenként barna. Az érben 2×4,2 cm méretű, sötét színű mellékkőzet zárvány jelenik meg. Az vastag érrel hegyes szöget bezáróan, és vele közel párhuzamosan >1 mm méretű kalcitkristályokból álló, fehér színű kiválások figyelhetők meg.



20. ábra. A Goldgrund-völgyből származó JhM03A kőzetminta különböző érgenerációi. A – a JhM03A kőzetminta oldalnézeti képén elkülönülő érgenerációk; az idősebb érgenerációt a piros vonal, a fiatalabbat a kék szaggatott vonal jelzi. B – a JhM03A kőzetminta előoldali képén megfigyelhető mellékkőzet felületén kivált kalcitszemcsék. C – a JhM03A kőzetminta hátoldala

A JhM03A mintában több érgeneráció különíthető el (20.A ábra). Az eltérő erek egymásra merőleges orientációjúak, mindkét esetben a megnyúlt-tömbös kristályok az ér falától az ér közepe felé növekedtek. Az idősebb ér vastagsága 2–4 mm, az éralkotó szemcséinek mérete 1 mm alatti, színük döntően fehér. A fiatalabb ér vastagsága 0,4–1 cm. A repedéskitöltő cement 0,5–3 mm méretű fehér–rózsaszín kristályokból áll (20.C ábra). Az idősebb érrel párhuzamosan a minta lapos

oldalán megnyúlt tömbös szemcsékből álló kalcit kiválás jelenik meg, amelyben az egyéni szemcsék mérete 0,4–4 mm közötti (20.B ábra).



21. ábra. A Goldgrund-völgyben gyűjtött JhM03B minta megnyúlt tömbös szemcsékből álló ásványos erei. A – a JhM03B minta előoldali képe. B – a JhM03B minta hátoldali képe

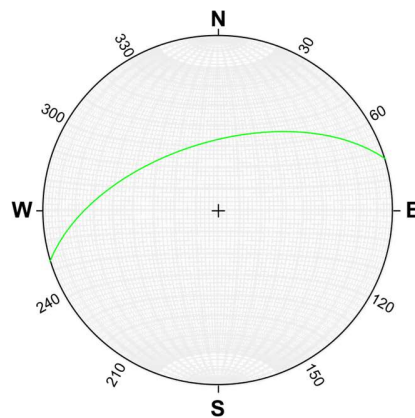
A JhM03B kőzetmintában megjelenő ásványos erek főként fehér, ritkábban rózsaszín árnyalatúak (21.A ábra). Az éralkotó kalcitkristályok legnagyobb átmérője ~4 mm, morfológiájukat tekintve megnyúlt tömbös kristályokról beszélhetünk (21.B ábra). Az ér legnagyobb vastagsága eléri a 3 cm-t, az eret cementáló kristályok az ér falától az ér közepe felé növekedtek.



22. ábra. A Goldgrund-völgyben gyűjtött JhM04 kőzetminta. A – a JhM04 kőzetminta előoldali képe; a vörös szaggatott vonalak a kőzetben kialakult foliációs síkok helyzetét jelölik. B – a JhM04 kőzetminta hátoldalának képe

A JhM04 mintában egy a JhM01 mintánál gyengébben fejlett foliáció jelenik meg, amelyben a foliációs síkok távolsága maximum 1,5 mm (22.A ábra). A foliációs síkokra merőlegesen egymással párhuzamos lefutású erek figyelhetők meg (22.B ábra). Az erek átlagos vastagsága ~1 mm; az ennél vastagabb, 4 mm-t elérő részekben kisebb üregek, pórusok jelennek meg a(z) — egykor egymással szemben növekvő — kalcitkristályok között (22.A ábra). Ezeken a

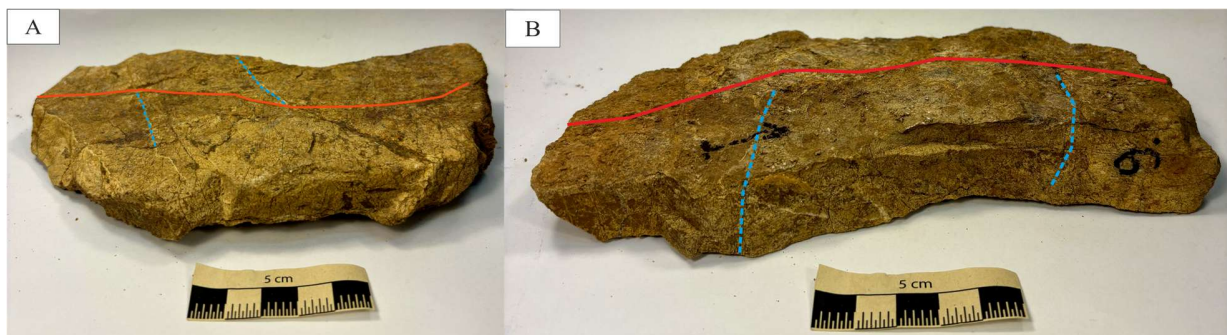
részeken a kalcitkristályok világos, fehér színűek, míg a vékonyabb zónákban sötétszürke, fekete színt mutatnak.



23. ábra. A JhM04 minta foliációs síkjának irányát szemléltető projekció

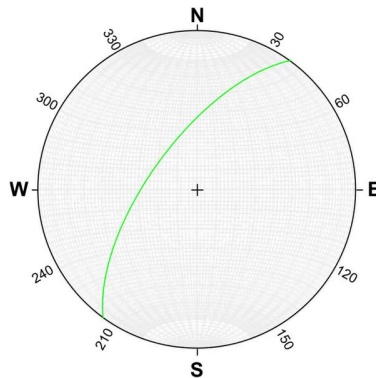
A JhM04 kőzetminta foliációs síkjain mért adatok szerint KÉK–NyDNy csapásirányú ÉÉNy-i dőlésű foliáció alakult ki a kőzettestben, amely egyezést mutat a további képződményeken mért foliációs síkok irányával (23. ábra).

A JhM05 minta hosszanti oldalával megegyező irányban egy kb. 1,2 mm vastag ér figyelhető meg, amellyel párhuzamosan vékonyabb hajszálerek jelennek meg (24. A, B ábra). Ezen ereket több, fiatalabb ér metszi el 70–90° szögben. A fiatalabb erek vastagsága $\leq 0,5$ mm.



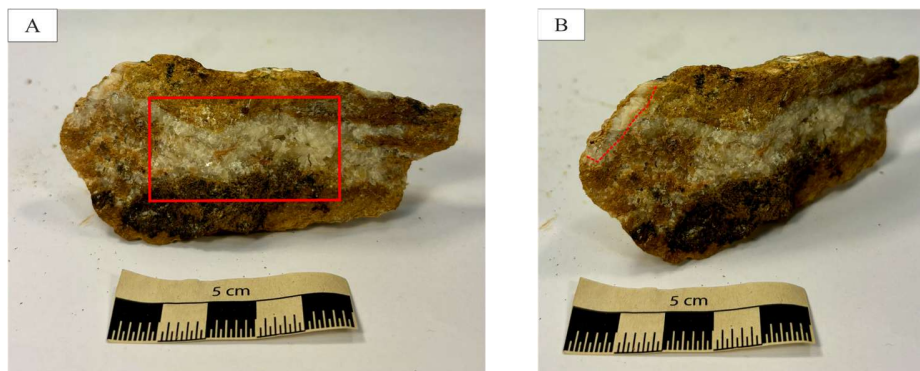
24. ábra. A Goldgrund-völgyből származó JhM05 kőzetminta. Mindkét esetben a piros vonalak a legidősebb ér lefutását, a kék szaggatott vonalak az erre szöget bezáróan kifejlődött a fiatalabb ereket jelzik. A – JhM05 kőzetminta előoldali képe. B – JhM05 kőzetminta hátoldali képe

A 25. ábrán megjelenő DDNy–ÉÉK csapású, ÉNy-i dőlésű főkör a JhM05 minta felületének dőlésirányát szemlélteti. A 24. B ábrán megfigyelhető fekete talpas nyíl projekciója (amely egy pont) az említett főkörön található. Iránya összeegyeztethető a Studervölgyi Gneisz és a Juhodályvölgyi Márvány (JhM04) egyes kőzetin mért foliációs irányokkal.



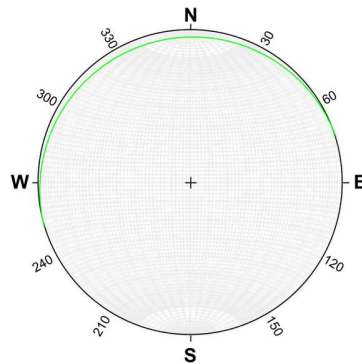
25. ábra. A JhM05 minta sztereografikus projekciója

A JhM06 mintában egy, a minta hosszanti oldalával párhuzamos lefutású ér található, amelyből a vizsgált ér síkjára merőlegesen vékonycsiszolat készült (26.A ábra). Az eret alkotó megnyúlt tömbös kristályok az ér két ellentétes oldaláról növekedtek. A szemcsék színe döntően fehér, néhol rózsaszín árnyalatú (26.A ábra). Az ér legnagyobb vastagsága 2,7 cm, az éralkotó szemcsék mérete döntően <3 mm. A 26.B ábrán vörös szaggatott vonallal jelölt helyen a szemcsék növekedési iránya megváltozott a szomszédos éralkotó kristályokhoz viszonyítva, azokra kb. 120° szögben növekedtek rá. A kristályok méretében és habitusában nem fedezhető fel változás.

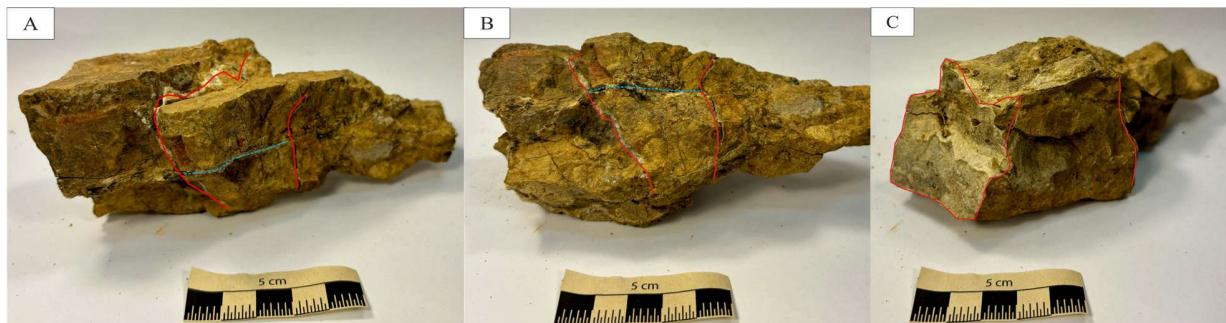


26. ábra. A Goldgrund-völgyből származó JhM06 kőzetminta. A – a JhM06 kőzetminta előoldali képe; a vörös téglalap a mintából készült vékonycsiszolat helyzetét jelöli. B – A JhM06 kőzetminta oldalnézeti képe; a vörös szaggatott vonal az eltérő növekedési irányú szemcséket jelöli

A sztereografikus projekción megjelenő főkör a JhM06 mintából készült vékonycsiszolat síkját jelöli (27. ábra). A KÉK–NyDNy csapású, ÉÉNy-i dőlésű sík helyzete egybeesik a JhM04 mintán mért foliációs sík helyzetével, illetve a Studervölgyi Gneiszben található egyik foliációs iránnyal.

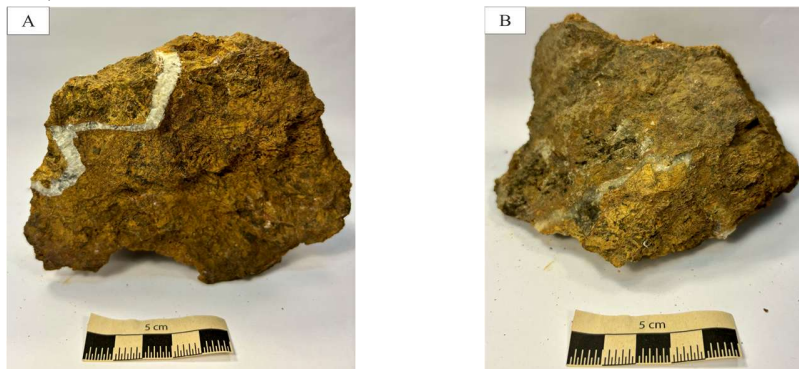


27. ábra. A JhM06 minta sztereografikus projekciója



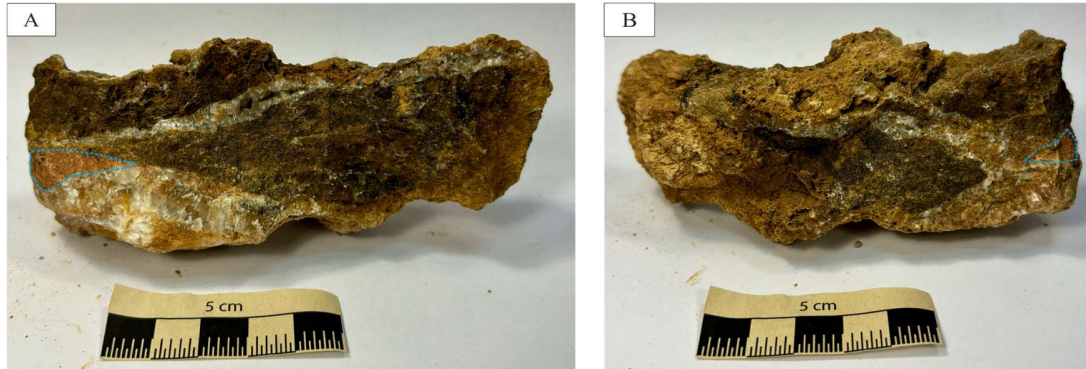
28. ábra. A Goldgrund-völgy területéről gyűjtött, oldási nyomokat tartalmazó JhM07 kőzetminta. Az idősebb érgenerációt a vörös, a fiatalabbat pedig szaggatott kék vonalak jelölik minden kép esetében. A – JhM07 kőzetminta előoldali képe. B – JhM07 kőzetminta hátoldali képe. C – JhM07 kőzetminta oldalnézeti képe

A JhM07 minta hosszanti irányára $40\text{--}90^\circ$ szöget bezáróan több, 1–4 mm vastagságú ér fejlődött ki. Ezekre merőlegesen, a minta hosszanti irányával megegyezően egy fiatalabb érgeneráció is elkülöníthető (28. A, B ábra). Az ereket felépítő, fehér színű szemcsék megnyúlt tömbös alakúak. Az erek pórusokat tartalmaznak, amelyek megjelenése nem részleges cementációra, hanem poszttektonikus kioldódásra utal. Az oldásos pórusok mellett, a minta alsó részén lévő kristályok simább, gömbölyített felülete is fluidummal való utólagos kontaktusra utalhat (28.C ábra).



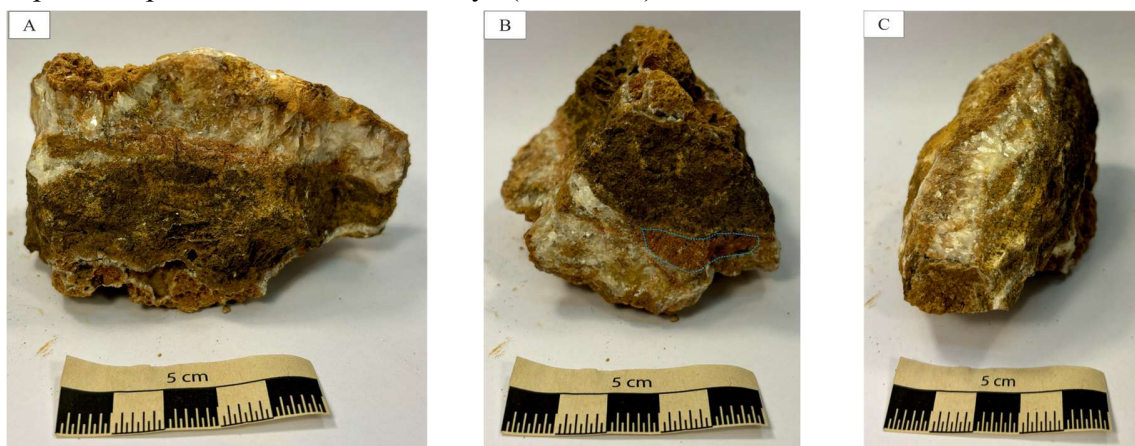
29. ábra. A Goldgrund-völgyből begyűjtött JhM08 kőzetminta. A – JhM08 kőzetminta előoldali képe. B – JhM08 minta hátoldaláról készült kép

A JhM08 kőzetmintában található ér vastagsága 0,2–0,7 cm között változik (29.A ábra). Az eddigi mintákhoz hasonlóan az egykori törés cementációja során az ér széle felől annak közepe felé szélesedő, megnyúlt tömbös alakú szemcsék jöttek létre, amelyek színe döntően fehér, míg az ér egyes területein szürke (29. B ábra). Az éralkotó kristályok mérete 1–3 mm.



30. ábra. A JhM09 mintán található, vörös színű cementanyag megjelenése, amelynek éren belüli helyzetét kék szaggatott vonal jelzi. A – JhM09, Goldgrund-völgy területéről származó kőzetminta előoldali képe. B – JhM09 kőzetminta hátoldalának képe

A JhM09 mintában egy megnyúlt tömbös kalcitkristályokból álló ér figyelhető meg, amelynek vastagsága ~1,7 cm. A <3 mm méterű, fehér, néhol sötétszürke kristályok az ér falától az ér közepe felé növekedtek. Ezzel az érrel közel párhuzamosan egy hasonló kifejlődésű, vékonyabb ér fut, amely növekedési morfológiáját és szövetét tekintve megegyezik az előzőleg tárgyalt érrel, azonban kristályainak mérete nem haladja meg a 2 mm-t (30.B ábra). Az egymással szemben növekedő szemcsék között pórusok jelennek meg. A két vizsgált ér között helyenként egy vörös színű, finomszemcsés kőzetanyag figyelhető meg, amely feltehetően az ereket cementáló kalcitban csapdázott apró kőzettöredék eredménye (30.A ábra).

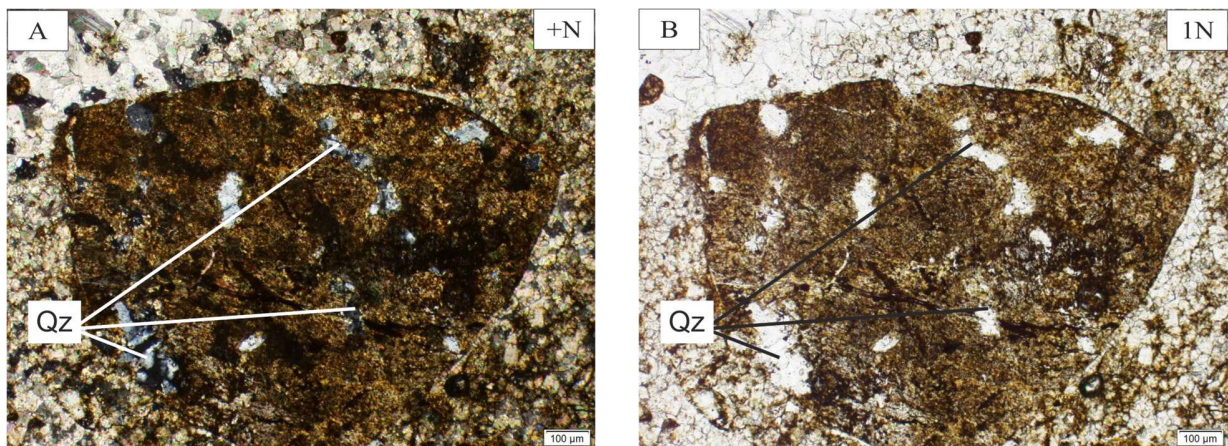


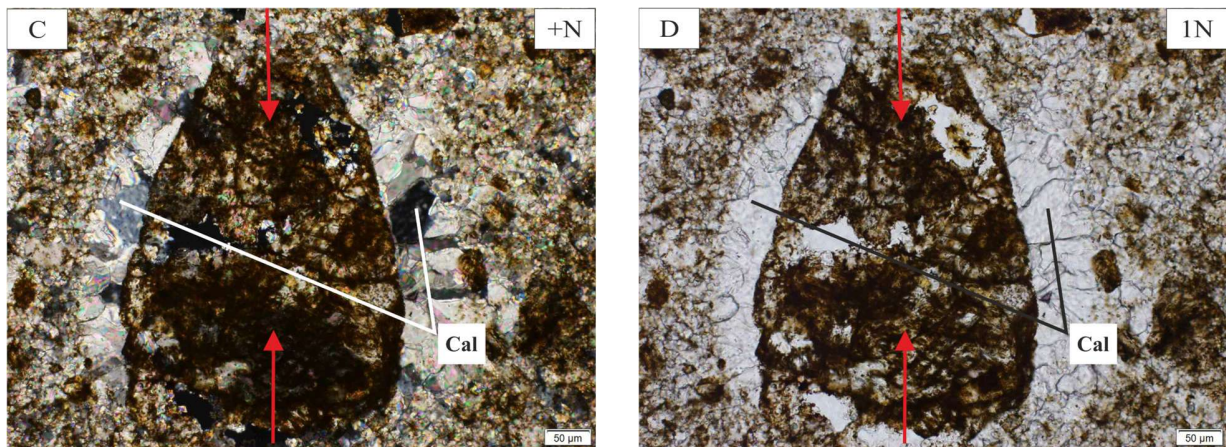
31. ábra. A Goldgrund-völgyben gyűjtött JhM10 kőzetminta. A – a JhM10 kőzetminta előoldaláról készült kép. B – a JhM10 kőzetminta oldalnézeti képe; a kék szaggatott vonal a finomszemcsés, vörös kőzetanyag helyzetét jelöli a mintában. C – A JhM10 kőzetminta hátoldaláról készült kép

8.3. A kőzetminták mikroszkópos megjelenése

Figure 10 consists of two photographs of thin sections of the studied rock. Image A shows the natural color of the rock, while image B shows the same section with color enhancement. Both images include a 5 mm scale bar and a label '+N' in the top right corner.

Az ereket befogadó mellékkőzet 2,2 mm maximális méretű szemcsékből áll, amelyeken feltehetően limonit anyagú kiválás figyelhető meg. A kőzet szövetségében helyenként zárvány formájában 150 μm maximális átmérőjű kvarcsejtszemcsék(Qz) jelennek meg (33. A, B ábra).

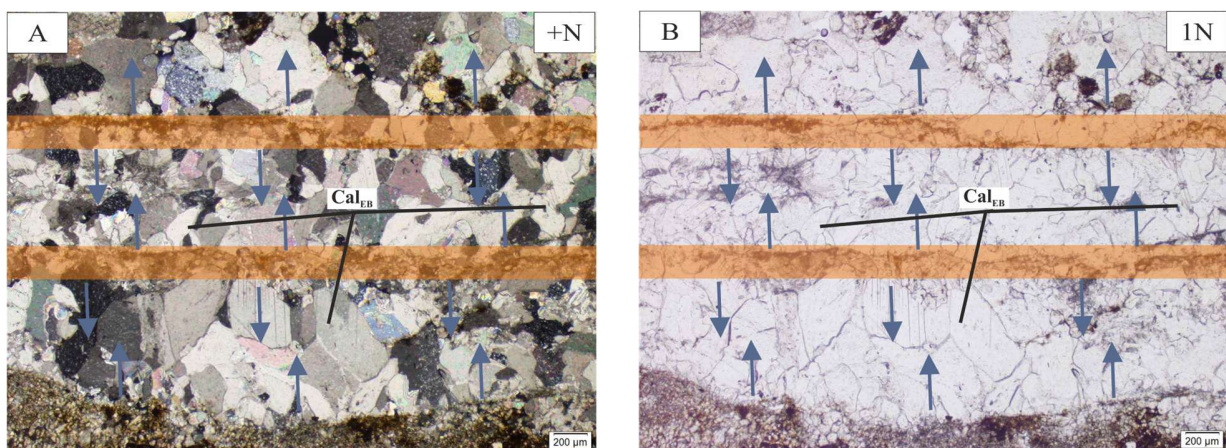




33. ábra. A JhM02A kőzetminta mellékkőzetének szöveti bélyegei. A – kvarcszemcsék (Qz) a mellékkőzet kristályaiban (+N), valamint, B – 1N üzemmódban; C – a mellékkőzet szemcséinek nyomásárnyékában nőtt kalcitkristályok (Cal) +N, illetve, D – 1N üzemmódban; a vörös nyilak a legnagyobb feszültség irányát jelzik

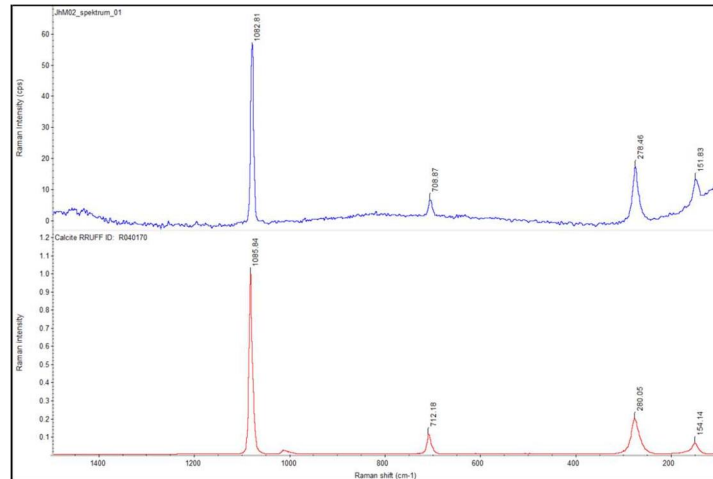
Szöveti irányítottság nem jellemzi a kőzetet, azonban nagyobb szemcséin nyomásárnyékban nőtt kalcitkristályok(Cal) figyelhetők meg (33.C, D ábra).

A vékonycsiszolatban látható ásványos erek összetett rendszert alkotnak. Az érfejlődés során végbement egyes felnyílási eseményekre az érben megjelenő zárványsávok utalnak (32. ábra, piros sáv). A vizsgált erek általános jellemzője, hogy a zárványsávok, illetve a mellékkőzet szegélyén kis szemcseméretű, tömbös, megnyúlt tömbös szemcsékből álló zóna található, amelyekből a középzóna irányába — a felnyílás méretétől függően — esetenként 4,2 mm-t elérő megnyúlt tömbös szemcsék növekedtek. A megnyúlt tömbös kristályok (Cal_{EB}) a mellékkőzet falára merőlegesen, egymással párhuzamosan, az ér középzónájának irányába fokozatosan kiszélesedve növekedtek (34.A, B ábra). A zárványsávok között növekedő szemcsék legnagyobb



34. ábra. A JhM02A vékonycsiszolatban megjelenő zárványsávok és a közöttük növekedő megnyúlt tömbös (Cal_{EB}) kristályok A – +N-os felvételen B – 1N-os felvételen; a narancssárga színű sávok a zárványsávokat, a kék nyilak pedig a kalcitkristályok növekedési irányát jelölik

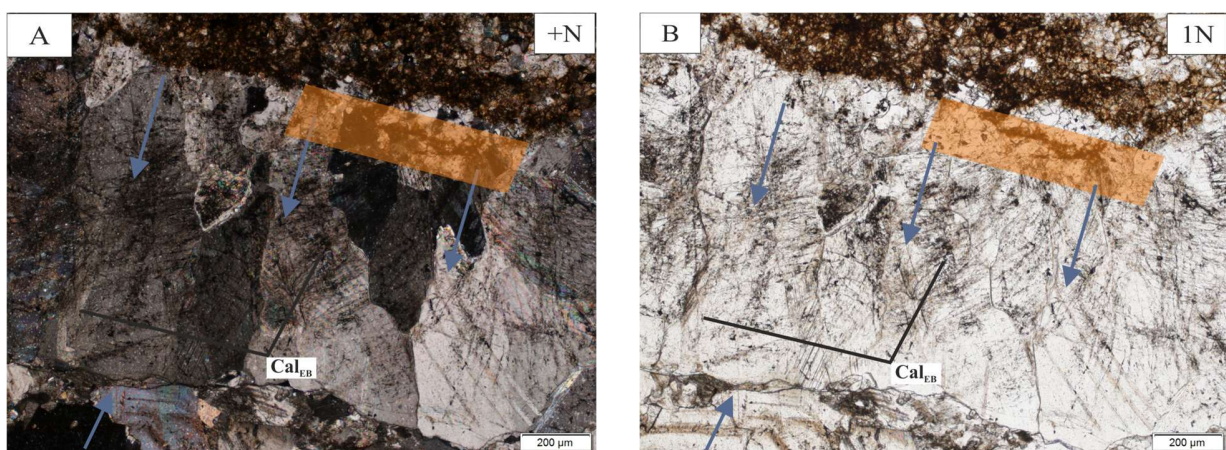
mérete 150 μm . Az érkötő kalcitszemcsék (35. ábra) legtöbb esetben egymással szemben növekedtek, azonban egyes felnyílásokban unitaxiális kifejlődésűek, azaz csupán a felnyílás egyik oldala felől növekedtek annak másik oldala felé.



35. ábra. A JhM02A kőzetminta ásványos ereit kitöltő kalcit kristályok Raman spektruma (kék) a RRUFF adatbázisban található kalcit referencia spektrum (piros) feltüntetésével

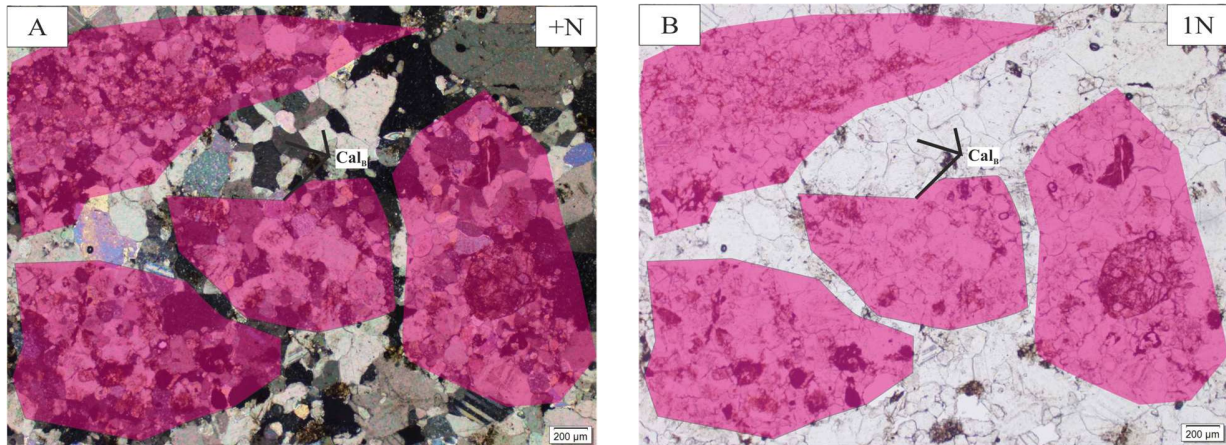
A vékonycsiszolat 32. ábrán zöld sávval jelölt részén, a felnyílás helyén a kalcitszemcsék szintén unitaxiális növekedést mutatnak, ahol az egyéni szemcsék mérete eléri a 4 mm-t. Az itt elhelyezkedő kristályok növekedési zonációt mutatnak, amelyet finomszemcsés közettörmelékéből álló sávok jelölnek.

A 32. ábrán lila színnel jelölt területen a növekedési zónákkal rendelkező kristályok között egy vélhetően fiatalabb, növekedési zónáktól mentes, megnyúlt tömbös kalcitkristályokból (Cal_{EB}) álló fázis jelentkezik, amely kristályainak mérete 0,8–1,1 mm (36. A, B ábra).



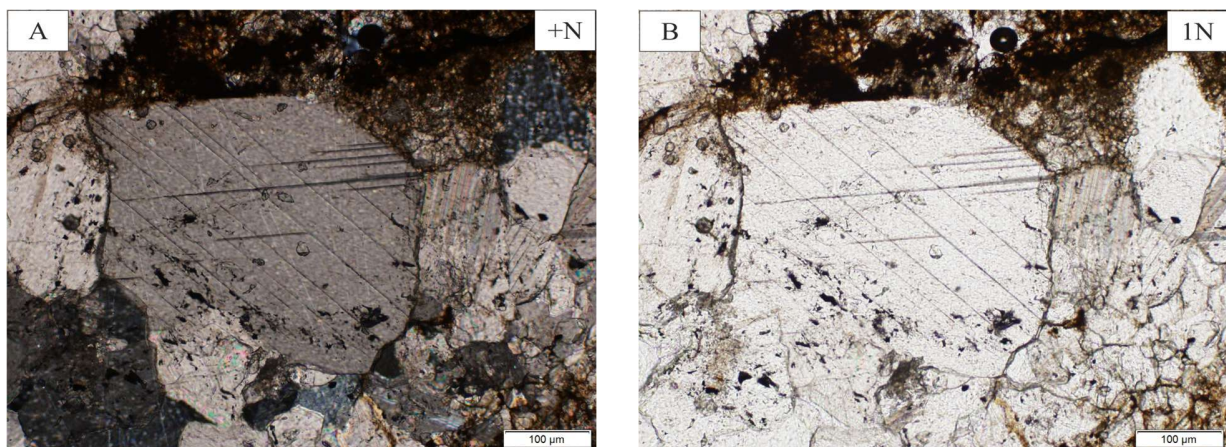
36. ábra. A 33. ábrán lila sávval jelölt felnyílást kitöltő megnyúlt tömbös (Cal_{EB}) szemcsék A – +N, illetve, B– 1N felvételen; a narancssárga színű sávok a zárványokat, a kék nyilak pedig a kalcitkristályok növekedési irányát jelölik

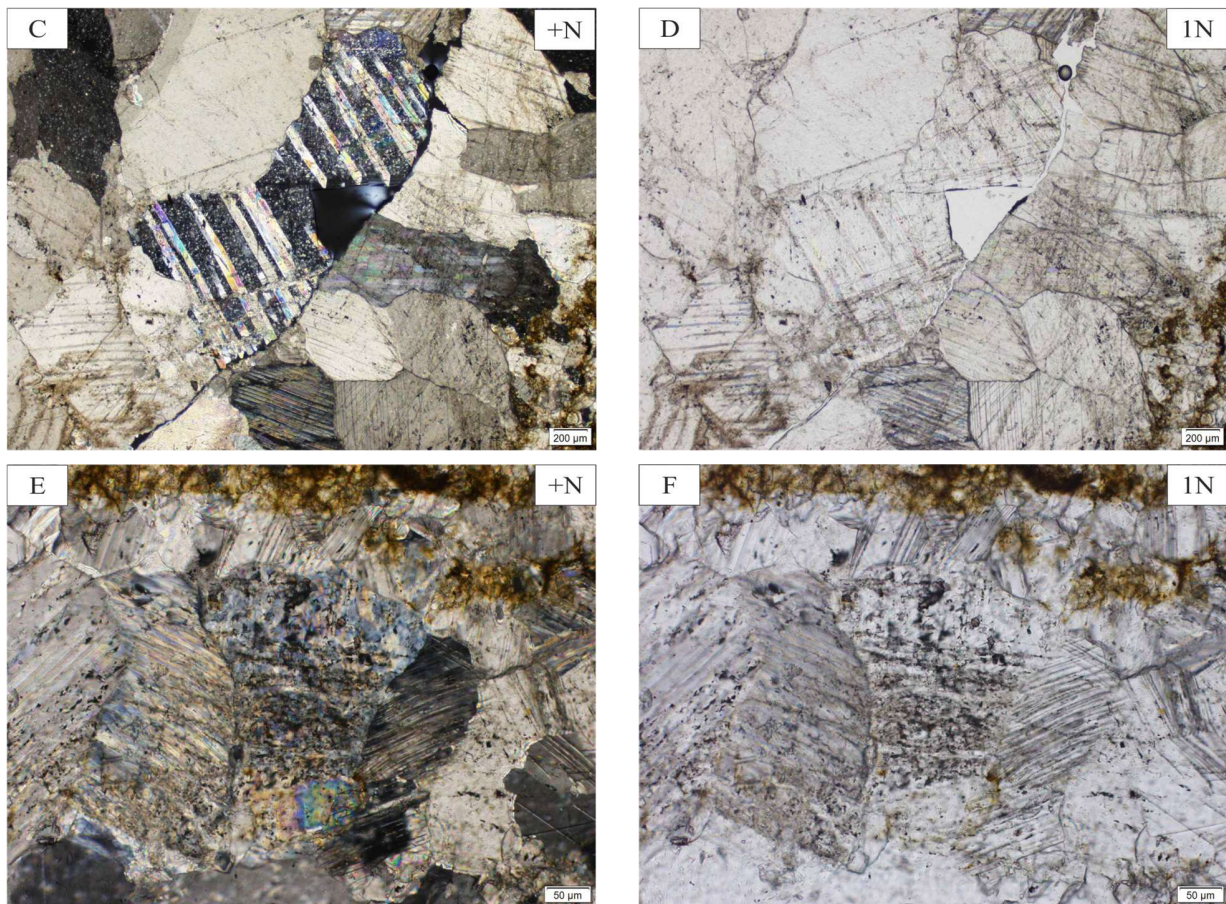
A 32. ábrán kék sávval jelölt ér kifejlődésében társaihoz hasonló, maximálisan 1,1 mm méretű, egymással szemben növekedett megnyúlt tömbös kristályokból épül fel, azonban az ér egyes területein a kitöltés mellékközetből származó szilárdzárványokat tartalmaz. A területen több kisebb felnyílási esemény nyomai figyelhetők meg. Az éralkotó kalcitszemcsék mérete általában 40–130 μm , de megjelennek nagyobb, 240 μm átmérőt elérő kristályok is. Az uralkodó szemcemorfológia tömbös megjelenésű (Cal_B ; 37.A, B ábra).



37. ábra. Az egyes felnyílási események cementálódása során kialakult, főként tömbös (Cal_B) szemcsékből álló szövet. A – a zárványsávok területén megjelenő kisméretű szemcsék +N üzemmódban, illetve B – 1N felvételen; a rózsaszín színnel jelölt területek a tömbös szövetben elszórtan megjelenő mellékközetzárványokat jelzik

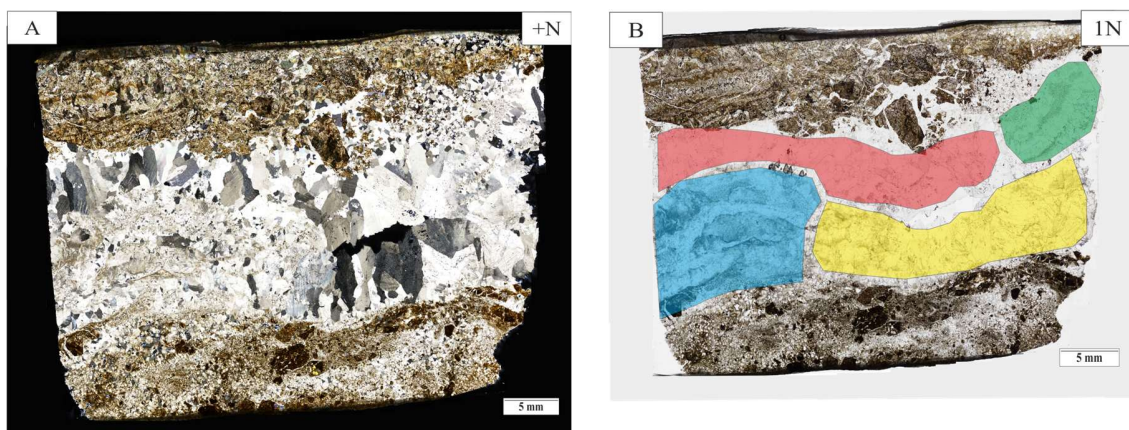
A kalcitkristályok ikerlemezezése az egész mintára kiterjedően megfigyelhető, FERRILL et al., (2004) által elkülönített 4 deformációs ikertípus közül az I. (38.A, B ábra), II. (38.C, D ábra) és III. (38. E, F ábra) típusok azonosíthatók.





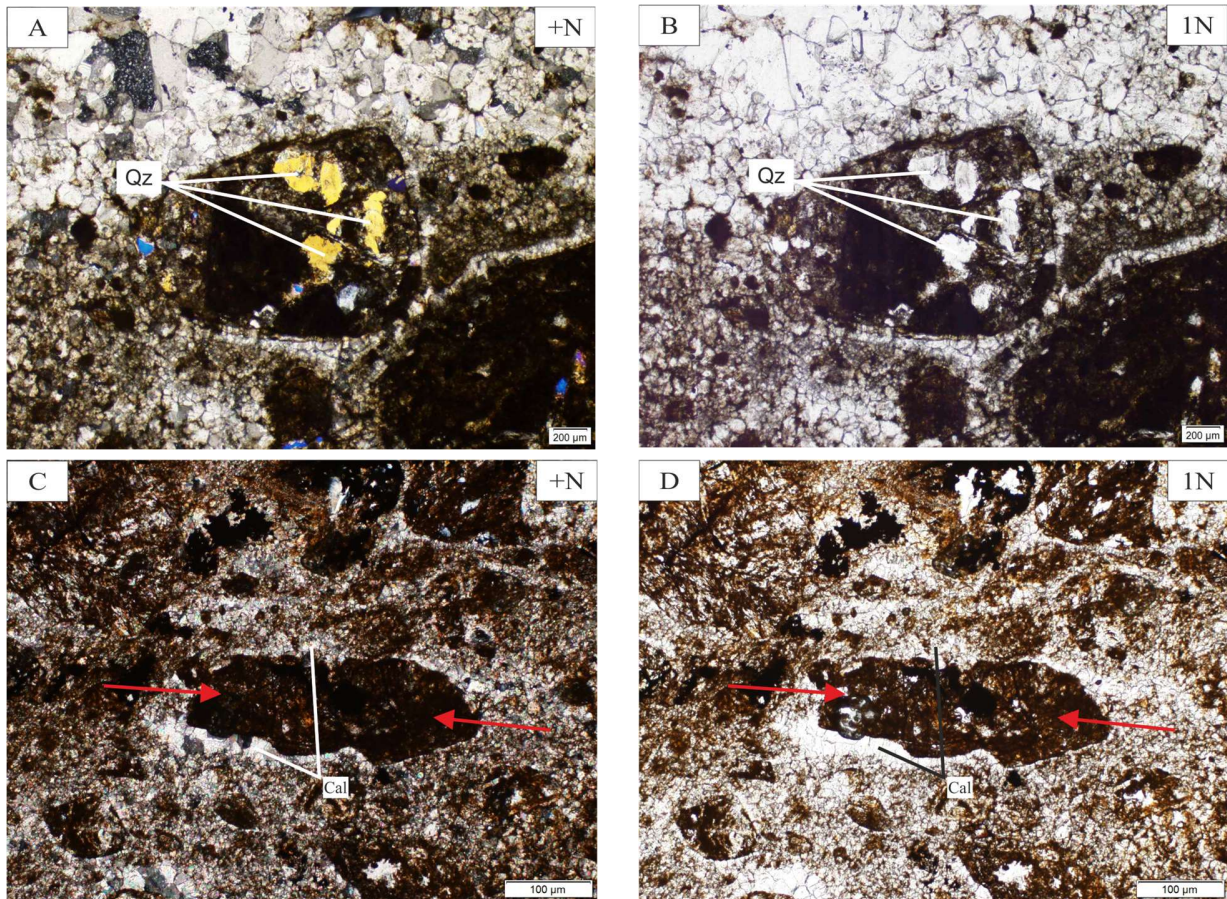
38. ábra. A JhM02A mintában előforduló deformációs ikertípusok. A – I. típusú iker +N, illetve B – 1N üzemmódban; C – II. típusú iker +N, illetve D – 1N felvételen; E – III. típusú, hajlott deformációs ikrek +N, valamint F – 1N felvételen

A JhM06 kőzetmintából a benne található ér síkjára merőleges metszetben készült vékonycsiszolat (39. ábra).



39. ábra. A JhM06 kőzetmintából készült vékonycsiszolat A – +N, valamint B – 1N felvételen. Az különböző színnel jelzett sávok különböző, nagyobb felnyílási eseményeket jelölnek

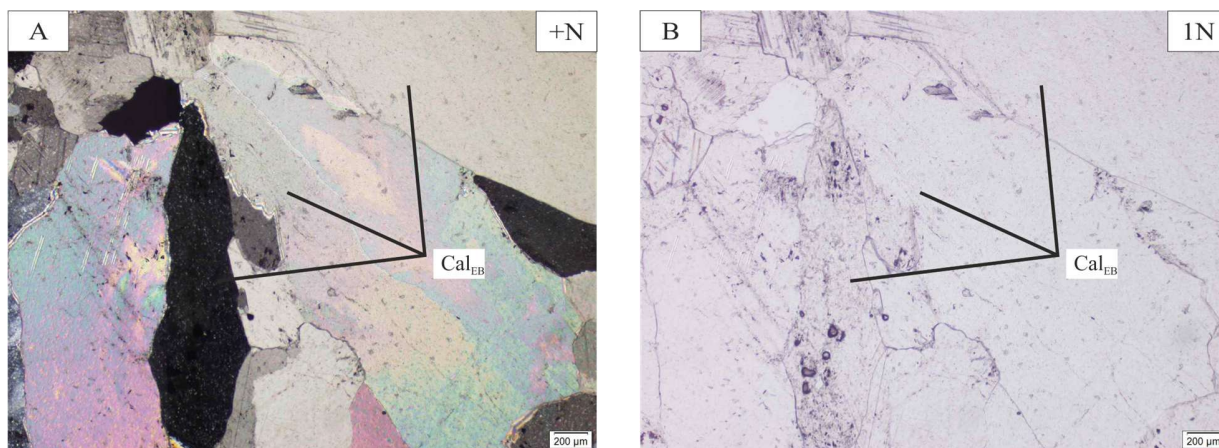
A JhM02A vékonycsiszolathoz hasonlóan a mellékkőzet egyéni, 2,6 mm maximális méretű szemcséin, feltehetően limonit anyagú kiválás figyelhető meg. Kitüntetett szöveti irányítottság itt sem tapasztalható, azonban a mellékkőzet szemcséiben megjelenő kvarc- és kalcitkristályok (40. A, B ábra) és a nyomásárnyékban nőtt kalcitkristályok (40. C, D ábra) ebben a mintában is megfigyelhetők. A JhM06 mintában megjelenő erek mikroszkópi szöveti bélyegei nagyfokú



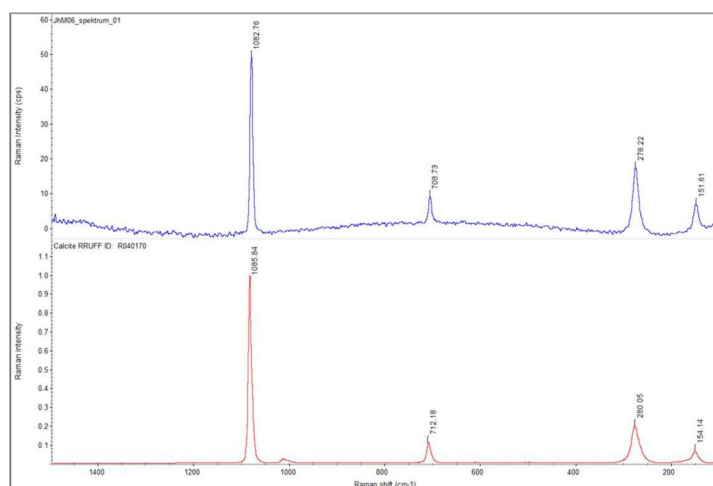
40. ábra. A – a mellékkőzet töredékeiben megfigyelt kvarc- és kalcitkristályok (Qz) +N, illetve B – 1N felvételen; C – a mellékkőzet szemcséire nyomásárnyékban nőtt kalcitkristályok (Cal) +N-ban, D – valamint 1N-ban; a vörös nyilak a legnagyobb feszültség irányát jelzik

egyeztetést mutatnak a JhM02A vékonycsiszolatban tapasztaltakkal. A mellékkőzet és a zárványsávok peremén megjelenik egy kis szemcseméretű, tömbös, megnyúlt tömbös szemcsékből álló zóna, amelyből esetenként 5,1 mm-t is elérő megnyúlt tömbös szemcsék növekedtek. A kristályok növekedési iránya az ér középzónája felé mutat, az egyes szemcsék egymással párhuzamosan, a mellékkőzet falára merőlegesen növekedtek. A 39. ábrán piros és sárga színnel

jelölt területen a megnyúlt tömbös kalcit szemcsék (40. ábra) maximális hosszúsága eléri az 5 mm-t (Cal_{EB} ; 41. A, B ábra).

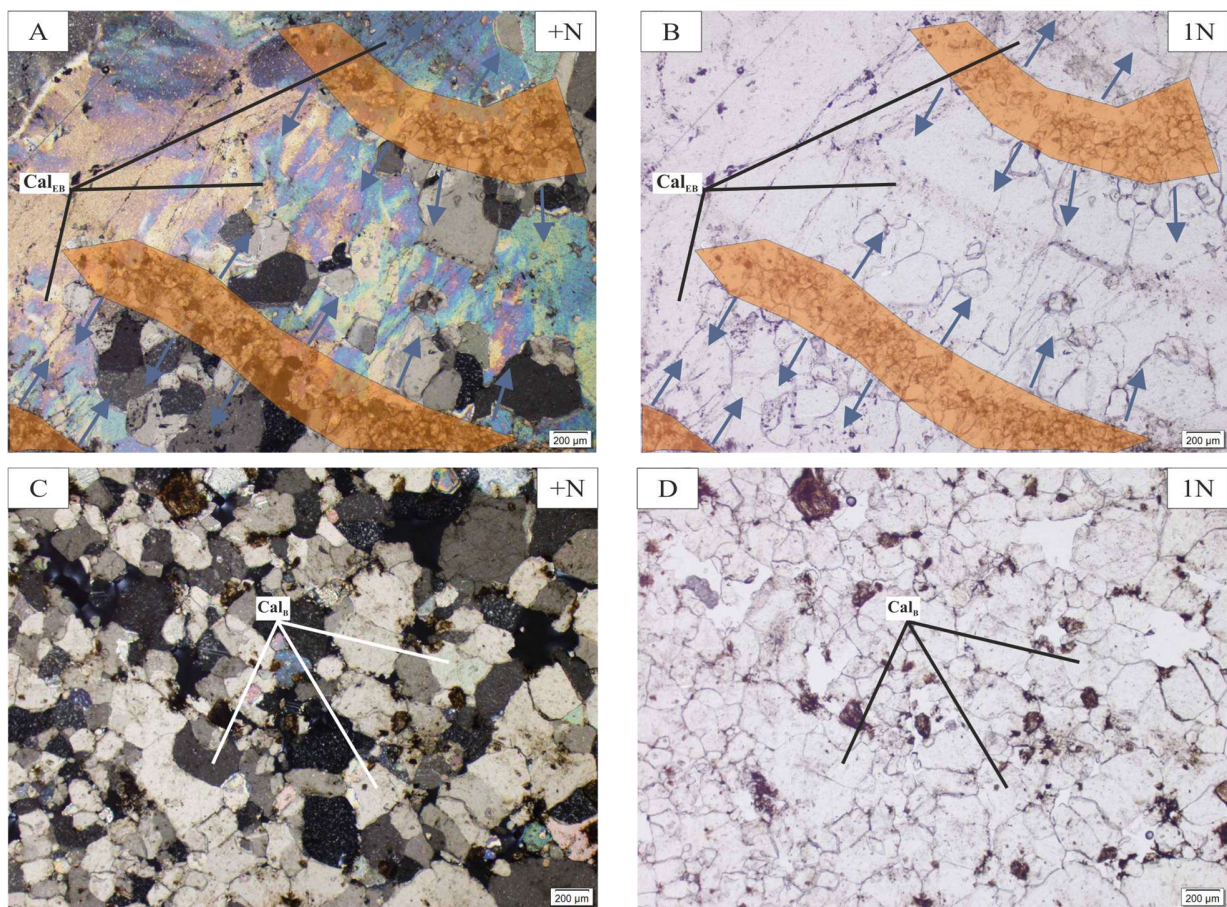


41. ábra. A 31. ábrán piros és sárga színű sávval jelölt területen megjelenő szöveti tulajdonságok, A – a szövetre jellemző nagyméretű megnyúlt tömbös (Cal_{EB}) kristályok +N-os, B – illetve 1N-os képe



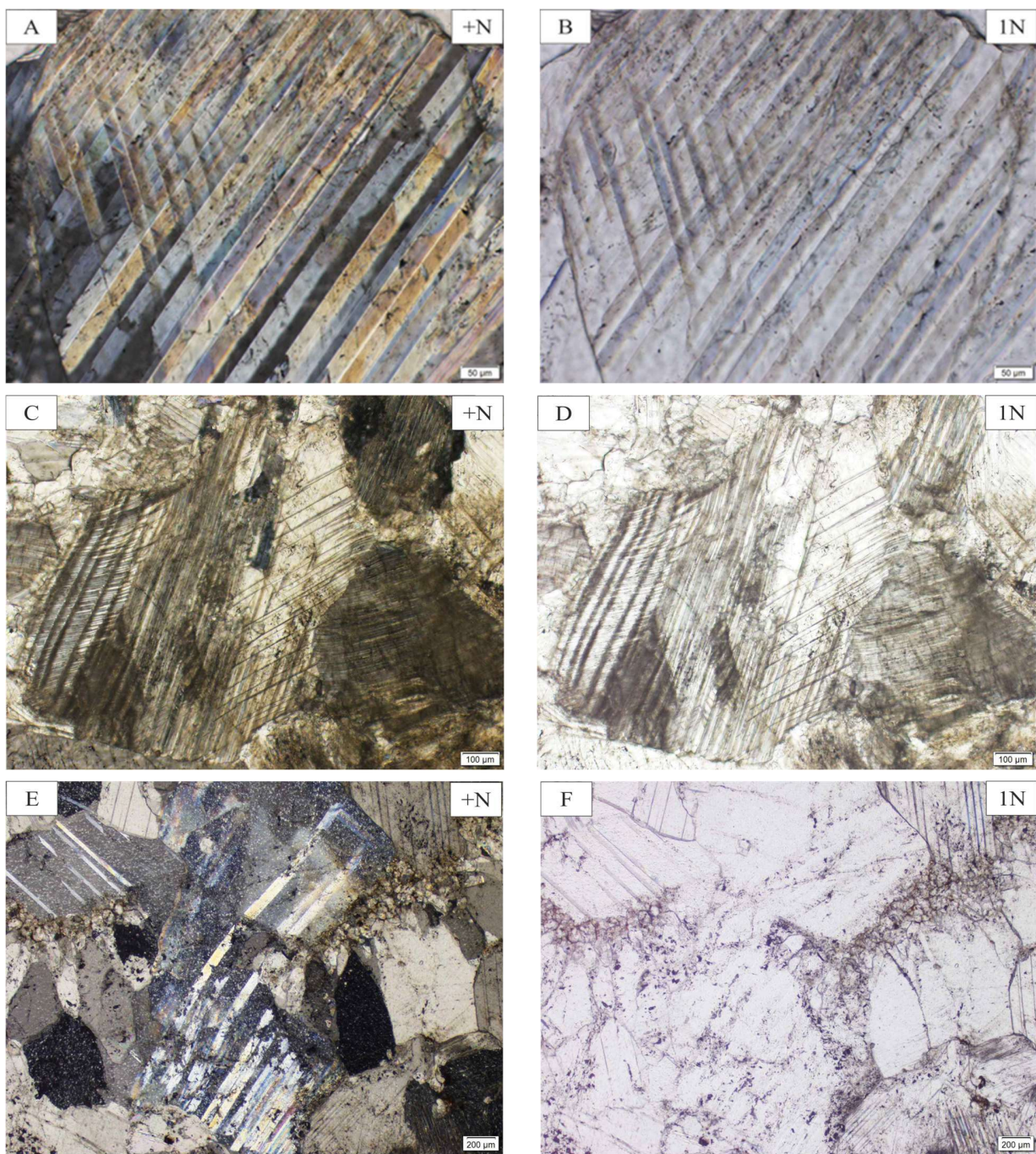
42. ábra. A JhM06 kőzetminta ásványos ereit kitöltő kalcitkristályok Raman spektruma (kék) a RRUFF adatbázisban található kalcit referencia spektrum (piros) feltüntetésével

A 39. ábrán zöld és kék színekkel jelzett területén megfigyelt zárványsávok számos felnyílás-bezáródás folyamat nyomát őrzik. Az egyes zárványsávok között növekedett kalcit szemcsék minden esetben bitaxiális növekedést mutatnak, ahol az egyéni szemcsék maximális mérete 1 mm (43. A, B ábra). A 37. ábrán zöld színnel jelölt területen megfigyelt zárványsávok és a mellékkőzet fala között, 90–300 µm méretű, tömbös szemcsékből álló szövet jelenik meg (43. C, D ábra), amely szövet a mellékkőzet területén felnyílt, majd cementálódott repedéseket is jellemzi.



43. ábra. A 39. ábrán zöld és kék színnel jelölt területeken előforduló zárványsávok A – +N, valamint B – 1N felvételen; C – a mellékközet és a zárványsorok között megjelenő, tömbös (Cal_B) szövet +N, illetve, D – 1N felvételen, a narancssárga színű sávok a zárványsávokat, a kék nyilak a kalcitkristályok növekedési irányát jelölik

A JhM02A vékonycsiszolattal megegyezően, a repedéskitöltő kalcitkristályokra a mintában egységesen jellemző a deformációs ikrek jelenléte. A FERRILL et al., (2004) által elkülönített deformációs ikertípusok közül 3 jelenik meg a mintában, amelyek a II. (44.A, B ábra), III. (44.C, D ábra), és IV (44. ábra E, F) típusok. A vékonycsiszolatban az I-es típus nem, vagy csak nagyon nehezen különíthető el a II. típustól, főként annak nagyon sűrű ikerlemezessége okán, így az I-es típus jelenléte bizonytalan.

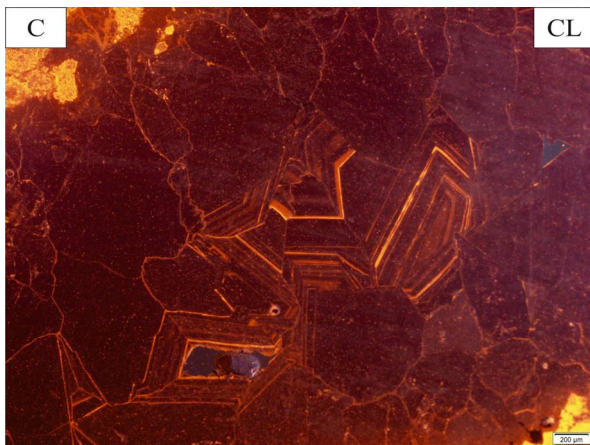
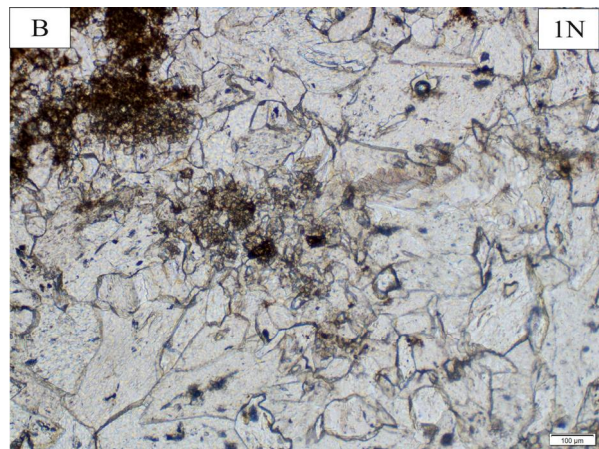


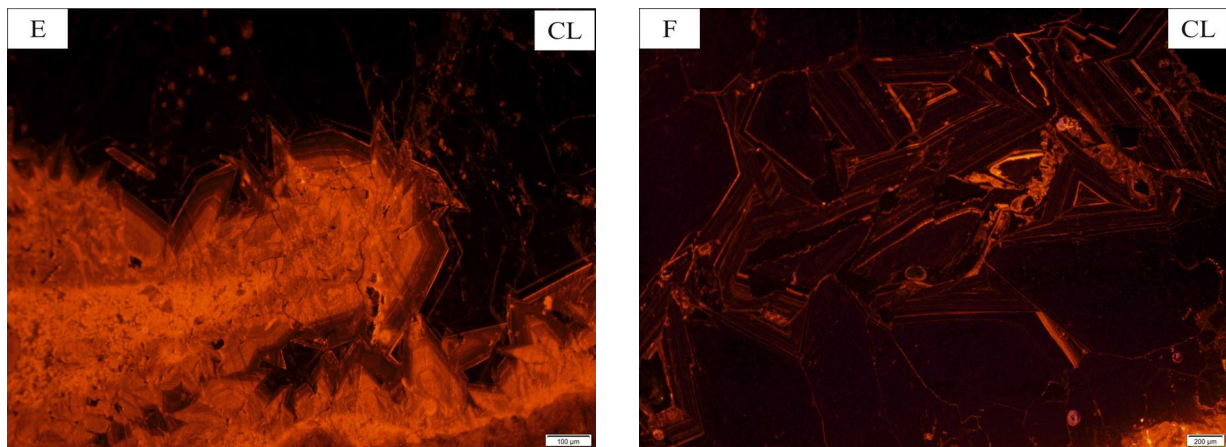
44. ábra. A JhM02A mintában előforduló deformációs ikertípusok. A – II. típusú iker +N, és B – 1N felvételen; C – III. típusú iker +N, illetve D – 1N üzemmódban; E – IV típusú ikresedés +N, valamint F – 1N felvételen

8.4. Vékonycsiszolatok festése és katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálata

A JhM02A és JhM06 mintákból készült vékonycsiszolatokat katódlumineszcens mikroszkópi (CL) vizsgálatnak vetettem alá. A CL vizsgálatok mellett a sor került a vékonycsiszolatok festésére is, amely a Dickson-féle (DICKSON, 1966) karbonátfestési eljárással zajlott. A JhM02A vékonycsiszolatban a mellékkőzet szemcséi néhol halvány kék színt mutatnak, míg az érkitöltések halvány rózsaszínűek. A JhM06 mintában az cementfázisok szintén halvány rózsaszínűek azonban a mellékkőzet szemcséin nem észlelhető változás.

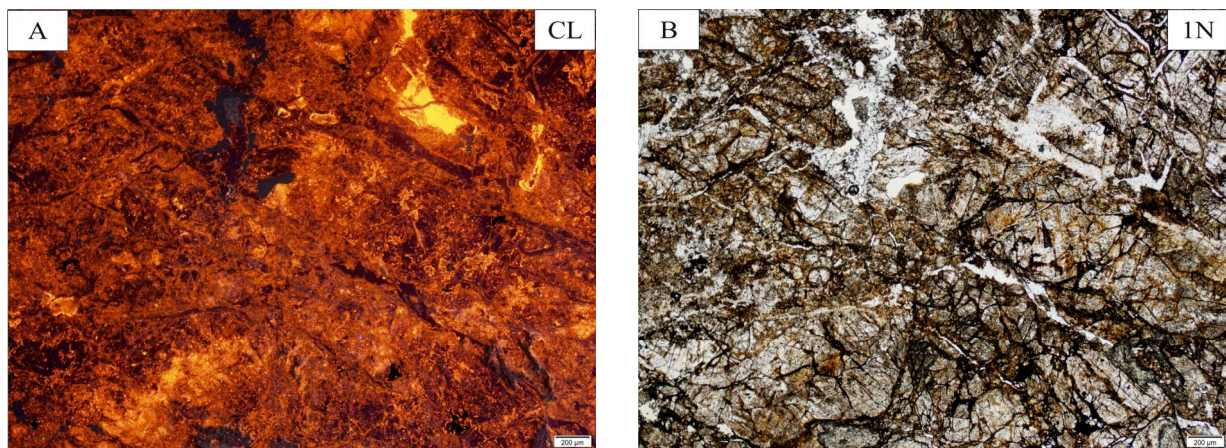
A JhM02A mintában a mellékkőzet karbonátanyaga, és az ahhoz közeli cementfázisok jellegzetes narancssárga lumineszcens színt mutatnak (45. A, B ábra), míg a vélhetően kései érkitöltő fázisok sötétkék CL színűek, kisebb intenzitást mutatnak (45. C, D ábra). A mellékkőzethez és a kőzetzárványokhoz közeli területeken az ércementáció kezdeti szakaszában kialakult karbonátszemcséken növekedési zonáció figyelhető meg (45. E ábra), illetve a kései cementációs fázisban kialakult sötét színű karbonátszemcsék csúcsairól ez szintén elmondható (45. F ábra).

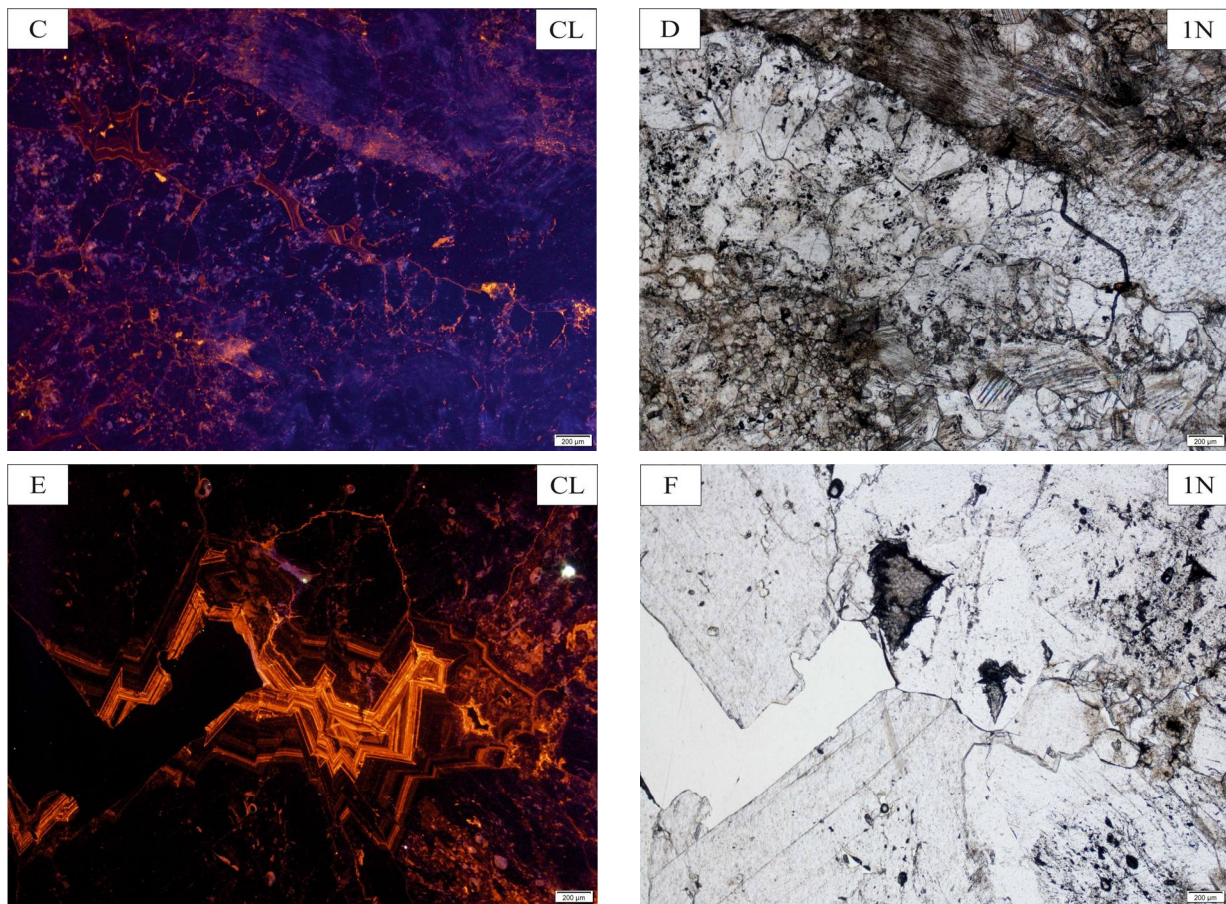




45. ábra. A JhM02A mintáról készült CL és 1N felvételek. A – a mellékkőzet és a korai cementfázisok CL és B – 1N-os felvételen. C – a sötét színű kései fázisok CL, valamint D – 1N-os felvételen. E – a korai és a F- kései cementfázisokon megfigyelhető növekedési zonáció

A JhM06 mintában a JhM02A vékonycsiszolathoz hasonlóan a mellékkőzet anyaga narancssárga (46. A, B ábra), míg az érkitöltő kalcitkristályok sötétkék lumineszcenciát mutatnak (46. C, D ábra) katódlumineszcens mikroszkópban, azonban az előző mintától eltérően itt nem fedezhető fel a vélhetően korai, intenzív narancs CL színű kalcit fázis, a cementáció közvetlenül a mellékkőzettől indult, a fiatalabb, kevésbé CL aktív kalcittal. Az érben az egymással szemben növekedő szemcsék csúcsainál növekedési zonáció figyelhető meg (46. E, F ábra).





46. ábra. A JhM06 mintáról készült CL és 1N felvételek. A – a mellékkőzet CL és B – 1N-os felvételen. C – az érkitöltő kristályok CL, valamint D – 1N-os felvételen. E – az érképző kristályokon megjelenő növekedési zonáció CL és F- 1N-os felvételen

9. Diszkusszió

A 8.1. fejezetben taglaltak alapján a Studervölgyi Genisz, a Kövespataki Kvarcfillit és a Juhhodályvölgyi Márvány kőzetein mért foliációs irányok között jelentős egyezés figyelhető meg. A Juhhodályvölgyi Márvány kőzeteiben az ÉK–DNy csapású KDK-i, illetve ÉNy-i dőlésű (15.A ábra – 1. szín) foliációs irány összeegyeztethető a Studervölgyi Gneiszen és Kövespataki Kvarcfilliten mért, azonos orientációjú foliációs síkokkal. Mindezek mellett a gneiszben egy hasonló orientációval rendelkező, KÉK–NyDNy csapású, DDK-i irányába dőlő (15.A ábra – 4. szín) törésgeneráció is megfigyelhető.

Ugyan a 3 képződmény orientációs adatai nem korlátozódnak az említett síkokra, azonban arra utalnak, hogy a kőzettestek egymás mellett helyezkedtek el a metamorf szerkezet létrejötté

során. Más szavakkal az említett közzettestekben megjelenő foliációs síkok térbeli helyzetének egyezése arra enged következtetni, hogy a képződményekre azonos feszültségmező volt hatással a foliációt kialakító deformációs esemény(ek) idején. Ennek értelmében a különböző litológiai egységek már a késő-variszkuszi(karbon–perm) szerkezetalakulások előtt egymás mellé kerültek, ami megegyezik a BALLA & GYALOG (2009) által felvetett elmélettel, miszerint:

„Függetlenül attól, hogy melyik felfogás is közelíti meg jobban a valóságot, annyi bizonyos, hogy a szerkezetalakulás viszonylag korai szakaszában az Ófalui Formációcsoport különböző képződményei egyetlen nagyobb földtani egységgé „forrtak össze”, amelyet aztán már egységesen érintettek a késő-variszkuszi szerkezeti események és metamorfózis.”

KOROKNAI & KIRÁLY (2023) fillit-márvány-amfibolit együtttest érintő megfigyelései (részletek a 2.2. fejezetben) szintén a közettársaság variszkuszi deformáció előtti összetartozását valószínűsítik. Ugyan az Erdősmecskei Amfibolitra vonatkozó orientációs adatok nem állnak rendelkezésre, azonban a Kövespataki Filliten és a Juhhodályvölgyi Márványon mért adatok alátámasztják KOROKNAI & KIRÁLY (2023) felvetését.

A Studervölgyi Gneisz kőzetein mért egyéb, É–D csapású, Ny-i dőlésű (15.A ábra – 2. szín), illetve Ny–K csapású, É-i dőlésű (15.A ábra – 3. szín) foliációs irányok a képződményt ért, az előzőekben kifejtett „összeforrás” -nál korábbi deformációs esemény(ek)re utalhatnak.

A Juhhodályvölgyi Márvány kőzetein mért orientációs adatok-, illetve a begyűjtött kézipéldányok jellemzői alapján két érgeneráció különíthető el. A két érgeneráció a JhM03A, JhM05, illetve JhM07 és JhM09 kőzetmintákon (20.; 24.; 28.; 30. ábra) is megfigyelhető, valamint további mintákban megjelenő erek térbeli helyzete is ezt bizonyítja. A képződményben az ÉK–DNy csapású, KDK-i, illetve ÉNy-i dőlésű foliációval megegyező lefutású, illetve egy erre közel merőleges helyzetű érgeneráció különíthető el. A JhM03A és JhM07 mintákban megjelenő erek metsződéséből, elvégződéséből relatív időbeliséget állíthatunk fel a két generáció között. Mindkét minta esetében a kék szaggatott vonallal jelölt, fiatalabb érgeneráció elvégződik a piros vonallal jelölt idősebb érgenerációban. Az itt megfigyelt relatív kor más mintákra nem terjeszthető ki, mivel — a terepi feltártsági viszonyokból adódóan — nem rendelkezünk orientációs adatokkal sem a JhM03A, sem a JhM07 és JhM09 kőzetminták esetében.

Ezzel ellentétben a JhM05 kőzetminta biztos alapul szolgálhat az érgenerációk relatív korának meghatározása során. A JhM05 (24. ábra) mintán vörös vonallal jelölt ér képviseli az idősebb érgenerációt, amely a márványban megjelenő foliáció irányával megegyező lefutású.

Térbeli helyzete és makroszkópos megjelenése alapján ebbe az érgenerációba sorolható a JhM06 (26. ábra) mintában megjelenő ásványos ér is. A fiatalabb érgeneráció tagjait a JhM05 (24. ábra) mintán kék szaggatott vonal jelöli, azonban orientációjuk alapján a JhM02A (17. ábra) és JhM04 (22. ábra) mintákon megjelenő erek, továbbá a 15. ábrán 5. színnel jelölt, a Juhhodályvölgyi Márvány szálfeltárásában rögzített ér is ide sorolható.

Az idősebb érgeneráció-, a foliációs síkok-, továbbá az érrel azonos helyzetű KÉK–NyDNY csapású, DDK-i irányába dőlő törésgeneráció orientációs adatai jól összeegyeztethetők (15.A ábra – 4. szín). Ebből adódóan a törésgenerációt kialakító deformáció létrehozhatta azt a repedésrendszert, amelyben az idősebb érgeneráció kristályai kifejlődtek. Ugyanakkor a törésrendszer a metamorf foliáció gyengeségi síkként történő reaktivációjával is létrejöhetett, értelemszerűen a foliációt létrehozó eseményt követően.

A kőzetmintákat makroszkóposan vizsgálva megállapítható, hogy az erek mentén vélhetően elmozdulás nem történt, nyírófeszültség nem lépett fel. A 4.2. fejezetben írtaknak megfelelően az ásványos erek kialakulásához szükséges teret a tenziós törések (FOSSEN 2016) szolgáltatták. Ebből adódóan a vizsgált képződményben a deformáció idején a törési síkon a kőzet szakítószilárdságával megegyező mértékű húzásos normálfeszültség ébredt $\sigma_s = 0$ nyírófeszültség mellett. A telített fluidumból az ásványszemcsék kiválásához szükséges teret tehát a törés síkjára merőleges irányú felnyílás szolgáltatta (BONS et al. 2012).

A Juhhodályvölgyi Márványból származó ásványos ér minták makroszkópos megjelenésében a különböző érgenerációk között nem lelhető fel jelentős különbség. Az ásványos ereket a legtöbb esetben egymással szemben növekedett, megnyúlt tömbös (*elongate blocky*) alakú kalcitszemcsék alkotják. Kivételként az egyes zónák tömbös megjelenésű szemcséi említhetők, ugyanakkor fontos megjegyezni, hogy mindkét morfológia azonos, szintaxiális érfejlődést sugall. A minták között az egyes kalcitszemcsék méretében jelentős különbség lelhető fel, ami részben a repedések különböző méretéhez, részben pedig az érfejlődés során a kalcitszemcsék eltérő növekedési rátájához, és az abból adódó növekedési versenyhez köthető (BONS 2000). A vizsgált erek vastagsága, és éralkotó szemcséinek mérete széles tartományt fed le. A kialakult erek vastagsága ~1 mm és 3 cm között mozog, míg az éralkotó szemcsék mérete bizonyos esetekben eléri a 4 mm-t (*JhM10 minta, 31. ábra*). Az érfejlődés során — a JhM02A–B, JhM03B, illetve JhM04 és JhM09 kőzetmintákon (17., 19., 21., 22., 30. ábra) megfigyelhetően — az ér szövetében diszkontinuitások, pórusok alakultak ki, amelyek a részleges cementációval, vagy a

kristálynövekedés üteméhez képest gyorsabb felnyílási sebességgel magyarázhatók, azonban a részleges cementáció kiváltó oka maga a kristályosodás üteménél nagyobb felnyílási sebesség is lehet (FOSSEN 2016).

A JhM02B kőzetmintában (19. ábra), az ér szövetségében mellékkőzetzárványok jelennek meg, amelyek többféleképp is csapdázódhattak. Egyik lehetséges magyarázat, hogy az elsődleges felnyílási eseménnyel egyidejűleg, a felnyíláshoz közeli területeken a kőzetben jelenlévő gyengeségi síkok mentén a mellékkőzetből további darabok váltak le, amik a cementáció során beépültek az ér szövetségébe. Másik értelmezés szerint az ér elsődleges cementációját követően a mellékkőzet területén egy újabb felnyílás történt, amelyet újabb cementációs esemény követett, azaz a kőzetzárvány, mi több az ásványos ér a repedés-bezáródás (*crack-sealing*; RAMSAY 1980) mechanizmus eredményeként jött létre.

A JhM02A és JhM06 ásványos erekben megnyúlt tömbös szemcsék túlsúlya dominál, amelyek a repedésfalra merőlegesen növekedtek a makroszkópos leírásnak megfelelően. Ezen jellemzők értelemszerűen a vékonycsiszolatokban is megfigyelhetők. Az akár 4–5 mm átmérőt is elérő megnyúlt tömbös szemcsék jelenléte erőteljes növekedési versenyre utal (BONS 2000). Mindkét minta esetében szintaxiális növekedésű repedéskitöltés vannak jelen, amely kialakulása a mellékkőzet és a cementanyag azonos összetételére, valamint az érképző fluidum töréseken belüli advektív áramlására vezethető vissza (BONS et al., 2012). A nagy mennyiségű mellékkőzetzárványt tartalmazó sávok jelenléte a mellékkőzet területén végbement repedésképződés és bezáródás eseményekre utal mindkét minta esetében.

A 32. ábrán zöld színnel jelzett területen az unitaxiálisan, azaz csupán az ér egyik oldala felől növekedő szemcsék növekedési fázisait szilárd zárványokból álló peremek jelölik. Ezen kristályok csúcsánál egy egykori felnyílási és cementálódási esemény feltételezhető. Az itt megjelenő kristályok intenzív növekedési versenyről árulkodnak, a mellékkőzet szegélyén kis szemcseméretű, megnyúlt tömbös kristályokból álló zóna (*looser grains*) jelenik meg, amelyben mellékkőzet alkotta zárványsávok figyelhetők meg (36. ábra). Az említett zónából ~1 mm nagyságú, a növekedés irányába kiszélesedő megnyúlt tömbös szemcsék fejlődtek (*winner grains*; BONS 2000). A mellékkőzet és a zárványsávok területén megjelenő izometrikus, tömbös szemcsék jelenléte a felnyílt pórustérbe áramló fluidumból történt kiválás során jöhetett létre (BONS 2000).

A mellékkőzetben megjelenő kvarcsejtszemcsék tekintetében elmondható, hogy azok a karbonát protolittal együtt is képződhettek, ugyanakkor egy későbbi fluidumáramlási esemény

során is a kőzetbe kerülhettek. A kvarcsezemcsék unduláló kioltása és szemcsehatárainak szabálytalan jellege a szemcsét ért metamorf, kristályplasztikus deformációra utal.

A mellékkőzet klasztjainak nyomásárnyékban nőtt kalcitkristályokat figyeltem meg, amelyek az egyes deformációs események során fennálló főfeszültségek irányát tükrözhetik (BONS et al., 2012). A tanulmányozott kőzettestet, helyzetéből adódóan, deformációs események sorozata érte, így az egyes klasztok körül megjelenő, nyomásárnyékokban kivált kristályok számos deformációs eseményre utalhatnak. Ezen tényezőkből adódóan a nyomásárnyék szerkezetek önállóan nem alkalmasak egy-egy deformációs esemény során fennálló főfeszültségek rekonstrukciójára, ugyanakkor deformálatlan szövetükből adódóan valószínűsíthető, hogy kialakulásuk a legfiatalabb deformációs eseményhez köthető.

A kőzetmintákban megfigyelt mikroszöveti bélyegek és a különböző ásványos erek egymáshoz viszonyított helyzete alapján két szerkezetalakulási esemény különíthető el a kőzetben. Ezen szerkezetalakulásokhoz köthetően, különböző szöveti tulajdonságokkal rendelkező ásványos erek alakultak ki. Egyik esetben, az ér szövetét egységesen, nagyméretű, szilárdzárványmentes megnyúlt tömbös kalcitkristályok (Cal_{EB}) alkotják, amelyekre a szintaxiális növekedés jellemző (pl. 32. ábra zöld színű terület). A másik esetben, a kisméretű megnyúlt tömbös kalcitszemcsék (Cal_{EB}) dominanciája mellett, gyakori a blokkos szemcsék (Cal_B), illetve a mellékkőzetzárványokat tartalmazó zárványsávok megjelenése is a szövetben (pl. 32. ábra kék színű terület). A zárványsávok gyakori megjelenése ismételt repedés-bezáródás folyamatokra (*crack-sealing*) utal, azonban ezek feltehetően azonos deformációs fázisok egymást követő eseményeit reprezentálják.

Az ásványos erek kalcit kristályain deformációs ikreket figyeltem meg. A JhM02A vékonycsiszolatban a négy ikresedési típusból az I–III. típusokat lehet meghatározni. Az I-es típusú iker általában vékony fekete vonalként jelenik meg. Kialakulása 170 °C alatti gyakori. (38. A, B ábra; VRABEC et al., 2018). Az ikertípusok közül a vékonycsiszolatban leggyakrabban a II. típus figyelhető meg, amely az I-es típusú ikreknél vastagabb zónák formájában jelentkezik. Ennek kialakulása általában 200 °C feletti hőmérsékleten megy végbe (38. C, D ábra; FERRILL et al., 2004). A III. típusú deformációs ikerlemezek az előzőktől eltérően nem egyenesek, hanem a szemcsehatár irányába meghajlanak, elvékonyodnak (38. E, F ábra; VRABEC et al., 2018). VRABEC et al., (2018) a III. típus kialakulását 200 °C feletti hőmérsékletre helyezi.

A JhM06 vékonycsiszolatban a JhM02A mintához hasonlóan, szintén három típusa különíthető el a deformációs ikerlemezeknek. I-es típusú ikerlemezek nem azonosíthatók a

mintában, azonban a II., III. és IV. típusok egyértelműen elkülönülnek. A III típusú ikerlemezőesség jellemzően a zárványsávokhoz közeli területeken alakult ki, azonban az ikerlemezek sűrűsége egy szemcsén belül magasabb (44. C, D ábra) a JhM02A mintában megfigyelteknél. A zárványsávokhoz közeli területen a II. típusú ikrek szintén gyakoribban, mint az attól távolabb eső területeken (44. A, B ábra). A II., illetve III. típus mellett a zárványsávok peremén az ikresedés IV. típusa is megjelenik (42. E, F ábra).

FERRILL et al., (2004), illetve VRABEC et al., (2018) a IV. típusú ikresedés hőmérsékletét 250 °C felé helyezi, amely felett a dinamikus átkristályosodás mechanizmusa játszik kulcsszerepet. A keletkezett deformációs ikerlemezek határa varratszerű, gyakran apró foltok sorozata rajzolja ki.

PAPP et al., (2017) a kalcitban megjelenő deformációs ikerlemezőesség nemzetközi szakirodalmát a következők szerint foglalták össze:

„Az ikerlemezek szélessége és sűrűsége együttesen adja meg a szemcse által elszenvedett alakváltozás mértékét. Egyszerű nyírás során az alakváltozás sebességének növekedésével az ikerlemezek sűrűsége jellemzően növekszik, vele párhuzamosan pedig az ikerlemezek vastagsága csökken, az így kialakuló ikerlamellák nem sorolhatók be egyértelműen a BURKHARD (1993) által meghatározott típusokba. Ezzel ellentétben a deformáció sebességének csökkenésével növekvő vastagságú és kisebb sűrűségű ikerlemezek alakulnak ki a kalcitban (RYBACKI et al. 2013).”

Ezen megállapításokból kiindulva, az egyes mintákban a deformáció minimális hőmérséklete megbecsülhető. A JhM02A mintában I-es típusú ikeresedést vélhetően egy kisebb hőmérsékletű (<170 °C) deformációs esemény alakította ki. A II. és III típusok megjelenése egy 200 °C hőmérsékletet meghaladó deformációs eseményre utal, azonban a IV. típusú ikrek hiányában valószínűleg a hőmérséklet nem haladta meg a 250 °C-t. A mintában megjelenő ikerlemezek sűrűségének változása eltérő intenzitású deformációra utal. A zárványsávokhoz közeli területeken a II. és III. ikertípusok sűrűbben helyezkednek el, mint az ér többi részén, amely alapján ezeken a területeken lehetett a legintenzívebb az alakváltozás.

A JhM06 mintában a IV. típusú ikerlemezek egy minimum 250 °C hőmérsékletet elérő deformációra utalnak. A minta egyes területeit érintő, eltérő deformációs intenzitás itt is megfigyelhető. A zárványsávok közelében figyelhető meg a legsűrűbb, II. és III. típusú ikerlemezőesség, vagyis a deformáció leginkább ezeken a területeken összpontosult.

Ugyan a két minta ikerlemezeinek típusai eltérő deformációs hőmérsékletre utalnak, pontosabb értékek meghatározásához az ikerlemezek vastagságának és sűrűségének további

vizsgálata szükséges, amely eredményeként az eltérő értékek közelíthetik egymást. Mindezek mellett az azonban bizonyos, hogy a képződményt legalább 200 °C (feltehetően >250 °C) hőmérsékleten végbement deformáció érte az ásványos erek kialakulását követően. Az eltérő deformációs hőmérsékletek felvetik annak lehetőségét is, miszerint a JhM02A mintában található ér fiatalabb, mint a képződményt ért >250 °C hőmérsékletű deformáció, vagyis a deformáció még annak az érnek a kialakulása előtt ment végbe.

A JhM02A és a JhM06 vékonycsiszolatok katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálata során megfigyelt, idősebb kalcit fázisban megjelenő narancssárga lumineszcenciát (45. *A ábra*) vélhetően a kristályrácsban a Ca^{2+} helyére beépülő Mn^{2+} ionok okozzák, míg a fiatalabb kalcit fázisra jellemző sötétkék színért (45. *C ábra*) részben a Fe^{2+} ionok lehetnek felelősek, mivel gyengítik, illetve helyenként teljesen kioltják a lumineszcenciát (M. PAGEL et al., 2000), ugyanakkor a kékes árnyalatot egyéb szennyeződések, például ritkaföldfémek jelenléte is okozhatja. Ennek tisztázása további, főként geokémiai vizsgálatokat igényel, amely túlmutat jelen munka keretein. A vékonycsiszolatok festése során, a JhM02A mintában a mellékkőzet egyes szemcséin megfigyelhető enyhe kék szín vasas kalcit jelenlétére utal. A cementfázisok halvány rózsaszín színe kalcitot jelez, amely megegyezik az optikai mikroszkópos és Raman mikrospektroszkópos vizsgálatok során tett megfigyelésekkel. A Jhm02A mintában megfigyelhető különböző lumineszcenciájú cement fázisok (45. *E, F ábra*) két különböző kristályosodási eseményt feltételeznek, amelyek ezáltal két különböző fluidumáramlási eseményhez kötődően alakulhattak ki. Először a mellékkőzethez és a mellékkőzetzárványokhoz közel eső narancs színű cementfázisok (45. *A ábra*), majd pedig az erre ránövekedett sötétkék lumineszcenciát mutató ásványok cementációja következett. A CL vizsgálatok során megfigyelt különböző cementgenerációk a festés alapján nem különíthetők el, színük intenzitásában nem figyelhető meg változás. A JhM06 mintában a mellékkőzet anyaga a JhM02A mintához hasonlóan narancssárga lumineszcenciájú, míg az éralkotó kalcit kristályok sötét színűek. A lumineszcencia jelenségért vélhetően ebben a mintában is a kristályrácsba beépülő Mn^{2+} és Fe^{2+} ionok aránya, valamint egyéb, jelenleg még nem azonosított nyomelemek jelenléte lehetnek felelősek. A JhM02A mintától eltérően itt egyfázisú cementáció figyelhető meg, a sötét színű érkitöltő kristályok közvetlenül a mellékkőzet falától növekedtek, a mellékkőzet határán megjelenő, előző mintában megfigyelt korai cementfázis teljes mértékben hiányzik. Mindkét minta esetében a kristályokon megfigyelhető növekedési zonáció (45. *E, F; 46. E ábra*), amely többek között a kristálynövekedés során az

érvépző fluidumban fellépő elemösszetétel változásra adhat bizonyítékot (RAMSEYER 1989). A JhM06 mintában a korai cementációs fázis hiánya arra utalhat, hogy ezen ér fiatalabb a JhM02A mintában megfigyeltnél, vagyis az elsődleges fluidumáramlási esemény idején ezen közetrés még nem nyílt fel/létezett. Ebben az esetben a kézipéldányokon megfigyelt elvégződések így másként értelmezhetők, mivel korábbi álláspontom szerint a törésterjedés változott meg a már ott lévő ér síkja mentén, de ezek alapján az eredetileg egyenes ereket elnyírták a fiatalabb erek, aminek egyik tagja a JhM06.

10. Összefoglalás

A dolgozat elkészítése során a Juhhodályvölgyi Márványban található ásványos ereket vizsgáltam. Az értekezés első felében rövid áttekintést adtam hazánk főbb szerkezeti egységeiről, majd az Ófalui Metamorf Komplexum közeteinek sajátosságait tárgyaltam. A földtani háttér ismertetését követően bemutattam az ásványos erek kialakulásához szükséges folyamatokat, illetve az érvégződés során keletkező eltérő szövettípusokat, azok mikroszkopikus morfológiáját.

A szakirodalmi áttekintés után a Juhhodályvölgyi Márványból származó ásványos ereket elemeztem. Az ereket magába foglaló Juhhodályvölgyi Márvány részletes vizsgálata ugyanakkor nem képezi részét jelen dolgozatnak, az ásványos erek további, többek között fluidumzárvány mikrotermometriai és geokémiai vizsgálata mellett ez jövőbeli kutatási céljaim közé tartozik.

Az Ófalui Metamorf Komplexum három képződményén, a Studervölgyi Gneiszen, a Kövespataki Kvarcfilliten és a Juhhodályvölgyi Márványon mért orientációs adatok alapján kísérletet tettem azok szerkezetfejlődésének összehasonlítására. A képződmények metamorf foliációs, illetve törési síkjain mért adatokat összesítettem és sztereografikus projekción ábrázoltam, majd irányultságuk alapján csoportosítottam őket. Az így nyert eredmények alapján megállapítható, hogy mindhárom képződményben jelen van egy ÉK–DNy csapású, KDK-i, illetve ÉNy-i dőlésű foliációs irány, amely alapján a komplexum ezen litológiai egységei már a késő-variszkuszi szerkezetalakulások előtt egymás mellett helyezkedtek el, ahogy ezt korábbi kutatások (BALLA & GYALOG 2009; KOROKNAI & KIRÁLY 2023) is felvetették.

A begyűjtött kézipéldányok makroszkópos elemzése és orientációs adatai alapján a Juhhodályvölgyi Márványban két érgenerációt különítettem el: egy ÉK–DNy csapású KDK-i, illetve ÉNy-i dőlésű, azaz foliációval megegyező lefutású, illetve egy erre közel merőleges helyzetű érgenerációt. A vizsgált mintákban megjelenő ásványos erek majdnem minden esetben

egymással szemben növekedett, megnyúlt tömbös alakú szemcsékből épülnek fel, helyenként azonban megfigyelhetők unitaxiális kifejlődésű erek is a kőzetben. Az ásványos erek mikroszkópos jellemzői alapján elmondható, hogy a legtöbb esetben jól azonosíthatóak az érfejlődés során kialakuló szintaxiális szövetek, illetve az azt felépítő megnyúlt tömbös szemcsék. Az ásványos erekben megjelenő zárványsávok jelenlétéből az érfejlődés során jelentkező felnyílási eseményekre következtethetünk. Amennyiben a zárványsáv nagy mennyiségű kőzetzárvánnyt tartalmaz, akkor a felnyílás helye a mellékkőzet területére tehető, azonban, ha nem jelennek meg szilárdzárványok a sávokban, akkor a felnyílás valószínűleg a már kivált ásványok területén történt. A mikroszöveti bélyegek és a különböző ásványos erek egymáshoz viszonyított helyzete alapján legalább 2–3 nagy felnyílási esemény különíthető el a JhM02A, illetve JhM06 mintákban, azonban a felnyílási és cementálódási események pontos számának meghatározásához a jövőben további kutatás szükséges.

Az ereket alkotó kalcitkristályok deformációs ikerlemezeinek vizsgálata alapján a képződményt ért deformáció minimum hőmérséklete megbecsülhető. A JhM02A mintában a II. és III. típusú deformációs ikresedés alapján a deformáció hőmérséklete meghaladta a 200 °C hőmérsékletet, azonban IV. típusú ikrek hiányában feltehetően a 250 °C hőmérsékletet nem érte el, azonban pontos értékek megállapításához további vizsgálatok szükségesek. Az I-es típusú ikerlemezek ehhez a deformációhoz kötődően, vagy egy másik, 170 °C alatti deformációs esemény során alakulhattak ki, azonban fontos figyelembe venni, hogy az erre utaló ikresedés a vékonycsiszolat készítése során is megjelenhettek a mintában (PAPP et al., 2017). A JhM06 mintában a II. és III. típusú ikerlemezek szintén egy minimum 200 °C hőmérsékletű deformációs eseményről árulkodnak, azonban a kristályok IV. típusú ikresedésének megjelenése azt jelzi, hogy a hőmérséklet 250 °C felett is lehetett.

Katódlumineszcens felvételek alapján elmondható, hogy a JhM02A vékonycsiszolatban megfigyelt erek cementációja kétfázisú volt, vagyis két fluidumáramlási eseményt feltételezhetünk. Mellékkőzet határán megjelenő, narancssárga lumineszcenciát mutató kalcitszemcsék alkotják az első, idősebb fázist, míg a második fázis tagjai, erre ránövekedett sötétkék színű lumineszcenciát mutató kalcitkristályok. A JhM06 mintában az ércementáció egyfázisú volt, a sötétkék CL szint mutató kalcit kristályok közvetlenül a mellékkőzet falától növekedtek az egykori törés közepe felé. Az egyes fázisokban megfigyelhető növekedési zonáció az érképző fluidumban fellépő Fe^{2+} – Mn^{2+} arány változásokat jelezheti.

Irodalomjegyzék

- BABINSZKI, E., PIROS, O., BUDAI, T., GYALOG, L., HALÁSZ, A., KIRÁLY, E., ... & M TÓTH, T. 2023: Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása I.: prekainozoos képződmények. — *Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága*, Budapest, p. 69.
- BALLA, Z., GYALOG, L. (szerk.), CSÁSZÁR, G., GULÁCSI, Z., KAISER, M., KIRÁLY, E., KOLOSZÁR, L., KOROKNAI, B., MAGYARI, Á., MAROS, GY., MARSII, I., MOLNÁR, P., ROTÁRNÉ SZALKAI, Á. & TÓTH, GY. 2009: A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarország tájegységi térképsorozata. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, p. 172.
- BOGGS, S., & KRINSLEY, D. 2006: Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks. — *Cambridge University Press*, New York, p. 178.
- BONS, P. D., ELBURG, M. A., GOMEZ-RIVAS, E. 2012: A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. — *Journal of Structural Geology* **43**, pp. 33–62.
- BONS, P. D. 2000.: The formation of veins and their microstructures. In: Stress, Strain and Structure, A volume in honour of W D Means. Eds: M.W. Jessell and J.L.Urai. — *Journal of the Virtual Explorer* **2**, pp. 2–47.
- DABI, G., M. TÓTH, T., SCHUBERT, F. 2009: Eltérő szövetű karbonátterek szerepe a repedéscementáció rekonstrukciójában (Ófalu, Goldgrund-völgy). — *Földtani Közlöny* **139**, pp. 3–20.
- D. A. FERRILL, ALAN P. M., MARK A. E., MARTIN B., RICHARD H. G. JR., CHARLES M. O. 2004: Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. — *Journal of Structural Geology* **26**, pp. 1521–1529.
- DICKSON, J.A.D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Petrology* **35**, pp. 491–505.
- FOSSEN, H. 2016: Structural geology. — *Cambridge University Press*, New York, p. 1949.
- FÜLÖP, J. 1994: Magyarország geológiája: Paleozoikum II. — *Akadémiai kiadó*, Budapest, p. 306.

- GULÁCSI, Z., KOROKNAI, B. 2006: Ófalui Formáció, ópaleozoikum (in Hungarian, translated title: Ófalu Formation, Lower Palaeozoic). — In: BALLA & GYALOG 2009: 2.fejezet, pp. 5-10.
- HAAS, J. & PÉRÓ, CS. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit — *International Journal of Earth Sciences* **93/2**, pp. 297–313.
- HAAS, J., BUDAI, T. (EDS), CSONTOS, L., FODOR, L., KONRÁD, GY. & KOROKNAI, B. 2014: Geology of the pre-Cenozoic basement of Hungary. Explanatory notes for “Pre-Cenozoic geological map of Hungary” (1:500 000). — *Geological and Geophysical Institute of Hungary*, Budapest, p. 15.
- HANCHAR, JM., RUDNIK, RL. 1995: REVEALING HIDDEN STRUCTURES: The application of cathodoluminescence and backscattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. — *Lithos* **36**, pp. 289-303.
- HARTAI, É. 2009: A változó Föld. — *Well-Press Kiadó Kft.*, Miskolc, p. 158.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., CSÁSZÁR, G., SZEDERKÉNYI, T., BUDA, GY., NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area—*Acta Geologica Hungarica* **43/3**, pp. 224–328.
- LAUBACH, S. E., REED, R. M., OLSON, J. E., LANDER, R. H., BONNALL, L. M. 2004: Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. — *Journal of Structural Geology* **26**, pp. 967–982.
- MACHEL, HG, BURTON, EA. 1991: Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonates diagenesis. In: Baker CE, Kopp OC (eds.) *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications — Soc. Sedim. Geol., Short course*, Dallas, **25**, pp. 37-57.
- M.TÓTH, T., KOVÁCS, G., SCHUBERT, F., DÁLYAY, V. 2005: Az ófalui „migmatit” eredete és deformációtörténete. — *Földtani Közlöny* **135/3**, pp. 331–352.
- M., VRABEC, N. R. ŠMUC & M. VRABEC 2018: Calcite deformation twins in Pohorje marbles. — *Geologija*, **61**(1), pp. 73-84.

- PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC, P., & OHNENSTETTER, D. (EDS.) 2000: Cathodoluminescence in geosciences — *Springer*, Berlin, p. 518.
- PAPP, N., VARGA, A., MÉSZÁROS, E., & RAUCSIK, B. 2017: A dorozsmai márvány (Tiszai-főegység) közettani újravizsgálata: deformáció és fluidum hatása a mikroszerkezet fejlődésére. — *Földtani Közlöny*, **147**(4), pp. 337-356.
- RAMSAY, J. G. 1980: The crack-seal mechanism of rock deformation. — *Nature* **284** (5752), pp. 135–139.
- RAMSEYER, K., BAUMANN, J., MATTER A., EBERHARDT P., GEISS, J. 1989: A cathodoluminescence microscope for low luminescence — *J Sed Petrol*, **59**, pp. 619-622.
- SKULTÉTI, Á., M. TÓTH, T., KOVÁCS, I., KIRÁLY, E., KOVÁCS, E. (2018): Metamorphic and deformation history of the Mecsekalja Zone around the Szentlőrinc-1 well using individual quartz grains from drilling chips. — *Central European Geology*, Vol. **61/2**, pp. 85–108.
- SZABÓ, D. 2024: Ásványos erek a Juhodályvölgyi Márvány kőzeteiben (Ófalu, Goldgrund-völgy) — Szakdolgozat, Szegedi Tudományegyetem, p. 1.
- SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., NAGYMAROSY, A., HÁMOR, G. 2012: Geology and history of evolution of Tisza Mega-Unit. In: Haas, J. (ed.): *Geology of Hungary*. — *Regional Geology Reviews*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 103–148.
- TARASHCHAN, A., WAYCHUNAS, G. 1995: Interpretation of luminescence spectra in terms of band theory and crystal field theory. In: Marfunin AS (ed.) *Advanced Mineralogy*. — *Springer*, Verlag Berlin, **2**, pp. 124–135.
- VARGA, A. 2020: A Tiszai-főegység (Tisia-megaterrénum) paleozoos aljzati képződményeinek regionális korrelációja reprezentatív mélyfúrási szelvények felhasználásával. — Doktori értekezés, MTA, p. 13.

Köszönetnyilvánítás

Elsősorban szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Hrabovszki Ervinnek, aki szakértelmével, hasznos tanácsaival, meglátásaival és hozzáállásával nagyban elősegítette a dolgozat létrejöttét.

Szeretném megköszönni Granyák Viktornak a dolgozat során vizsgált vékonycsiszolatok elkészítését és azok megfestését, gyors, precíz munkáját és hasznos tanácsait.

Köszönettel tartozom Dr. Fintor Krisztiánnak és Sahroz Khannak a Raman mérések és spektrumok felvételéért, emellett köszönöm a Geológia Tanszéknek a dolgozat létrejöttéhez szükséges feltételek biztosítását.

Végül, köszönöm a családomnak, a barátnőmnek és a barátaimnak a támogatást és a rengeteg segítséget.