

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Ásványtani Tanszék

Mit üzen a szfalerit a vulkanogén masszív szulfid ércesedésekben?

—

Fókuszban a hidrotermás rendszer jellemzőinek és fejlődésének rekonstruálása

ORSZÁGOS TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI KONFERENCIA (OTDK)
PÁLYAMUNKA



Készítette:

Gereczi Botond Géza

Geológus mesterszak, 1. évfolyam

Témavezető:

B. Kiss Gabriella dr.

Budapest, 2024

Tartalomjegyzék

I.	Bevezetés.....	2
II.	Érdekességek a szfaleritről	3
III.	Vizsgálati módszerek.....	6
IV.	Lasail és környékének földtani háttere.....	7
V.	Gjegjan és környékének földtani háttere	9
VI.	Xylagani és környékének földtani háttere.....	13
VII.	Eredmények	15
	VII.1. A minták makroszkópos bemutatása	15
	VII.2. Petrográfiai jellemzés.....	19
	VII.3. A Mikroszondás mérések eredményei.....	37
VIII.	Diszkusszió	40
	VIII.1. A szöveti jellemzőkből levonható következtetések	40
	VIII.2. A szfalerit összetételéből levonható következtetések	41
	VIII.3. A Gjegjan érctelep teleptípusba sorolása	49
IX.	Konklúzió	52
X.	Irodalomjegyzék	54
XI.	Mellékletek	56
XII.	„Saját eredmények” függelék.....	59

I. Bevezetés

A szfalerit egy, a hidrotermás környezetekben nem ritka ásvány, mégis több nyitott kérdéssel állunk szemben például a nyomelem összetételével, vagy a földtani folyamatok rekonstrukciójában betöltött szerepével kapcsolatban. Egyes érctelep típusokból több információ áll rendelkezésre (pl. MVT *s.l.* (pl. Katsev *et al.*, 2001; Leach *et al.*, 2005; Kesler *et al.*, 2007)), míg másokból jelentősen kevesebb publikáció született (pl. VMS (pl. Zaw *et al.*, 1996; Grammatikopoulos *et al.*, 2006)). Így jelen TDK kutatás célkitűzése a szfalerit szöveti, megjelenési jellemzőinek dokumentálása, elem-összetételének és lehetőség szerint képződési körülményeinek meghatározása egyes, a neotethysi övezetből származó, elsősorban Ciprusi-típusú VMS ércesedések esetében. A kapott eredmények alapján pedig az elemdúsulásokkal összefüggésben álló genetikai következtetések levonása is a célok között szerepelt. Mindezzel nemcsak a VMS ércesedések kialakulásának és működésének jobb megértését szolgáljuk, de a teleptípus nyersanyagpotenciáljának, különös tekintettel a kritikus fémtartalmának pontosabb megismerését is célozzuk.

A munkához több, a neotethysi övezetből származó lelőhelyről vizsgáltam szfalerit-tartalmú mintát, melyeket az optikai mikroszkópos vizsgálatokat követően pásztázó elektronmikroszkópos (SEM-EDS) méréseknek vetettük alá, majd a további elem-analitikai vizsgálatokat nagyműszeres technikával (EPMA) végeztük el.

A témaválasztás során számomra különösen fontos szempont volt, hogy annak, amivel foglalkozok, legyen társadalmi hasznosulási lehetősége is. A kutatási projektben ez a következő volt: VMS típusú érctelepek szerte Európában megtalálhatóak. Amennyiben sikerül pontosítani az eddig e teleptípusban keveset vizsgált szfalerit képződési körülményeit, nyomelemtartalmát (különös tekintettel a kritikus nyersanyagokra), munkám hozzá tud járulni Európa nyersanyag potenciáljának jobb megismeréséhez, és így esetleg hosszútávon a térség nyersanyag import függőségének csökkentéséhez is, ezáltal egy versenyképesebb európai gazdasági szerkezet jöhet létre a világ más fejlett gazdaságú régiójához képest. Közvetetten tehát a nyersanyag import függőség csökkenése hozzájárul a hazai életszínvonal emelkedéséhez is.

A fentiek miatt a jelen munkában közölt eredmények a nemzetközi szakirodalomban is újdonságnak számítanak, érdeklődésre tarthatnak számot, így témavezetőmmel szakmai publikáció készítését is tervezzük a közeljövőben.

II. Érdekességek a szfaleritről

Az utóbbi időben a legteljesebb összefoglalót a szfalerit ásványkémi jellemzőiről Cook *et al.* (2009), illetve Frenzel *et al.* (2016) munkái adták, de fontos publikációnak számít a témában Kullerud (1953), Barton & Bethke (1987), Möller (1987), Bortnikov *et al.* (1991), Murao *et al.* (1996), Lepetit *et al.* (2003), Martín & Gil (2005), Fontboté *et al.*, (2017), ill. Deng *et al.*, (2019) munkái is, magyar nyelven továbbá többek közt Koch & Sztrókay (1967), ill. Molnár & Szentpéteri (2005) nyújtanak rövid összefoglalást. A terjedelem korlátai miatt munkámban a fenti szerzők műveiből, csak röviden szeretnék összefoglalni néhány olyan gondolatot, amit a dolgozat szempontjából fontosnak gondolok kiemelni.

A szfalerit egy köbös cink-szulfid ásvány ($\text{ZnS}^{\text{köbös}}$). Az egyszerű szulfidok családjába tartozik. Kristálya szabályos hexakisztetraéderes, rácsa a gyémántszerkezettel megegyezik. A képlet szerinti szfalerit rácsállandója 5,43 Å, ám ez Fe beépülésével jelentősen csökkenhet (Deng *et al.*, 2019). A kristályformák hőmérséklettől függően különbözőképpen fejlődnek ki. Ezek a formák a VMS (Vulkanogén masszív szulfid) ércesedések esetében szabad szemmel csak igen korlátozottan figyelhetők meg, mivel a VMS teleptípusban, annak képződési mechanizmusa miatt, igen rövid idő áll rendelkezésre a kristályosodásra (Hannington, 2014). Emiatt a szfalerit gyakori (111) és (211) ikresedésére és a hat irányban kitűnő hasadására sem a VMS környezetben képződött szfalerit a legjobb példa (Koch & Sztrókay, 1967; Molnár & Szentpéteri, 2005). A gyémántfényű, a vasban gazdag változatok felülete kissé fémese, a vastartalom függvényében színe a sárgától/barnától a feketéig terjed, ennek függvényében pedig átlátszó ($\text{Fe} < 6\%$) vagy opak ($\text{Fe} > 6\%$ (Cook *et al.*, 2009)) is lehet polarizációs mikroszkópban. A színt azonban kisebb mértékben a mangán és a kobalt tartalom is befolyásolja (Cook *et al.*, 2009). Rácsos fényes mikroszkópban a szfalerit enyhén barnásszürke, reflexióképessége alacsony, csupán 18,5% és a hullámhossz függvényében alig változik, gyakran megfigyelhető sárga-barna-vörösesbarna belső reflexe (vastartalom függvényében) (Koch & Sztrókay, 1967; Molnár & Szentpéteri, 2005).

A szfalerit több érctelep típusban is megjelenhet. Ezek közül a legjellemzőbb a VMS, VÜMS, MVT, illetve a HS és LS típusú epitermás ércesedésekben való megjelenése (Fontboté *et al.*, 2017). A fent felsorolt teleptípusok közös jellemzője, hogy hidrotermás folyamatokkal épülnek fel, a kristályosodás viszonylag alacsony hőmérséklettel jellemezhető körülmények között történik a többi teleptípushoz képest. Ennek megfelelően pl. likvidmagmás környezetben elenyésző a szerepe (bár kísérő ásványként előfordulhat), viszont akár tömegesen képződhet pegmatitos illetve szkarn ércesedésekben is (Koch & Sztrókay, 1967).

A szfalerit kristályába nagyon sok elem ionja beépülhet a képletben szereplő cink, illetve kén helyére. Ezek közül a legfontosabb a kétszeresen töltött **vas**, amely maximum 26%-ban helyettesítheti a cinket a rácsban (ld. Koch & Sztrókay, 1967 és a benne található hivatkozások). A vas beépülési mennyiségének növekedésével egyre átlátszatlanabbá, sötétebbé válik az ásvány, a kristályrács egyre jobban összehúzódik, illetve növekszik a mágnesessége és a vezetőképessége (Deng *et al.*, 2019). A vastartalom és az ásvány képződési hőmérséklet függését már korán felismerték, ezért számos empirikus képlet (Kullerud, 1953, Frenzel *et al.*, 2016) született a vastartalom felhasználásával a képződési hőmérséklet becslésére, továbbá a képződési nyomás becslésére is (Cook *et al.*, 2009). A szfaleritet tehát geotermométer (Kullerud, 1953, Koch & Sztrókay, 1967, Frenzel *et al.*, 2016) és geobarométer ásványként (Martín & Gil, 2005) is alkalmazhatjuk. A szfaleritbe nemcsak Fe^{2+} , hanem Fe^{3+} is beépülhet. Ebben az esetben azonban vakancia lesz a rácsban. A vakancia kialakulásának lehetősége erősen függ a kén fugacitástól (Lepetit *et al.*, 2003).

Fontos nyomelem még a cinkhez nagyon hasonló tulajdonságú **mangán** is. A mangán néhány 100 – néhány 1000 ppm mennyiségben szokott beépülni a szfalerit kristályrácsába. (Cook *et*

al., 2009). Elképzelhető, hogy a kadmium tartalom a szfaleritben erősen befolyásolja a mangánvas arányt (Cook *et al.*, 2009), amelyek egymással Frenzel *et al.* (2016) alapján is pozitív korrelációt mutatnak.

A **kobalt** és a vas mérete hasonló, emiatt a vasat helyettesítheti a szfaleritben. A szfalerit optikai tulajdonságait (pl. színét) már 100 ppm kobalt is képes megváltoztatni (Cook *et al.*, 2009). A jellegzetes zöld színű, drágakő minőségű szfalerit a Közép-afrikai Réz-övből, a Kipushi bányából ismert (Kongói D. K.). Itt a szfalerit Co-tartalma 20-820 ppm. A szkarnos érctelepeket leszámítva jó korrelációt állapított meg a Co és a Fe között Cook *et al.* (2009), míg szerintük a legtöbb kobalt szkarnos érctelepek szfaleritjében szokott megjelenni. Ezzel szemben Frenzel *et al.* (2016) szerint a Co egyik más elem mennyiségével sem korrelál.

A **réz** állandó jelleggel minden szfaleritben jelen van. A szerkezeti rokonság okán gyakran alkothat a CuFeS_2 vegyülettel elegykristályt, ami a rendszer hűlésével, bizonyos paraméterek között akár már 800 °C-on (Cook *et al.*, 2009) szételegyedik a szfalerittől, a kalkopirit pedig apró zárványokként jelenhet meg a szfaleritben (Koch & Sztrókay, 1967, Barton & Bethke, 1987, Bortnikov *et al.*, 1991). A „kalkopirit betegség” néven is ismert jelenséggel sújtott szfalerit mérési pontjaiban gyakran kiugróan magas a réz koncentráció, mivel nem lehetséges olyan kis térfogatú egység megmintázása a szfaleritből, amibe nem esik bele egy kalkopirit zárvány sem. Emiatt a réz varianciája a szfaleritben a többi nyomeleméhez képest kiugró lehet, elsősorban a VMS ércecsedésekben (Frenzel *et al.*, 2016). A szételegyedés azonban jól jelzi, hogy a réz igen kis affinitással épül be a szfalerit szerkezetébe (Cook *et al.*, 2009).

A szfaleritben szinte mindig jelen van 0,1-0,5 m% **kadmium**, de ennél magasabb Cd-értékek is előfordulhatnak szkarnokban és MVT-típusú ércecsedésekben. A magas koncentráció és a szfalerit gyakorisága miatt a legtöbb kadmiumot a szfaleritből nyerik ki a bányászat során (Cook *et al.*, 2009). A kadmium a szfaleritben a hozzá leghasonlatosabb cink helyére épül be, emiatt egyes kutatók azt valószínűsítik, hogy a Zn/Cd arány a szfaleritben érctelep típusra jellemző értéket ad (Cook *et al.*, 2009). Frenzel *et al.* (2016) azonban semmilyen korrelációt nem mutatott ki a kadmiumot illetően.

Bár elméletileg az **ezüst** egyik elem helyére sem szívesen épül be (Ag^+ formában szokott előfordulni), kb. 100 ppm ezüstöt szinte mindig tartalmaz a szfalerit (Cook *et al.*, 2009), bár ennél magasabb értékek is előfordulhatnak (pl. Nanisivik (Nunavut, Kanada) akár 700 ppm-ig). Azonban, minél több Ag van a rendszerben, annál nagyobb eséllyel alkot önálló fázist (Cook *et al.*, 2009).

A **higany** tartalmú szfalerit is gyakori. Egy extrém esetben, az Eskay Creek (Brit Kolumbia, Kanada) érctelepnél 0,08-16,35% higanytartalmú szfaleritet azonosítottak. Ezen a helyen a legmagasabb higanytartalmat az alacsony vastartalmú szfalerit ásványokon mérték, bár a korreláció nem volt túl erős. Ezek alapján is megállapítható, hogy a Hg a cink helyére tud beépülni (Cook *et al.*, 2009).

A **gallium** szfaleritbe való beépülése is gyakran előfordul, és a szfalerit tekinthető a második legfőbb Ga bányászati nyersanyagforrásnak a bauxit után. A Ga-tartalmú szfalerit jellemzően alacsonyabb hőmérsékleten keletkezik, mint a kobalt tartalmú szfalerit, de amennyiben szignifikáns germánium társul a galliumhoz, akkor az a szimplán Ga-tartalmú szfaleritnél még kisebb hőmérsékleten keletkezett. Az eddigi legmagasabb Ga koncentrációt namíbiai Pb-Zn ércecsedésekben mérték (pl. Kushib Springs, 2000-3120 ppm Ga) (Cook *et al.*, 2009). Ennél még magasabb Ga tartalmat (2,1-3,7%) kizárólag extraterresztrikus kondritok szulfid zárványaiban mérték (Cook *et al.*, 2009). A Ga-tartalom Frenzel *et al.* (2016) mérései alapján negatívan korrelál a vassal és a mangánnal a szfaleritben.

Tekintve, hogy az **indium** legfőbb bányászati nyersanyagforrása a szfalerit (Schwarz-Schampera, 2014), ezért sok értekezés jelent már meg In-tartalmú szfaleritről. A legtöbb esetben az In saját, réztartalmú szilárd oldatot képezve a ZnS-dal épül be a szfaleritbe, mivel a három pozitív töltésű In^{3+} egy pozitív töltésű elem kíséretében, pl. Cu^+ ionnal együtt tud a szfaleritbe beépülni, a cink helyére. Emiatt az indium sokszor negatívan korrelál a $(\text{Zn}+\text{Fe})$ összegével és pozitívan korrelál a szfalerit réztartalmával (Cook *et al.*, 2009). Több irodalom pozitív korrelációt feltételez a Cu és az In között (Cook *et al.*, 2009, Frenzel *et al.*, 2016). Továbbá Frenzel *et al.* (2016) pozitív korrelációt mutatott ki a Fe és az In között, míg Cook *et al.* 2009 alapján az In emellett gyenge negatív korrelációt mutathat a galliummal és a germániummal is (Cook *et al.*, 2009).

A legtöbb **tallium**ot szintén a szfaleritből állítják elő (Cook *et al.*, 2009). A Tl igen kis, csupán néhány tíz-pár száz ppm mennyiségben fordul elő a szfaleritben, és még kevés adat áll rendelkezésre a Tl-tartalmú szfaleritet illetően (Cook *et al.*, 2009).

A legtöbb **germánium** is a szfalerit, illetve polimorf módosulata, a wurtzit fejtésével kerül a világpiacon (Cook *et al.*, 2009). A legmagasabb érték 3000 ppm Ge volt eddig, de jellemzőbb az, hogy pár 10 ppm nagyságrendben tartalmazza ezt az elemet a szfalerit (Cook *et al.*, 2009), ami elsősorban az alacsony vastartalmú szfaleritből került ki. Möller (1987) azt valószínűsíti, hogy a Ga/Ge arány a szfaleritben geotermométerként használható. Frenzel *et al.* (2016) megállapítja a pozitív szignifikanciát a Ga és a Ge között, továbbá a negatív korrelációt a Ge/Fe, és a Ge/Mn között. Az összefüggések okán megállapítható, hogy a Ga és a Ge koncentrációjának csökkenésével nőni fog a Fe és a Mn, továbbá gyengén az In is (Cook *et al.*, 2009).

Az **ón** szfaleritben ritkán jelenik meg, inkább önálló fázist alkot. Elképzelhető azonban, hogy a sztannin és a szfalerit szilárd oldatot alkothat, és összefüggésben állhat a magas, akár pár százalékos nagyságrendű óntartalommal (Cook *et al.*, 2009).

Az **arzén** ritkán fordul elő a szfaleritben, azonban akár pár 100 ppm-ig is dúsulhat mennyisége, ha a szfalerit befogadó közete fekete pala (Cook *et al.*, 2009).

A természetes szfalerit **bizmut**ban nem dúsul (Cook *et al.*, 2009).

Mindezek mellett viszont a szfalerit a legfontosabb **cink**ásvány is, a legtöbb Zn (25,6%) pedig VMS-típusú érceledésekből kerül a világpiacon (Frenzel *et al.*, 2016). A cink elsősorban horganyzott bevonatok készítésére és ötvözetek, pl. sárgaréz gyártásához, továbbá festékgyártáshoz, illetve gyógyszergyártáshoz használt fém (Magyar Nagylexikon V.), mely iránt a nyomelemekhez hasonlóan várhatóan növekvő nyersanyagigény fog mutatkozni.

A szfaleritnek több polimorf módosulata van (pl. mátrait), de a legismertebb polimorf módosulata a wurtzit, amely 1020 °C felett stabilis, ám savas környezetben ennél alacsonyabb hőmérsékleten is előfordulhat. Emiatt a wurtzit megjelenhet a szfalerittel egy környezetben is, amennyiben különböző eredetű fluidumok keverednek. A wurtzit hűléssel instabillá válik és idővel szfaleritté alakul (Koch & Sztrókay, 1967 és a benne található hivatkozások).

A cink-szulfid felszíni mállásával főként goslarit ($\text{ZnSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$), illetve egyéb szulfátok képződnek, továbbá melléktermékként kénsav is keletkezik. A ZnS karbonátos közegben átalakulhat smithsonittá (ZnCO_3), ami szintén kitűnő cink nyersanyag. A kovás oldatokkal átjárt ZnS pedig hemimorfittá alakulhat ($\text{Zn}(\text{OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$) (Koch & Sztrókay, 1967).

III. Vizsgálati módszerek

Összesen 7 vastagsziszolat és 1 vékonycsiszolat vizsgálatára került sor. A GJ140928-5_1, a GJ140928-5_2 vastagsziszolatok, illetve a GJ140928-5_3 számú vékonycsiszolat az albániai Gjegjanból, a Xylagani_1 és Xylagani_2a és a Xylagani_2b számú vastagsziszolatok a görögországi Xylaganiból, a Lasail_cpy-MS és Lasail-upper lens számú vastagsziszolatok az ománi Lasailból származó példányokat mintáztak meg. A két gjegjani vastagsziszolat az ércesedést, míg a vékonycsiszolat az ércesedést befogadó bazalt kőzetet mintázta meg. A xylagani minták saját gyűjtésből, a gjegjani minták témavezetőm archív gyűjtéséből, míg a lasaili minták az Ásványtani Tanszék teleptani gyakorlógyűjteményéből származnak.

Mintaelőkészítés, a minták vizsgálatához használt műszerek

- ▶ Vágás: Struers Minitom lassúvágóval
- ▶ Ragasztás: NX Met XF40+XH40 kétkomponensű műgyantával (12 súly% a térhálósítóval). A ragasztás után min. 24 óráig száradni hagytuk a mintákat. Ezután a Xylagani_2 mintát ketté vágtuk (Struers Minitom lassúvágó).
- ▶ Csiszolás: Szilícium-karbid és korund 100, 300, 600, 800, 1200 csiszolóporokkal. A GJ140928-5_3 sz. mintát csak ezután ragasztottuk egy üveglapra. 3 nap száradás után vágással csak egy vékony kőzetszeletet hagyunk meg az üveglapon. Ezután a csiszolatot kicsit több, mint 30 µm vastagságig vékonyítottam.
- ▶ Polírozás: Buehler MiniMet 1000 polírozógéppel, ill. 7/10, 5/3, 3/2 és 0/1 gyémánt polírpasztákkal (kézi polírozás).
- ▶ Optikai mikroszkópos vizsgálat: Nikon Alphaphot 2 t, ill. Zeiss Axioplan áteső és ráeső fényes vizsgálatokra alkalmas polarizációs mikroszkópokkal.
- ▶ Fotózás: Zeiss Axioplan mikroszkóp alatt, Zeiss AxioCam 208 típusú kamerával. A képek feldolgozásához a Zeiss Zen szoftvert használtam.
- ▶ Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat: AMRAY 1830 volfrámkatódos, PV9800I EDS detektorral felszerelt műszer, 15 nm szénréteggel. A mérés fókuszált elektronsugárral történt, 20 kV gyorsítófeszültség, 1 nA sugáráram és 100 másodperces mérési idő mellett. A műszer kalibrálását természetes és mesterséges ásvány sztenderdek segítségével végezték el. Az általam vizsgált elemekre a műszer kimutatási határa ~0,1 t%.
- ▶ Mikroszondás vizsgálat: Jeol JXA-850F készülékkel. A mérések WDS detektorral készültek, 20 kV gyorsítófeszültség, 15 nA sugáráram, 2 vagy 3 µm sugárátmérő mellett. A következő elemek tömegszázalékos értékei (a továbbiakban: m%) lettek mérve ennek során: Fe, Mn, Sb, Ag, V, As, Ga, Zn, Cu, Co, Bi, Pb, Cd, S, Hg (összesen 15 féle elem). A kimutatási határ (a továbbiakban D.L.) a következő volt az egyes elemekre: D.L._{Fe}= 0,0089 m%, D.L._{Mn}= 0,0141 m%, D.L._{Sb}= 0,0152, D.L._{Ag}= 0,0127 m%, D.L._V= 0,0147 m%, D.L._{As}= 0,0534 m%, D.L._{Ga}= 0,0227 m%, D.L._{Zn}= 0,0225 m%, D.L._{Cu}= 0,0185 m%, D.L._{Co}= 0,0128 m%, D.L._{Bi}= 0,0335 m%, D.L._{Pb}= 0,0273 m%, D.L._{Cd}= 0,0336 m%, D.L._S=0,0144 m%, D.L._{Hg}= 0,0653 m%.
- ▶ Kiértékelés: Az ioGAS szoftverrel

IV. Lasail és környékének földtani háttere

Omán északi részén egy obdukálódott, egykori óceáni kérget reprezentáló ofiolit sorozatot találunk, amit Semail Ofiolitnak neveznek. A Semail Ofiolit a neotethysi óceáni litoszféra felső 15-20 km-ét reprezentálja. A mai tengerparttal többnyire párhuzamos egység számos ciprusi-típusú VMS érctelepet foglal magába, összesen 50 millió tonna ércvagyonnal (ez nagyjából megegyezik a ciprusi Troodos Ofiolitével), de méretével egyértelműen kiemelkedik közülük a Lasail érctelep (ld. 1. ábra) (Gilgen *et al.*, 2014).

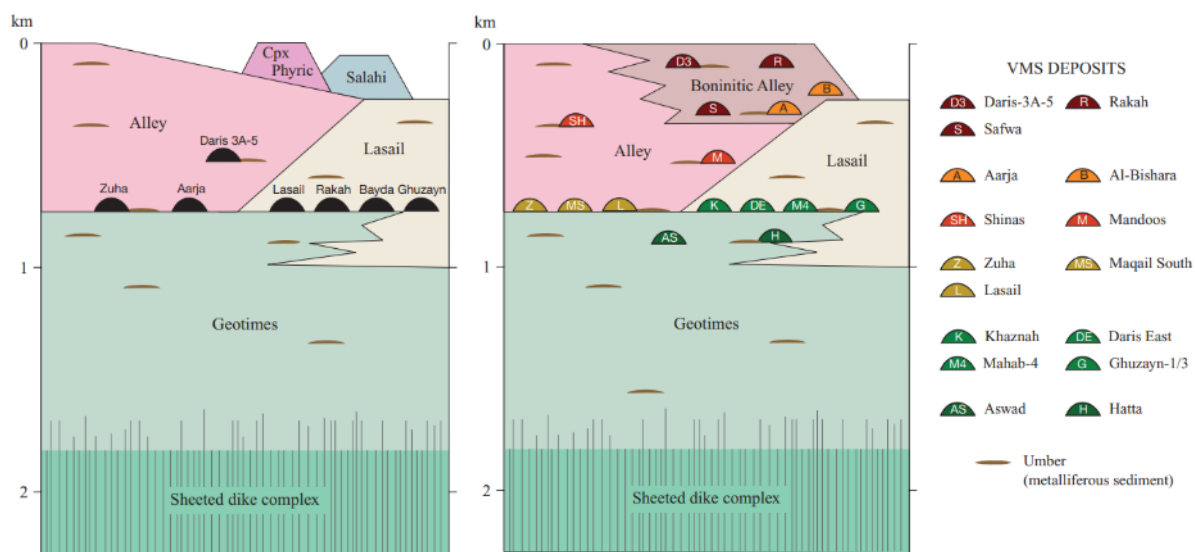


1. ábra: Lasail elhelyezkedése Omán területén, az Egyesült Arab Emírségekhez közel

A Semail Ofiolit képződése a kréta végére tehető. Cirkonon végzett U-Pb kormeghatározással a különböző vulkáni intrúziók kora 97,3-94,4 Ma közötti. A vulkáni egységekre települt, maximum 30 m vastagságú pelágikus üledékek biosztratigráfiai kora a cenomanitól a turoniig terjedt. Ezek alapján a vulkáni tevékenység kb. 10 millió évig lehetett aktív: 98,9-től kb. 89 millió évig (Gilgen *et al.*, 2014). Az obdukció csupán pár millió évvel a magmás tevékenység befejeződése után megtörtént, szakirodalomtól függően 1-2 millió évet (Hacker *et al.*, 1996), illetve 3-7 millió évet valószínűsítene (Lanphere, 1981; Searle & Malpas, 1982).

Alabaster *et al.* (1982) öt vulkáni szintet különített el a Bayda-Aarja-Lasail területen az ofiolitban. Ezt a felosztást használta kisebb módosításokkal minden későbbi szerző. Ezek a következők: *Geotimes*, *Lasail*, *Alley*, *Clinopyroxene-phyrlic* és *Salahi* (ld. 2. ábra). Gilgen *et al.* (2014), mivel munkájában egyik általa vizsgált érctelepnél sem azonosította a *Clinopyroxene-phyrlic* típust, ezért ezt a felosztást a következőképpen módosította: *Geotimes*, *Lasail*, *Alley*, illetve *Boninites Alley* (ld. 2. ábra). A geokémiai jellemzői alapján a *Geotimes*-egység áll legközelebb az N-MORB típusú bazalt geokémiai jellemzőihez, azonban ahhoz képest enyhe negatív anomália mutatkozik a nagy térerejű nyomelemek (HFS) esetében (Nb, Ta) (Gilgen *et al.*, 2014). Ebben egyetértés mutatkozik a korábbi szerzőkkel, azonban a többi egység eredete már kérdésesebb. Mivel a *Lasail*-egység a Ti-V, illetve a Zr- Zr/Y diagramon pont a MORB és az óceáni sziget tholeiit, avagy a hátság jelleg és a szigetív jelleg közé esik, egyfajta átmenetként, ezért nehéz eldönteni, hogy képződése inkább a hátság vulkanizmushoz, vagy pedig az azt 1-7 millió évvel követő szubdukcióhoz köthető. Ellenben az *Alley*-egység tisztán óceáni sziget tholeiit (IAT). A *Boninites Alley* típusú egység eredete is vitatott, Gilgen *et al.* (2014) azt valószínűsíti (bár minden igényt kielégítően nem támasztja alá), hogy a *Boninites Alley*-egység képződésekor a részleges olvadás során a forrásközet a már másodízben részlegesen megolvadt kimerült köpeny volt, ami a szubdukciós köpenyékben helyezkedett el, így itt egy másodlagos megolvadással részlegesen gazdagodott a magma inkompatibilis

nyomelemekben. Emiatt extrém alacsony Ti/Sc arányt, illetve magas Cr/Y arányt mértek ebben a kőzetben (Gilgen *et al.*, 2014).



2. ábra: A különböző ércindikációk és érctelepek képződési elhelyezkedése (Forrás: Gilgen *et al.*, 2014). A jobb oldali ábra a korábbi, 1982-es felosztás újraértelmezett változata.

Lasail kiemelkedik érckészletével a Semail Ofiolit többi ércesedése közül a maga 9,18 millió tonna érckészletével. Ez a ciprusi-típusú VMS-ek között is nagynak számít, de nem számít kiemelkedőnek a többi VMS ércesedéshez képest. Például az Ibériai Pirit Övben, ami egy Kuroko-típusú VMS ércesedés, nyolc telepet is ismerünk Spanyolország és Portugália területén, ahol a teljes érckészlet meghaladja a 100 millió tonnát, az érc minősége rézre kb. 1,3%, cinkre kb. 2%, ólomra kb. 1%, továbbá Sn, Ag, Au, stb. (Almodóvar *et al.*, 2019).

A Lasail érctelep réztartalma kiemelkedő, 1,42 %, míg a Semail Ofioliton található ércindikációk/érctelepek átlagos réztartalma 2,3%. A VMS ércesedések fémekben való gazdagságát jól mutatja, ha összevetjük más teleptípusok jellemzőivel: összevetésképpen a bulgáriai Elatsite rézporfíros érctelepen 2002-ig kitermelt 165 millió tonna érc réztartalma „csupán” 0,38%-nak adódott (Strashimirov *et al.*, 2002). A magas réztartalmú ércesedések, így a Lasail érctelep forrásköze is a Geotimes-egység. Emellett a Semail Ofioliton található ércindikációk átlagos aranytartalma is számottevő, 0,4 g/t, míg a cinktartalom kb. 0,6%, bár erre vonatkozóan nem áll rendelkezésre túl sok adat, mivel a cink fejtése a Semail Ofiolit területén nem gazdaságos. A legmagasabb cinktartalmú indikációk az Aswad (1,7%) és a Bayda (1,4%), mindkét indikáció forrása és befogadó köze a Geotimes-egység, míg a magas aranytartalmúaké (max 3,7 g/t a Rakah nevű érctelepnél) a Boninites Alley (ld. 2. ábra) (Gilgen *et al.*, 2014).

A szerzők által javasolt új besorolás szerint, amit korábban már Alabaster *et al.* (1982) is sejtetett, a Lasail érctelep nem is a Geotimes és a Lasail-egységek közötti átmenetbe tartozik, hanem a Geotimes és az Alley átmenetébe (ld. 2. ábra). Ugyanis a Lasail érctelep elvetett blokkja olyan terepi és geokémiai jellemzőkkel bír (pl. hialoklasztos mátrixú breccsát és párnabazaltot tartalmaz, a párnabazalt barnás árnyalatot mutat, emellett a párnabazaltok pereme mandulaköves, amit zeolit, klorit és kvarc töltött ki), melyek az Alley-egység diagnosztikus jellemzői. További érv, hogy a befogadó kőzet klinopiroxénjeinek magnézium-száma alacsonyabb és vanádium tartalma is magasabb, ezért inkább közelítenek az Alley-típus geokémiai jellemzőihez. Mindezek alapján az tűnik a legvalószínűbbnek, hogy a Lasail érctelep szupraszubdukciós környezetben képződött (Gilgen *et al.*, 2014). A megismert dokumentáció alapján az általam vizsgált Lasail-upper lens minta is az Alley-egységhez köthető.

A kréta kori obdukcióval az ofiolit szárazra került és lepusztult. A lepusztulásnak (alapvetően folyóvízi erózióknak a vádikban) dokumentálhatóan több ércindikáció/ércesedés is részben vagy teljesen áldozatul esett. Ahol ez nem következett be, ott az ércesedést fedő szilikát sapka alakult ki, ami részben megvédte a további lepusztulástól az ércetestet. Az oxidáció által kialakult fedőkéreg Lasailnál rézben szegényedett (<0,1%) (Coleman & Bailey, 1981), aranytartalmát sem regisztrálták (Gilgen *et al.*, 2014).

A Lasail ércesedés felszínen megfigyelhető részét gossan (vasoxidos málladék) alkotja, amely egy 500*300 méteres területre, illetve 5-210 m mélységre terjed ki (Gilgen *et al.*, 2014). A masszív szulfid lencse fekéje a legtöbb érctelep esetében pirit-kalkopirit tartalmú szilikátos breccsa, illetve a szulfid lencsébe torkolló kvarc, szulfid és klorit anyagú stockwork az egykori felszín alatt. Az ezek között megjelenő bazalt erősen átalakult, jellemzően klorit, epidot és szmektit ásványok is megjelennek ebben a zónában. A stockwork erek a mélység felé haladva megritkulnak, illetve azok szulfid tartalma is csökken és nő az epidot és a klorit mennyisége (Gilgen *et al.*, 2014).

A Lasail érctelep bányászati potenciálja már régről ismert: becslések szerint a gossant körülvevő salakhomok akár 100 000 tonna hőkezelés útján feldolgozott ércet is tartalmazhat. 1981-ben aktív kutatás folyt a térségben, elsősorban a magas réztartalom miatt (Coleman & Bailey, 1981). A kutatásoknak köszönhetően 1983 és 1993 között az Oman Mining Co. folytatott kitermelést. A kitermelt kőzet réztartalma átlagosan 1,42% volt, a gossant Lasailban nem fejtették, ellenben Rakah esetében a magas Au-tartalmú gossant túlnyomó részben, illetve Al Bishara esetében kizárólag a gossant fejtették (Coleman & Bailey, 1981, Gilgen *et al.*, 2014).

V. Gjegjan és környékének földtani háttere

Albánia területét alapvetően meghatározza az észak-déli lefutású gyűrődési öv, amely Szlovéniától, illetve Szerbiától Görögország déli részéig húzódik. Ez az öv a Neotethys-óceán bezáródása után, az Eurázsiai- és Adriai-lemezek mezozoikumi-paleogén-neogén egymás felé tartó mozgásának, majd az azt követő kontinentális ütközésnek az eredményeként jött létre. Ennek nyomán Albániában három nagy geológiai egységet különböztetünk meg (Meshi *et al.*, 2014):

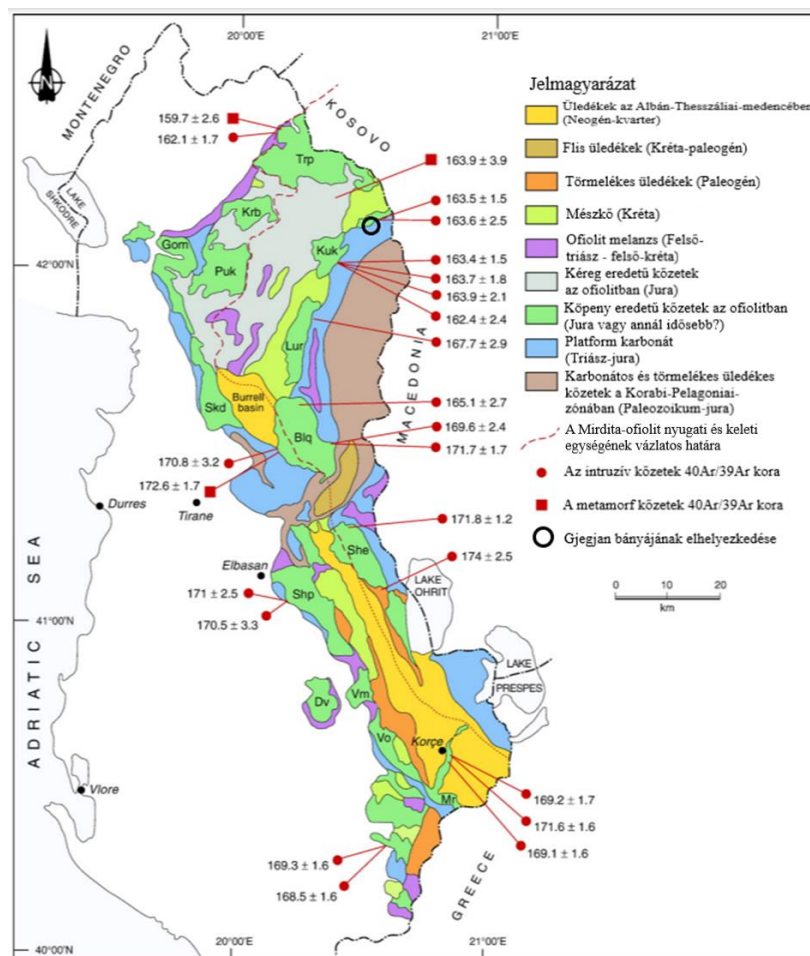
A **Nyugati-zóna** kora-oligocén – középső-miocén üledékekből áll (Meshi *et al.*, 2014). A gjegjani érctelep képződésével kapcsolatban alárendelt a jelentősége.

A **Középső-zónát**, vagy Pindos-Mirdita-zónát a Mirdita-ofiolitos sorozat dominálja, amit mintegy 4000 km² nagyságú területen találunk meg és az egykori Pindos-óceán vagy óceáni ág fenekén keletkezett (amennyiben óceáni ágnak tekintik, a Vardar-óceánhoz tartozónak gondolják). A Pindos-Mirdita-ofiolit a jura – kora-kréta korú Vardar-ofiolithoz képest ugyanolyan korú vagy annál némileg idősebb, emellett gyakran melanzs, így szoros kapcsolatban áll a triász-jura üledékekkel is, továbbá ugyanúgy MORB, IAT és boninites geokémiát mutat (Meshi *et al.*, 2014). A Mirdita-ofiolit ofiolitos takaróiról azt feltételezik, hogy ez töltötte be a szubdukció során az akkréciós prizma szerepét. A geokémiai jelleg tehát szupraszubdukciós (SSZ) képződési környezetet valószínűsít (Dilek *et al.*, 2008; Meshi *et al.*, 2014). Ugyanez a szupraszubdukciós környezet került leírásra a Semail-ofiolit és a Lasail érctelep esetében is (Gilgen *et al.*, 2014).

A Mirdita-ofiolitot két részre tudjuk osztani (ld. 3. ábra). A két egység geokémiaiilag nem azonos: míg a nyugati egység vékonyabb (3-4 km) és inkább MORB jellegű, és az ultrabázisos

intrúzív szintjét főleg lherzolit építi fel, addig a keleti vastagabb (kb. 12 km), inkább IAT vagy boninites geokémiát mutat (ez utóbbiak a Mirdita-ofiolit legfiatalabb kőzetei), és ultrabázisos mélységi kőzeteit főleg harzburgit építi fel, vagyis szupraszubdukciós környezetről árulkodnak. E két egységet többféleképpen értelmezték. Újabban Tremblay *et al.* (2009) úgy véli, hogy a két zóna egy ofiolit alsó, illetve felső részeként értelmezhető, ami egy szubdukciós ív mögötti extenziós erőterben, szupraszubdukciós környezetben képződött, majd egy vetőrendszerben elváltak, létrehozva ezzel egy óceáni magkomplexumot (Tremblay *et al.*, 2009, Meshi *et al.*, 2014).

Az ofiolit fekvésében vizsgált metamorf talp kőzetek képződési kora $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszerrel 171-162 Ma (aalen-oxfordi (Pálffy *et al.*, 2020)) (ld. 3. ábra). Felette, a Mirdita-ofiolit apatitjából U-Pb kormeghatározással 166 $\pm$ 22 Ma, cirkonból mért U/Pb kormeghatározással 164,8 $\pm$ 3,1 Ma-tól 160,3 $\pm$ 0,4 Ma-ig (callovi-oxfordi (Pálffy *et al.*, 2020)) terjednek az értékek plagiogránitos kőzetben, illetve kvarc-diorit intrúziókban (ld. 3. ábra). Az ofiolitot középső-késő-jura radioláriás, pelágikus kovaüledék fedi. Ezután, egy lepusztulást követően kora-kréta sekélytengeri karbonát üledék települt, amit néhol paleogén-neogén korú turbidit üledéket fed. A deformációs folyamatok csak kevésbé érintették ezt a karbonátos - sziliciklasztos fedőt, ami azt jelzi, hogy a Mirdita-ofiolit és az alatta lévő kőzetek elkerülték a jelentős, Alpi-orogén kiemelkedésével összefüggő deformációkat, így megőrződhetett az a struktúra, amely az Adriai-tenger peremén lévő obdukció előtt és alatt alakult ki (Dilek *et al.*, 2008; Meshi *et al.*, 2014).



3. ábra: Albánia különböző ofiolitos kőzetblokkjainak (zölddel jelölve) elhelyezkedése, illetve a Korabi-Pelagoniai-zóna elhelyezkedése. A térképen feltüntetésre kerültek az egyes helyeken mért képződési korok, továbbá a gjegjani bánya elhelyezkedése, ahonnan a jelen tanulmányban bemutatott minták begyűjtésre kerültek.
Forrás: Dilek *et al.*, 2008

A Mirdita-ofiolit nyersanyagpotenciálja jelentős, számos VMS ércesedést tartalmaz, de a terület még igencsak alulkutatott. Továbbá számos kromitlepet ismerünk szerte Albániában, elsősorban a Tropoja ultrabázikus masszívum (ld. 3. ábrán Trp rövidítéssel) és a Bulqiza ultrabázikus masszívum (ld. 3. ábrán Blq rövidítéssel) területén (Demi, 2003)

A VMS ércesedések minden esetben az ofiolitokhoz köthetően jelennek meg. A kétezres évek végén a Tirez Resources kutatta intenzíven Albánia északi részén (1). Eredményeiről csak annyit közöltek, hogy becsléseik szerint Albániában 34,1 Mt, 1,47% Cu (+Zn+Au+Ag) található a Mirdita VMS kerületben, középső-jura korú képződési környezetben (Tucker Barrie, 2008). Azonban számos érctelep található triász korú (riftesedési környezetben képződött) bazalt környezetében is (pl. Rubik, Palaj-Karme) (Hoxha *et al.*, 2013).

Az albániai Gjogjan településnél (É.sz. 42.0487° K.h. 20.5518°) egy metamorf, zöldpala és amfibolit fáciesű kőzeteket tartalmazó komplexum és egy ofiolitos sorozat kontaktzónája figyelhető meg (Meshi *et al.*, 2014). A bányászat fő célja a bázisos-magmás kőzethez kötődő rézérc kitermelése volt.

Demi (2003) felsorolja a lehetséges rézkitermeléssel kapcsolatos meddőhányókat, függetlenül a fejtett érc típustól. Ezek közül pl. Gjogjan és Rubik VMS ércesedések (Gjovreku, 2002), továbbá Munelle/Munella ciprusi-típusú VMS ércesedés (Meshi *et al.*, 2014). A rézkitermeléssel kapcsolatos meddőhányók adataiból kitűnik, hogy Gjogjan meddőhányója az összes többi lelőhelyhez képest egy nagyságrenddel nagyobb, kb. 10 millió tonna kőzetet jelent. Gjogjan 1961-1993 között volt aktív (Demi, 2003). Az 1984-1990 közti időszakban Gjogjan bányájából évente átlagosan 300.000 tonna, átl. 4% réztartalmú ércet fejtettek itt, ami évente 10-18000 tonna Cu kivételét jelentette (2). Ezzel szemben, egy 2010-es japán jelentés 3% Cu, és 0,5% Zn ércminőségről és 5,28 Mt teljes érckészletről számol be, amiből 4,42 Mt került kibányászásra, az érctelepet jellemző ásványok pedig kalkopirit, pirit, szfalerit, hematit, magnetit és kalcit (3), továbbá Hoxha *et al.* (2013) alapján markazit, ill. másodlagos felhalmozódási területeken kalkozin és kovellin is megjelenik itt. Az ércesedést alulról egy kb. 2 m vastagságú magnetit-hematit réteg határolja (Hoxha *et al.*, 2013). A jelentés továbbá leírja, hogy amennyiben a gjogjani érctelep környezetét nem melanzsnak tekintjük, akkor adataik szerint besorolható egy ún. „pseudo-Besshi” ércteleptípusba. Amennyiben viszont melanzsnak tekintjük, az ércteleptani besorolása rendkívül nehézkes (3).

Hoxha *et al.* (2013) viszont egyértelműen a melanzs mellett foglal állást: szerinte a Gjogjan környéki melanzs kialakulása a jurára tehető, ahol a metamorfizálódott, MORB geokémiai jelleget mutató bazalt, radioláriás tűzkő, és a heterogén színű egyéb üledékek egyfajta „szendvicsként” jelenik meg, amit felülről felső triász korú neritikus mészkő, alulról harzburgit határol. Az érctelep egy max. 20 m vastagságú, 300 x 400 m kiterjedésű területen jelent meg a bazalt lávakőzet és a melanzs között, amit alulról határol tűzkő is. Mivel a terület általános rétegsora pont fordított települést mutat (ld. fentebb), emiatt feltételezhető a rétegsor inverziója (Hoxha *et al.*, 2013). Arról azonban nem számol be, hogy a gjogjani ércesedés triász vagy jura korú bazalt környezetében található-e meg, bár a MORB jelleg helyett a jurában, a Mirdita-ofiolit keleti részén az IAT és a boninites bazalt a jellemzőbb (ld. fentebb) (Meshi *et al.*, 2014)

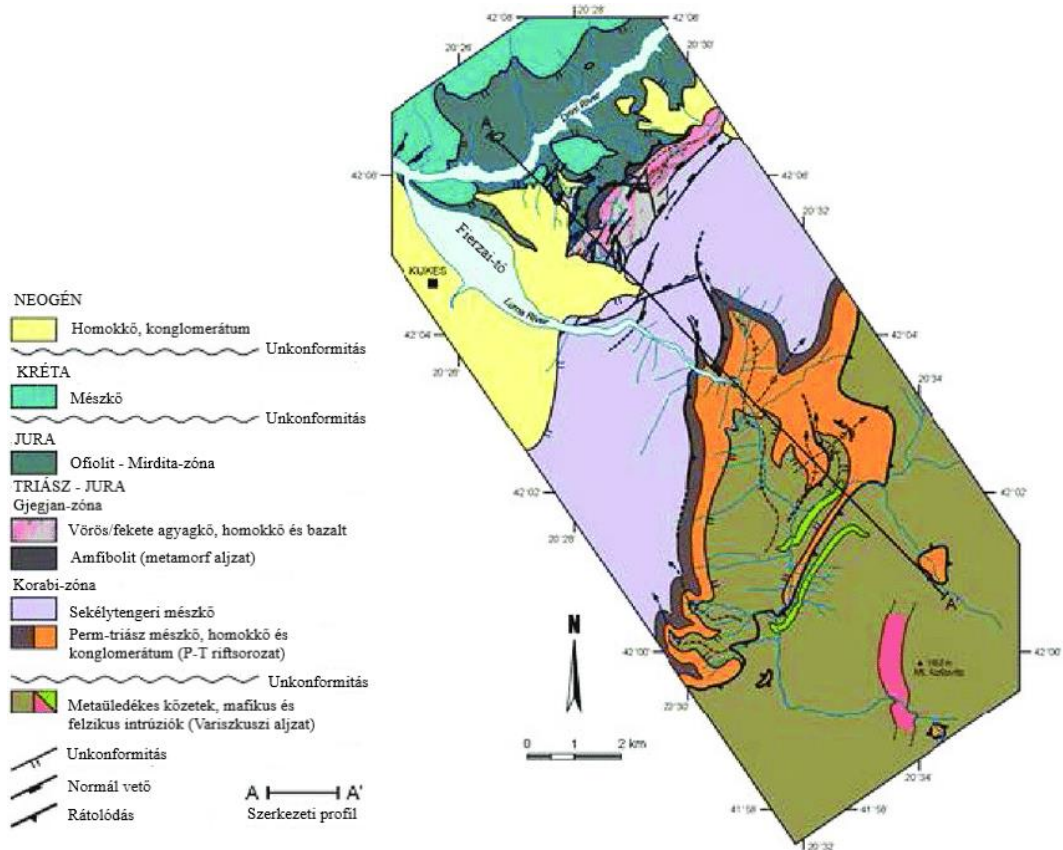
A **Keleti-zóna**, avagy a Korabi-Pelagoniai-zóna a variszkuszi-orogén kiemelkedése után lepusztult ordovícium-devon korú alacsony-közepes metamorf fokú kőzetekből, továbbá az azokra unkonformitással a perm – alsó-triász során települt, riftesedéshez köthető üledékekből,

¹ SEG Newsletter, Advancing Science and Discovery 78, 2009

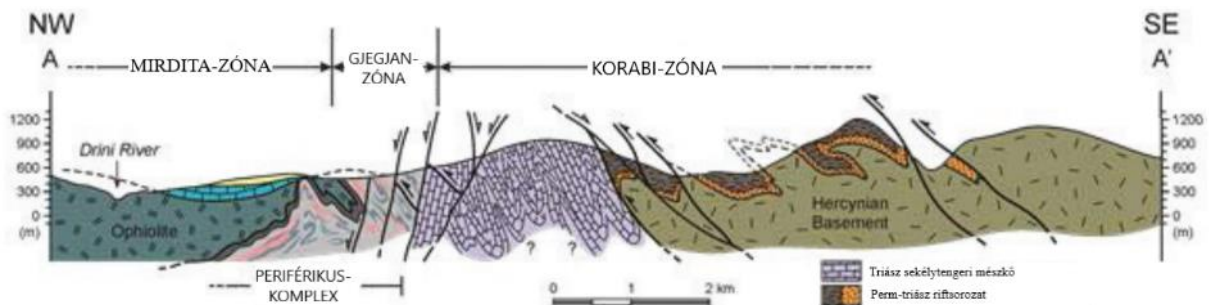
² <https://thediggings.com/mines/usgs10231478>

³ https://openjicareport.jica.go.jp/pdf/12010138_01.pdf

illetve középső-triász – felső-jura platform karbonátokból áll. A Korabi-zónát két részre szokás osztani: a szigorú értelemben vett Korabi-zónára (Gjegjan környékén mészkő, homokkő, konglomerátum), illetve a Gjegjan-zónára (agyagkő, homokkő, bazalt, amfibolit), ahol a Korabi-zóna a talpi, míg a Gjegjan-zóna a fedő blokk a normál vetős rendszerben (ld. 4-5. ábra). A Gjegjan-zónát keletről a Korabi-zóna, míg nyugatról a Pindos-Mirdita-zóna határolja, felszíni vastagsága max. 2 km (Meshi *et al.*, 2014).



4. ábra: A Gjegjan-zóna és szűkebb geológiai környezete. (Forrás: Meshi *et al.*, 2014)

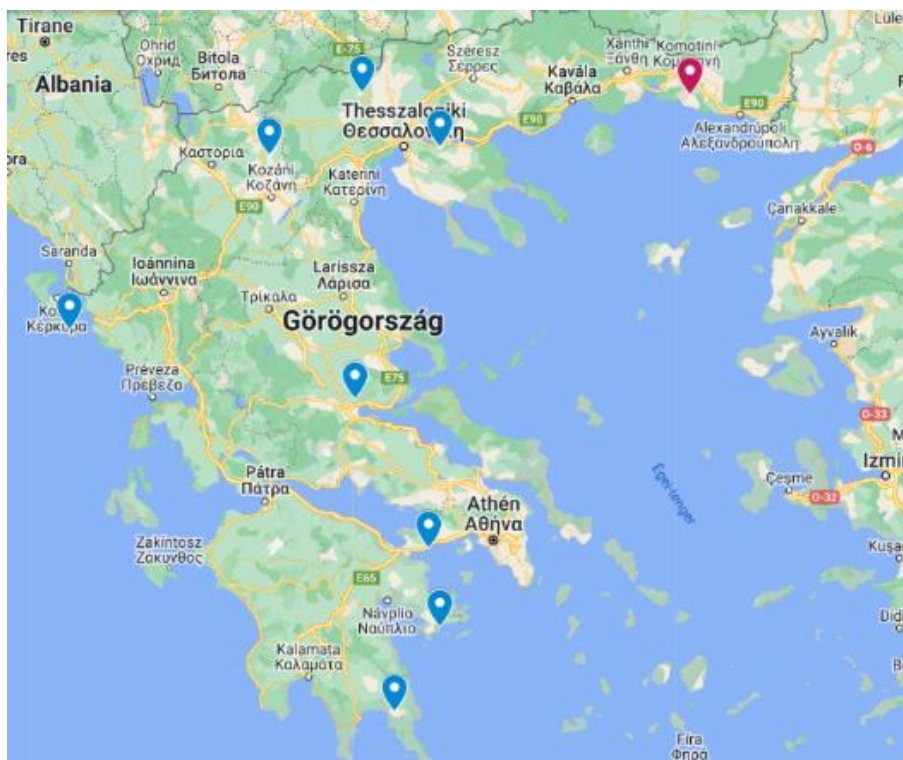


5. ábra: Szerkezetföldtani szelvény a Mirdita-, Gjegjan és Karabi-zónákról a 4. ábrán jelölt helyen. (Forrás: Meshi *et al.*, 2014)

VI. Xylagani és környékének földtani háttere

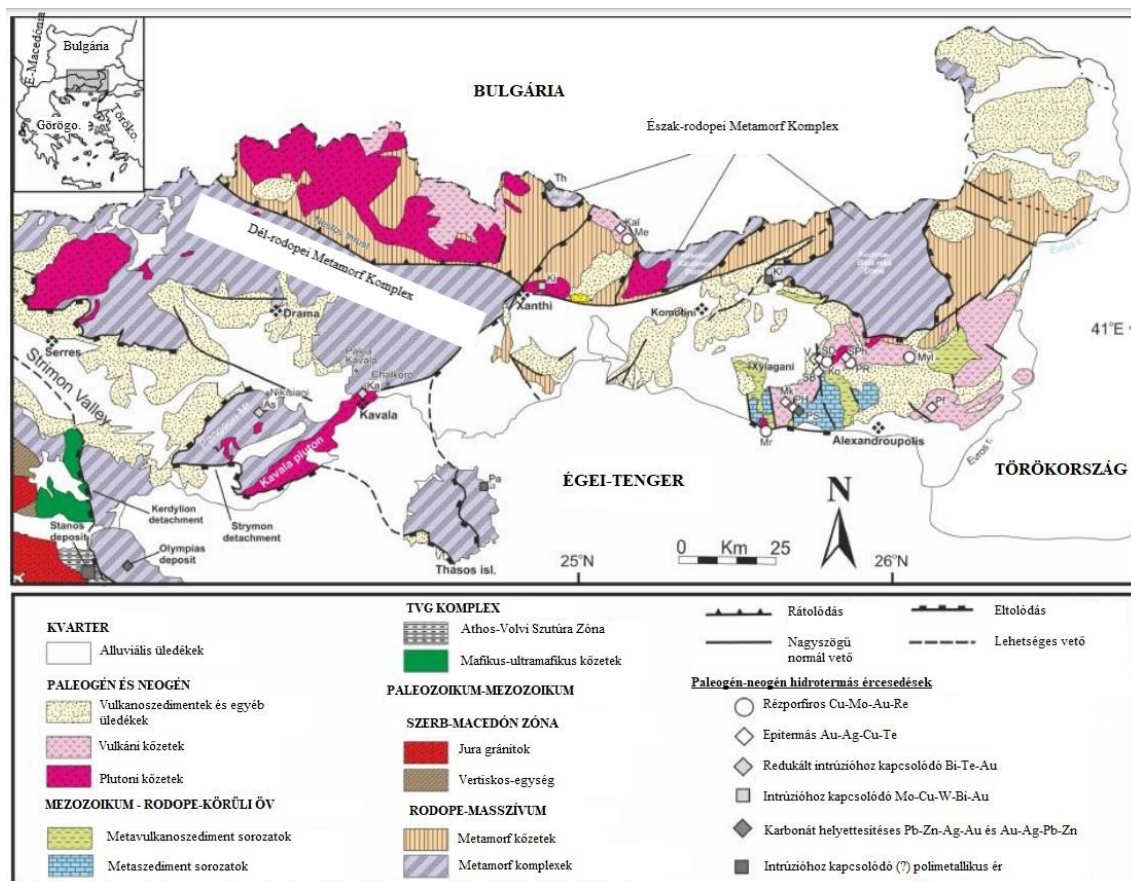
Számos ércindikáció keletkezett a Neotethys és a hozzá kapcsolódó mikrokontinensek fejlődése során a mai Görögország területén is (ld. 6. ábra). Néhány, általában gazdaságilag nem hasznosítható VMS típusú ércesedés a mezozoikumi ofiolitos sorozatokhoz szorosan kapcsolódik. Ezek többsége ciprusi-, Kuroko- vagy Fe-Cu-Ni-Co-típusú indikáció, amik stratabound vagy stratiform tömeges szulfidot alkotó struktúrában jelennek meg (Melfos & Voudouris, 2012).

Az északkelet-görögországi Xylagani VMS ércesedés (É sz. $40^{\circ}59'22''$ K h. $25^{\circ}28'20''$) Komotini és az Égei-tenger között található (ld. 6. ábra). Geotektonikailag a terület a Rodope-körüli övhöz (Circum-Rhodope Belt) tartozik. Ez az öv a triász-jura során alacsony nyomáson és hőmérsékleten metamorfizálódott, Xylagani környezetében zöldpala fáciesű mandulaköves bazaltot foglal magába (Meinhold & Kostopoulos, 2013; Melfos & Voudouris, 2017; Voudouris *et al.* 2017). Ezzel szemben a Rodope-masszívum magas nyomáson metamorfizálódott kőzeteket foglal magába. A Xylagani ércesedés az alacsony nyomás-hőmérsékletű metamorf kőzetkörnyezetben alakult ki (Melfos & Bogdanov, 2013).



6. ábra: Vulkanai masszív szulfid ércesedések elhelyezkedése Görögországban. Az általam vizsgált Xylagani közelében található ércesedést a piros pont jelöli a térkép északkeleti részén.

A Rodope-körüli öv (ld. 7. ábra) kialakulása az Alpi orogenezishez, azon belül a Hellenidák kialakulásához köthető. A folyamat kezdete a késő-jurára tehető, amikor a Neotethys bezáródásával és az egymás felé konvergálódó Afrika és Eurázsia között a Neotethys szubdukciója, illetve az obdukció megvalósulhatott. Az így Kelet-Görögországban összefüggővé vált Adria, Pelagonia és a Rodope-masszívum közötti óceáni litoszféra darabok/egységek, az egykori Pindosz- és a Vardar-óceán aljzatai a kontinensek közti szutúra zónákban összpontosulhattak. A fent említett egységeket Kelet-Görögországban csupán paleogén-neogén üledékek fedték be (Melfos & Bogdanov, 2013).



7. ábra: Kelet-Görögország vázlatos földtani térképe. Forrás: Voudouris et al., 2017

A hidrotermás áramlási rendszer által felépített telepek ércformáló fluidumaiban nem zárható ki teljesen azok közvetlen magmás eredete. A kb. 300°C-os fluidumból a tengervízzel keveredve kicsapódik a benne oldott érc és egy masszív szulfid lencsét, illetve alatta, egy feláramlási zónát reprezentáló stockwork ércesedést hoz létre (Melfos & Bogdanov, 2013). Sajnálatos módon a Xylagani VMS ércesedésnél nem találták meg a tömeges szulfid érc-lencsét (Melfos & Bogdanov, 2013), így csak a stockwork szövetből volt lehetőségünk mintát gyűjteni. Az ebben felismert struktúrák a következők: vékonylemezes, szemcsés, tömeges-szemcsés, tömeges szulfid. Ezekben framboidális pirit, pirit, kalkopirit, szfalerit, galenit, pirrotin, tennantit és termésarany ércásványok találhatóak meg, amit csillámok, kvarc, klorit meddőásványok kísérnek a leggyakrabban. A klorit összetétele alapján az ércesedés 286-329 °C között alakult ki. Az érc minőségét a következő számokkal jellemezhetjük: Fe 18.94 m%, Cu 2.0 m%, Zn 367 ppm, Pb 458 ppm, illetve Au 0,1-6,4 ppm (átl. 3,5 ppm) (Melfos & Bogdanov, 2013).

Xylagani egy ciprusi típusú VMS ércesedés, pontosabban Au-tartalmú Fe-Cu-(Zn-Pb) típusú ércesedés, mely hasonlóan az ománi Semail-ofiolithoz és az albániai Gjegan ércesedéséhez egy szupraszubdukciós zónában alakult ki, az ércetést befogadó kőzet nyomelem összetétele alapján. A Rodope-körüli öv mezozoós vulkanikus kőzetei az IAT (óceáni sziget tholeiit) vagy a boninites geokémiai csoportba sorolhatóak be (Melfos & Bogdanov, 2013). A telepet 1900 és 1910 között termelték a réz és aranytartalma miatt.

A három érctelep kialakulási korát megfigyelve azt tapasztalhatjuk, hogy a legnyugatibb, albániai érctelep kialakulása a legkorábbi, középső-jura korú vagy felső-triász korú, a görög érctelep kora késő-jura, míg az ománi érctelep késő-kréta korú. Bár a dolgozatnak nem célja a Neotethys fejlődési rekonstrukciója, de az ofiolit korok nyugatról keletre való fiatalodása figyelemre lehet méltó.

VII. Eredmények

VII.1. A minták makroszkópos bemutatása

Lasail_cpy-MS



8. ábra: A Lasail_cpy-MS minta makroszkópos képe

A Lasail_cpy-MS jelű minta (ld. 8. ábra) döntő részben egy tömeges szulfid érc, bár egyes helyeken inkább szemcsés szövetű, ahol a szulfid ásványok aggregátumokat képeznek a meddőben. Színe az ásványoktól függően fehéressárga, halványsárga, zöldessárga, míg a sötétebb részeken a szürke és a fekete különböző árnyalatai váltakoznak. A minta enyhén mágneses.

A szín alapján makroszkóposan három fázis különíthető el könnyedén: halványsárga, élénksárga és szürkésfekete. Ezeket a fázisokat a pirit és kalkopirit, illetve meddő alkotja legnagyobb mennyiségben, de a minta mágneses tulajdonsága a magnetit és/vagy pirrotin jelenlétét is feltételezi, ami esetleg felismerhető makroszkóposan is. A meddőben a feltételezhetően mafikus befogadó közeten kívül vörös színű jáspis is felismerhető alárendelt mennyiségben.

Lasail-upper lens



9. ábra: Lasail-upper lens makroszkópos képe

A Lasail-upper lens jelű mintában (ld. 9. ábra) az ércet befogadó mafikus alapkőzetnél kissé kevesebb szulfidos érc jelenik meg. A mafikus alapkőzetet alapvetően meghatározott irányok szerint, rétegek/lemezek formájában tölti ki a szulfidos érc, amik folytonosságát utólagos tektonikai szerkezetek törik meg. Az ereket harántoló normál mikrovetők a mintán is könnyen észrevehetők. Egyes mikrovetők teljesen átvágják és elvetik az erezéseket, de van olyan vető is, ami csak bevágó jellegű és az így képződött litoklázist valamilyen más ásvány tölti ki. Az alapkőzet színe sötétfekete, makroszkóposan ásványok nem láthatóak benne. A telérekben a pirit dominál, továbbá felismerhető a kalkopirit és a magnetit is, valamint a jáspis. A minta mágneses tulajdonsága itt is alátámasztani látszik a magnetit és /vagy a pirrhotin jelenlétét. A kalkopirit elsősorban a későbbi vetők mentén, litoklázis kitöltő helyzetben, érkitöltőként, erezések mentén jelenik meg, szövete hintett eres.

Gjegjan_1



10. ábra: Gjegan_1 makroszkópos képe

A Gjegan_1 minta (ld. 10. ábra), amiből a GJ1409285-1 számú csiszolat készült, hintetten elhelyezkedő, makroszkóposan nem biztos, de lupéval magabiztosan elkülöníthető méretű (0,5-1 mm) szemcsékből áll. A szemcsék anyaga valószínűleg főleg pirit és kalkopirit, továbbá a

minta enyhén mágneses, ezért a magnetit és/vagy pirrhotin szintén biztosan van benne. A mintát több helyen max. pár tized milliméter vastag, max. 1 cm hosszú erek szelik át. Ezen mikrolitoklázisok mentén a fent említettél jellemzően kisebb szemcsék (pár tíz μm nagyságú, főleg meddő ásványok) helyezkednek el.

Gjegjan_2



11. ábra: Gjegjan_2 makroszkópos képe

A Gjegjan_2 minta (ld. 11. ábra), amiből a GJ1409285-2 kódszámú felületi csiszolat készült, rétegzett struktúrájú. Az egyes rétegek szemcséit lupával sem lehet megfigyelni, összetételéről utólagos mikroszkópos megfigyelések után megállapítható, hogy különböző mennyiségű piritet, kalkopiritet, szfaleritet, illetve meddőásványokat tartalmaz. Az ezeket átmetsző erek (max. 2 mm vastag, 1 cm hosszú) főleg kalkopirittal, pirittel és meddőásványokkal vannak kitöltve. Az erek mentén az érc szövete tömeges-slíres vagy tömeges-szemcsés.

Gjegjan_3



12. ábra: Gjegjan_3 makroszkópos képe

A Gjegjan_3 számú minta (ld. 12. ábra) a gjegjani ércesedés befogadó kőzetét hivatott reprezentálni, ezért ebben a mintában a szulfidos ércnek alárendelt mennyiségben vannak jelen

a kőzetalkotó meddőásványokhoz képest. A minta sötétszürke-fekete színű, mafikus kőzet. A benne fejlődött ásványok szemcséi olyan aprók, hogy makroszkóposan egyetlen ásvány sem határozható meg pontosan. Emiatt gyanítható, hogy gyors kristályosodás történt a mintakőzet kialakulásakor, valószínűleg a felszínen vagy ahhoz nagyon közel. A mintát utólagos repedések (max. 1 mm vastag, a mintát átszelik) járták át. Ezekben szulfidok (elsősorban kalkopirit és pirit) és fehéresszürke kalcit is kifejlődhetett.

Xylagani_1



13. ábra: Xylagani_1 makroszkópos képe

A Xylagani_1 minta (ld. 13. ábra) tömeges-szemcsés megjelenésű szulfid, amely erezések mentén jelent meg a terepen. Az erek elsősorban pirittel vannak kitöltve, makroszkóposan más ásványok nem figyelhetők meg benne, de mivel az érctelep ciprusi-típusú VMS érc, így várható benne kalkopirit is, amit alátámaszt a zöld színű mállástermék (valószínűleg malachit) a kőzet felszínén.

A Xylagani_1 minta gyűjtési helye pár méterrel közelebb állt az egykori fejtéshez, mint a Xylagani_2 számú minta, vagyis valószínűleg a stockwork egy, a néhai masszív szulfid lencséhez közelebb lévő területén gyűjtött mintáról beszélhetünk.

Xylagani_2



14. ábra: Xylagani_2 makroszkópos képe

A Xylagani_2 minta (ld. 14. ábra) (amiből a Xylagani_2a és Xylagani_2b számú felületi csiszolatok készültek) gyűjtési helye –a terepi megfigyeléseink értelmezése alapján– egy kései exhalatív lencséből van, ami az egykori fejtéshez képest távolabb esett. A mintát jellemezve szinte ugyanaz elmondható róla, mint a Xylagani_1 minta esetében: a mintát főleg tömegesszemcsés megjelenésű szulfid érc alkotja, a mintát dominálja a pirit, de a pirit szemcsék között fehér-fehéresszürke-szürke meddő ásvány is helyet kap. Kalkopirit jelenléte csak az irodalmi adatok, illetve a zöld mállási kéreg alapján valószínűsíthető. A minta szélein a vöröses elszíneződést valószínűleg utólagos vasoxidos átalakulási termék okozza.

VII.2. Petrográfiai jellemzés

Lasail_cpy-MS

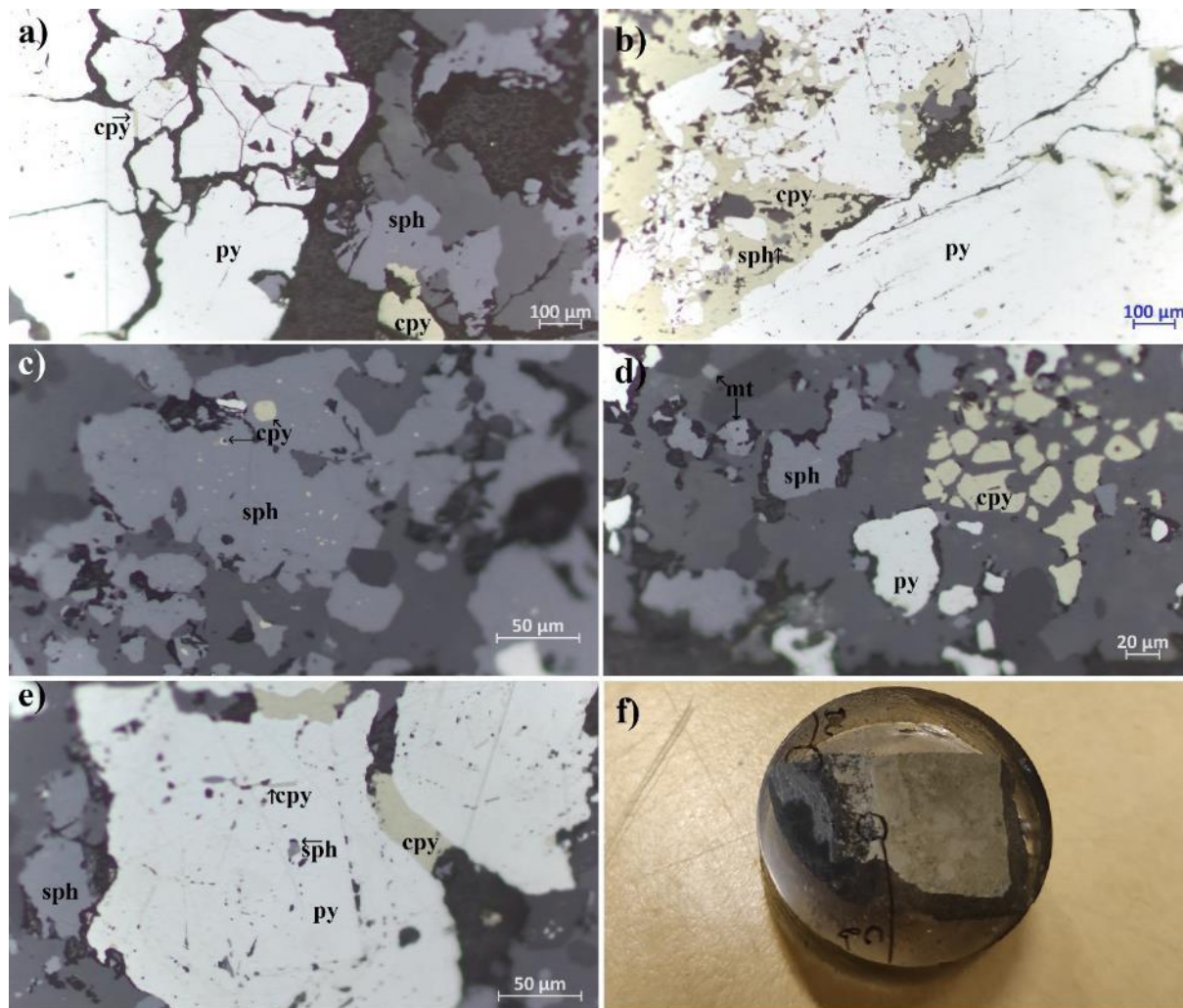
Mikroszkóp alatt a mintát két nagyobb részre lehet osztani. A minta nagyobb felét pirit és kalkopirit egymásba fogazódása alkotja (ld. 1. tábla, „b”) kivágat, „f”) kivágat jobb oldala). Ezt egészíti ki a szfalerit, amely már mikroszkóppal is észlelhető volt (ld. 1. tábla, „b”) kivágat). Emellett pedig találunk ebben a részben is kevés meddőásványt (ld. 1. tábla, „b”) kivágat, sötétszürke részek). A minta kisebbik felét már nem dominálja ennyire a pirit és a kalkopirit (ld. 1. tábla, „f”) kivágat bal oldala), így nagyobb mennyiségben jelenhetnek meg meddőásványok. A meddőásványok mellett van még szfalerit és magnetit (ld. 1. tábla, „d”) kivágat). A magnetit (átl. 10 μm , kb. 5%) jellemzően sajátalakú és ritkán tartalmaz zárványt, a szfalerit (max. pár 100 μm , max. 5%) általában xenomorf és sok zárványt, pl. kalkopiritet tartalmaz.

A pirit (akár 1 cm (kalkopirittal összefogazódva), kb. 40 %) a legtöbb helyen növekedési zónás, melyekben szilárd zárványok találhatóak (ld. 1. tábla „e”) kivágat). A kalkopirit (akár 1 cm (pirittel összefogazódva), kb. 25 %) sok esetben a pirit repedéseiben jelenik meg telérkitöltő, térkitöltő szerepben meddőásvány mellett (ld. 1. tábla, „a”) kivágat).

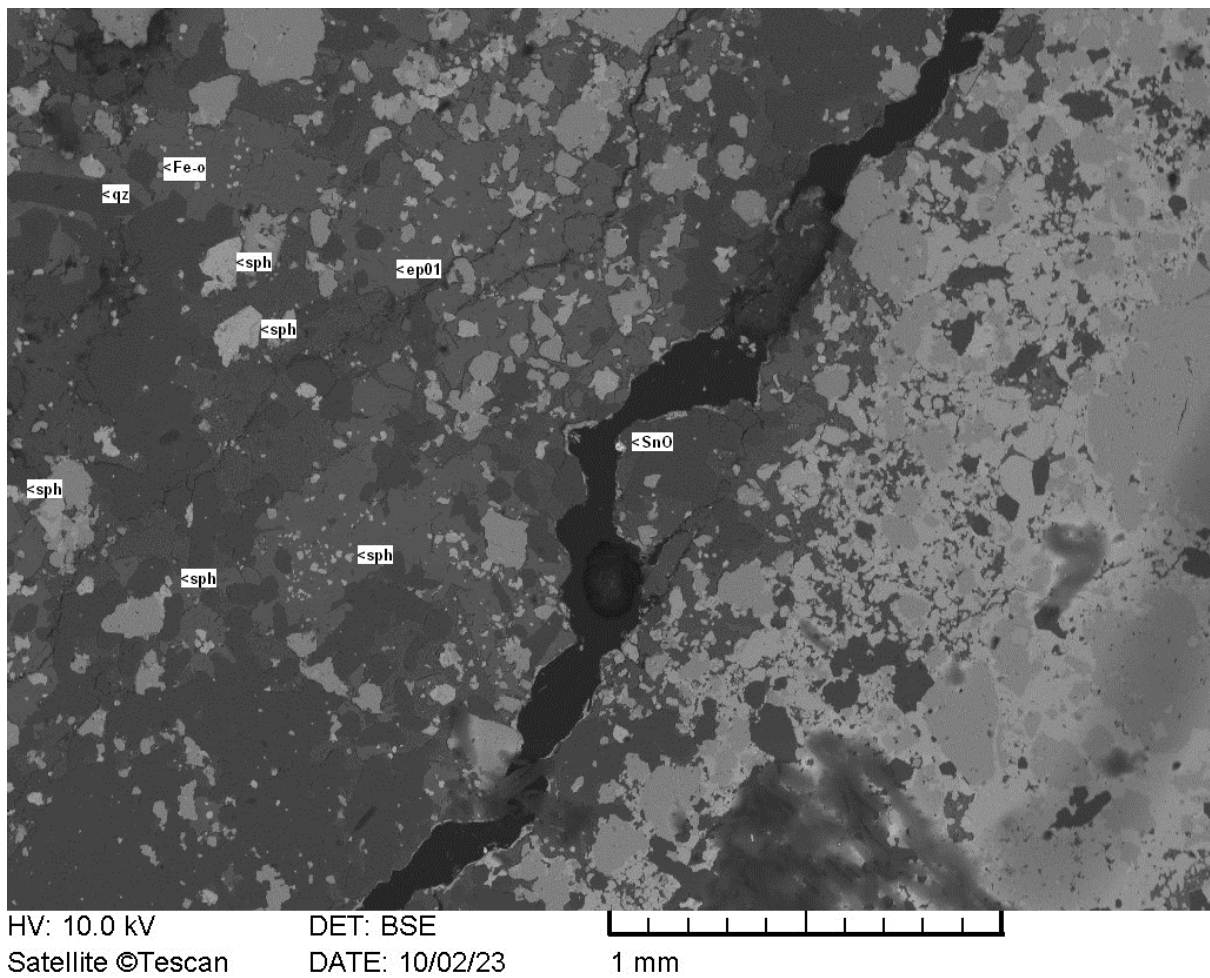
A szfalerit szintén térkitöltő megjelenésű, vagy zárványos formában jelenik meg (ld. 1. tábla „a”, ill. „e”) kivágat). Saját alakú kristályai nem jelennek meg a mintában. A szfaleritnek

gyakorlatilag bármely ásvánnyal lehet fázishatára. A legtöbb esetben a szfalerit lekerekített ezeken a helyeken, így feltételezhető, hogy korai fázisban kristályosodott. Több esetben a szfalerit kalkopirit betegségre utaló kalkopirit zárványokat tartalmaz (ld. 1. tábla, „c) kivágat).

A méréseket a pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelések további ásványfázisok azonosításával egészítették ki. A minta kisebbik felén a kvarcot, valamint a ritkaföldfém mentes epidotot (pontos összetételét ld. 1. táblázat (mellékletben)) sikerült azonosítani. Ezen túlmenően ki lehetett mutatni valamely vas-oxidot (hematit vagy magnetit), illetve ón-oxidot is (valószínűleg kassziterit) (ld. 15. ábra). Az ón megjelenése nem gyakori egy VMS ércesedésben, de ritkán fejtésre alkalmas mennyiségű ón is akumulálódhat (pl. Neves-Corvo (Portugália) az Ibériai Pirit Övben (Inverno *et al.*, 2015)).



1. tábla: Lasail_cpy-MS mikroszkópos fotók, illetve f) a felületi csiszolat makroszkópos képe. Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit, sph: szfalerit, mt: magnetit. Az f) kivágaton a felületi csiszolat átmérője 2,5 cm. Az egyes kivágatok részletes leírása: a) Pirit, szfalerit, kalkopirit és meddő (kvarc, epidot) szöveti jellege egymáshoz képest. A piritben látható kalkopirit ér kvarccal, és szfaleritszemcse is a szélén. A szfalerit az ábra közepén kalkopirit beteg. b) Korai kiválású pirit, amit kalkopirit vesz körbe, amiben saját és nem sajátalakú sötét zárványok is vannak. A sajátalakú inkább magnetit lehet, a nem sajátalakú inkább szfalerit. A piritben a növekedési zónák mentén különböző zárványok vannak. c) Kalkopirit beteg szfalerit meddőben. A szfalerit xenomorf kalkopirit zárványokkal van tele. d) A meddő belenövési által szétesett kalkopirit, szfalerit (barnásszürke, xenomorf, kalkopirit zárványos), magnetit (kéesszürke, (hip)idiomorf, zárványmentes vagy zárványszegény) és pirit meddő alapanyagban. e) Zónásan növekedett pirit, a növekedési zónákban szfalerit, kalkopirit és meddő ásvány zárványokkal. A pirit repedéseit kalkopirit, meddő és kis mennyiségű magnetit és/vagy szfalerit tölti ki. A kalkopirit beteg szfalerit nagyobb mennyiségben a kivágat bal oldalán jelenik meg. f) A Lasail_cpy-MS csiszolat makroszkópos képe. A felületi csiszolat átmérője kb. 2,5 cm.



15. ábra: SEM-BSE kép a Lasail_cpy-MS mintáról. Jelölések: sph: szfalerit, SnO: ón-oxid, qz: kvarc, Fe-o: vas-oxid (magnetit vagy hematit, ep01: epidot. A fenti ábra a minta azon részéről készült, ahol a pirit-kalkopirit dominálta terület (ld. jobbra) végét ér és a bal oldal felé fokozatosan átadja helyét a kvarcnak és az epidotnak, illetve ahol nagyobb mennyiségben jelenik meg a szfalerit és a magnetit is (c pont a mintán). Az ábra közepén az SnO pontban egyedül az ón csúcsát lehetett detektálni, így feltételezhető ott valamely ón-oxid megjelenése is (pl. kassziterit).

Lasail-upper lens

A Lasail-upper lens felületi csiszolat (ld. 2. tábla, „h”) kivágat) szemcsés szövetű, kissé rétegzett struktúrájú (ld. 2. tábla, „a”) kivágat). A nagy mennyiségű szemcsés anyag a magnetit (méretük 20 μm körüli, kb. 35%), illetve a meddő (kb. 50 %) (ld. 2. tábla, „c”) kivágat). A hipidiomorf vagy xenomorf pirit (kb. 100 μm , kb. 5%) előfordulhat aggregátumokként is (ekkor pár 100 μm -es), általában számos kisebb (10-20 μm -es), főként idiomorf magnetit zárványt tartalmaznak (ld. 2. tábla, „b”) kivágat), de a pirit repedéseit (1-20 μm vastag) túlnyomórészt meddő töltötte ki. Ezen kívül a xenomorf, főként térkitöltő, kisebb részben szemcsés megjelenésű kalkopirit is jelentős mennyiségben (max. 100 μm , kb. 5%) képviselteti magát, és nagyon sok esetben, akár teljesen átalakult kalkozinná (ld. 2. tábla, „d”) kivágat), így a kalkozin is fő alkotó ásványa a mintának (max. 100 μm , kb. 4%). A kalkozin jelenlétét pásztázó elektronmikroszkóppal is lehetett igazolni (ld. 16. ábra). A kalkopirit sokszor futtatódott és nem kizárólagosan, de sokszor erekben jelenik meg (vastagsága max. 20 μm , magnetitben) (ld. 2. tábla, „e”) kivágat). Az ér falát a legtöbb esetben sajátalakú, zárványmentes magnetit alkotja. Érdekes lehet megfigyelni, hogy a magnetit bármely fázisban megjelenik, de kalkopiritben és kalkozinban nem, vagy csak nagyon elvétve (ld. 2. tábla, „b”) kivágat). A kalkozinban kalkopiriten kívül semmilyen más zárvány nem fordul elő.

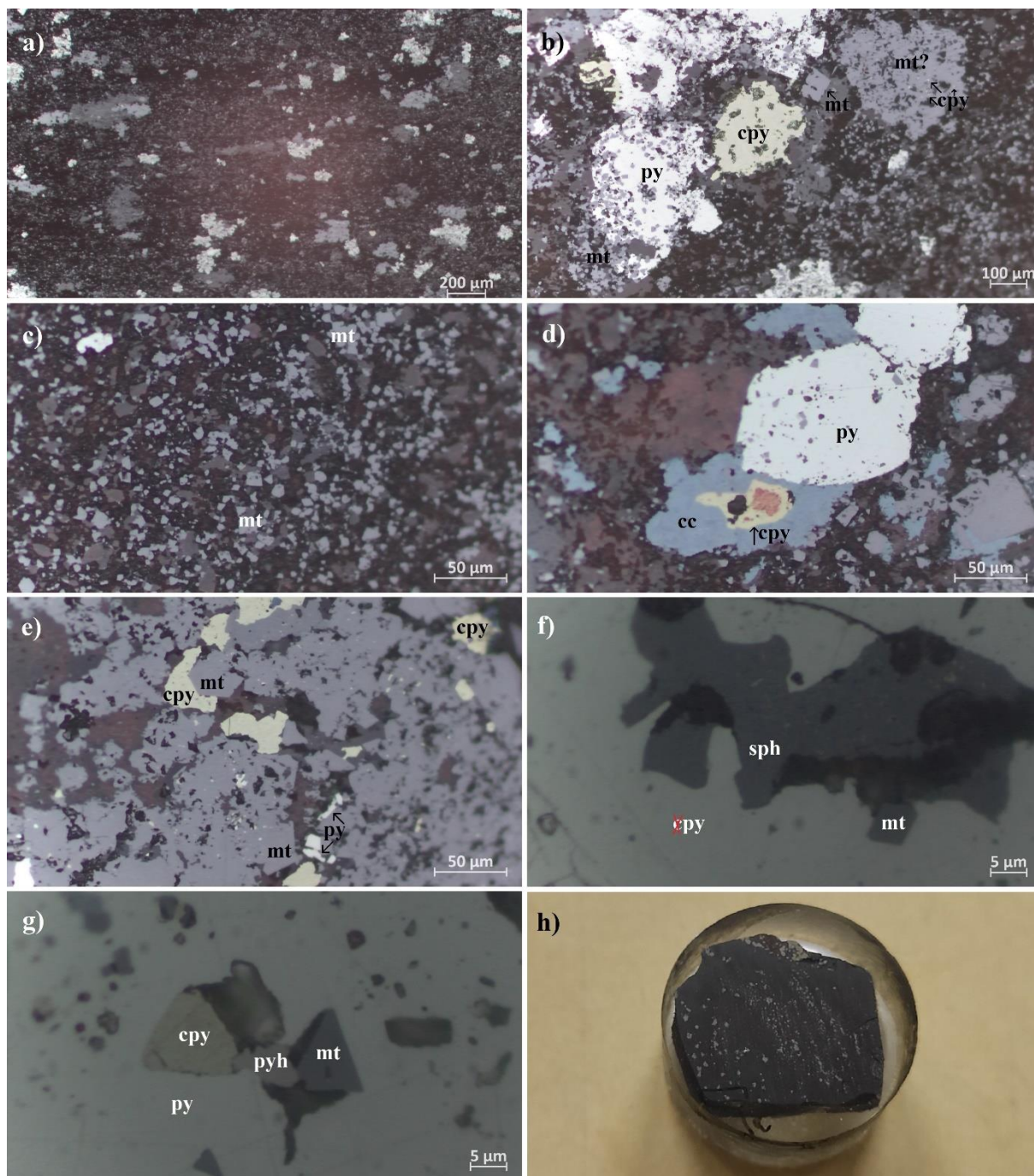
A magnetit és a szfalerit elkülönítése optikai mikroszkóp alatt igen nehézkes, viszont pásztázó elektronmikroszkóppal több esetben lehetett megfigyelni a kettő között fennálló zárványosságot is. Az ilyen struktúrák feltérképezésére optikai mikroszkóp alatt nagyon nehéz, ezért elképzelhető, hogy ahol a világosszürke fázisban kalkopirit zárvány van, ott valójában szfaleritről beszélhetünk, hiszen Lasail_cpy-MS esetében azt figyeltem meg, hogy a magnetit nem, vagy alig tartalmaz zárványt. A szfalerit diagnosztikus bélyege a magnetittel szemben tehát ez esetben is az volt, hogy kalkopirit beteg, továbbá, hogy xenomorf.

A fentiekén túl akcesszórius mennyiségben xenomorf szfalerit (max. 20 μm , kevesebb, mint 1%) (ld. 2. tábla „f”) kivágat) és xenomorf pirhotin (5-10 μm , kevesebb, mint 1%) (ld. 2. tábla, „g”) kivágat) is előfordul. A pirhotint csak pirit zárványaként tudtam azonosítani, igen apró szemcséket alkotva.

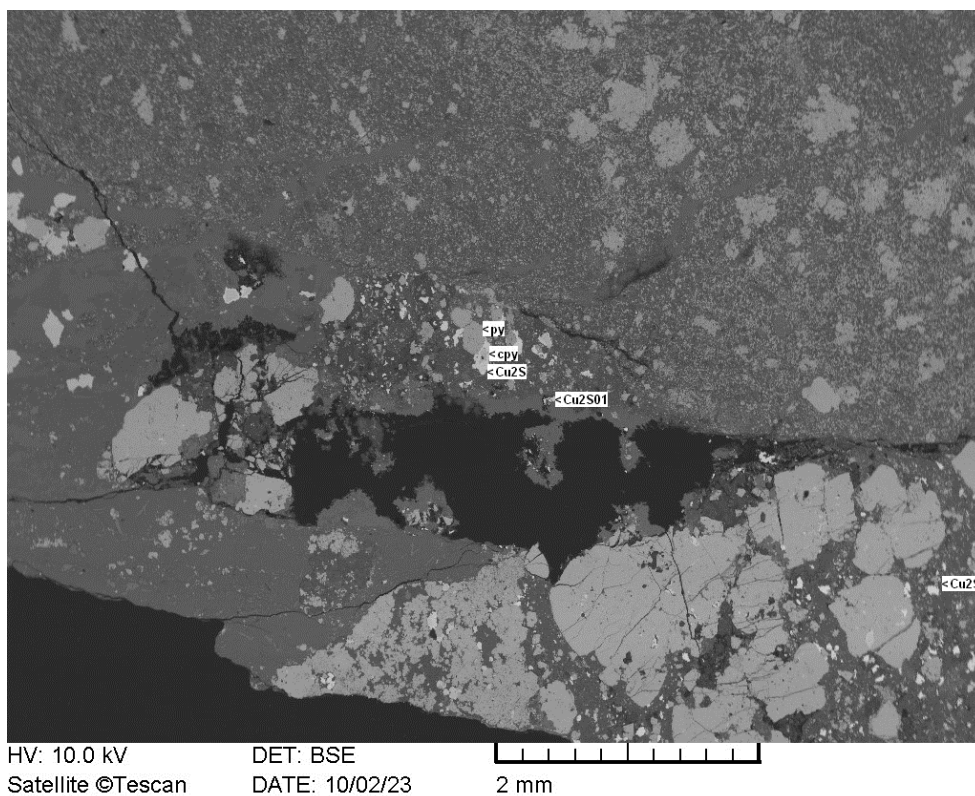
A pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelések egy igen érdekes szöveti struktúrát rajzoltak ki a mintáról. Megfigyeltem, hogy az alapvetően magnetit szemcsék dominálta mintába olyan erek vágódtak be (ld. 17. ábra), amit főleg ritkaföldfém gazdag epidot, illetve magnetit építenek fel, de ezekben megjelenik a kalkopirit, a kalkozin és a szfalerit is kis mennyiségben (ld. 21. ábra).

Egy későbbi vizsgálat során érdemes lehet fókuszálni az epidot-szfalerit kontaktusára, mivel ebben a mintában az epidot magas ritkaföldfém tartalmú allanit volt (ld. 1. táblázat).

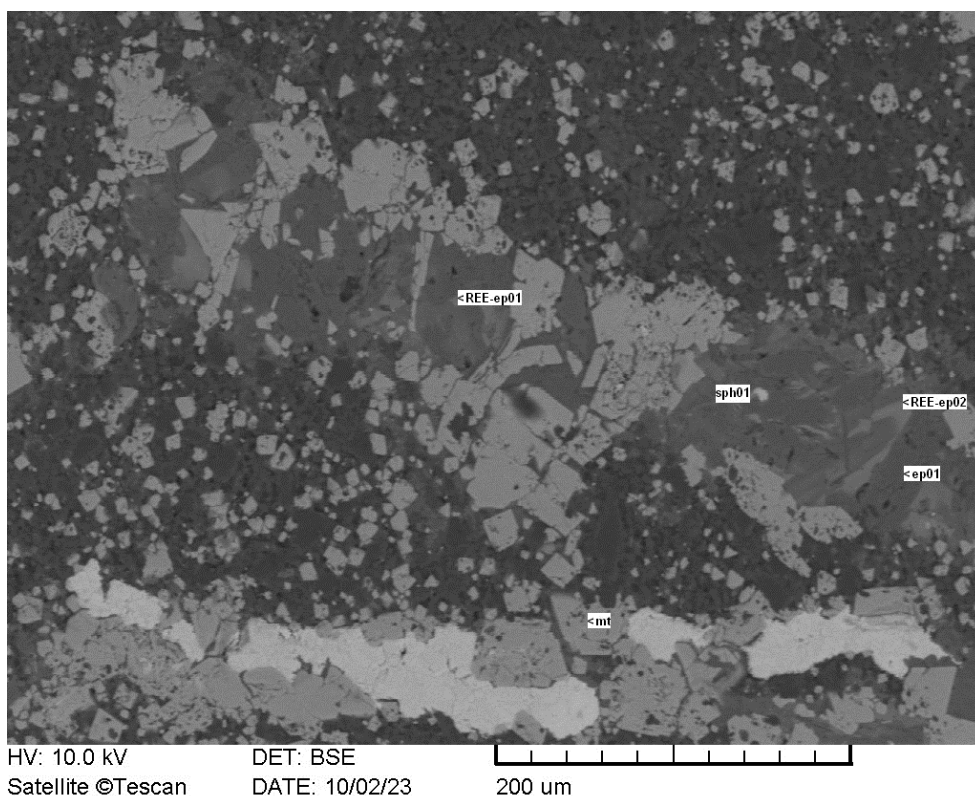
A jelölések után számmal is ellátott pontokban EDS mérés is történt, melynek eredményeit az 1. táblázat tartalmazza. (ld. a mellékletben).



2. tábla: Lasail-upper lens mikroszkópos fotók, illetve h) a felületi csiszolat makroszkópos képe. Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit, sph: szfalerit, mt: magnetit, pyr: pirrhotin, cc: kalkozin. A h) kivágaton a felületi csiszolat átmérője 2,5 cm. Az egyes kivágatainak részletes leírása: a) A minta réteges struktúráját bemutató ábra. b) Sajátalakú magnetit zárványok a kép teljes területén, kivéve a kalkopiritben, amelyben csak meddő ásvány zárványok fordulnak elő. c) A minta jelentős részét a fent látható finomszemcsés anyagmátrix tölti ki, ami a meddő és valószínűleg a magnetit egyvelege, némi pirittel. d) Futtatódott kalkopirit, kalkozinnal körbevéve, továbbá magnetit zárványos pirit, szabadon álló magnetit, illetve meddőásvány. A piritbe kissé belenőtt a kalkozin (elképzeltet, hogy eredetileg kalkopirit). e) Kalkopiritbe nőtt sajátalakú magnetit. A sajátalakú egységekben nincs kalkopirit zárvány, mindenhol máshol kalkopirit zárványos a szürke fázis, amiről optikai mikroszkóppal nehéz eldönteni, hogy magnetit, szfalerit-e. A meddőásványok helykitöltő szerepet játszanak. f) Kalkopirit beteg szfalerit zárvány piritben. Alul az idiomorf, szürke szemcse valószínűleg magnetit. g) Balra kalkopirit zárvány piritben, jobbra magnetit zárvány, középen valószínűleg pirrhotin (barnásszürke fázis), továbbá meddő ásványfázis, valószínűleg kvarc. h) A Lasail-upper lens csiszolat makroszkópos képe. A felületi csiszolat átmérője kb. 2,5 cm.



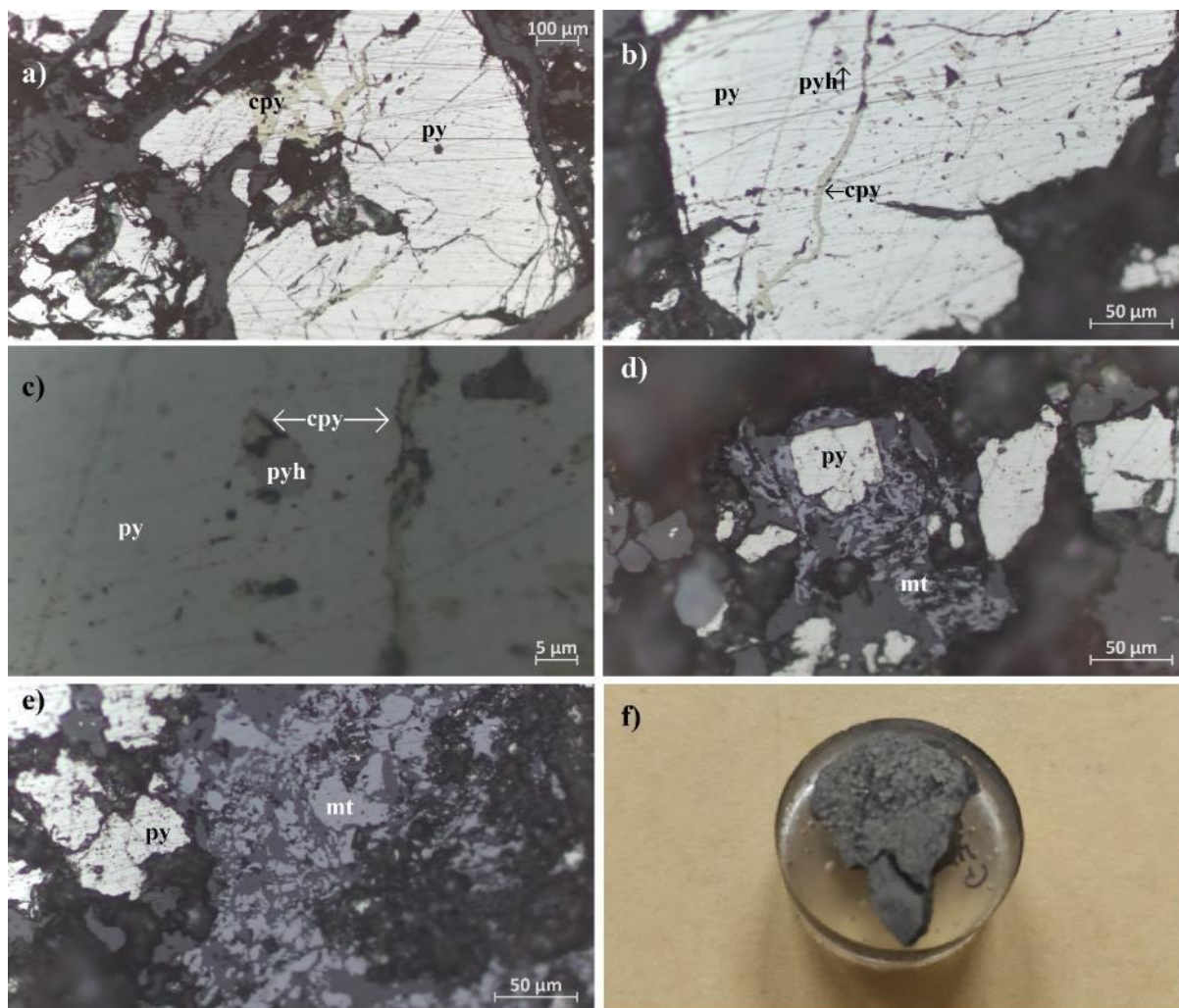
16. ábra: SEM-BSE kép, amelyen a kalkopirit és átalakulási terméke, a kalkozin látható pirittel. A kalkozin sokszor körbeveszi a kalkopiritet. Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit, Cu₂S és Cu₂S₀₁: kalkozin



17. ábra: Zónás, magnetit hintéses telér magnetit hintéses meddőben, ritkaföldfém gazdag epidottal és vasban nem olyan szegény szfalerittel. A REE tartalom 14%-nak adódott, továbbá mértünk belőle foszfort és mangánt is. Az alsó világos szürke ér kalkozin lehet (mikroszkópos megfigyelés alapján) Jelölések: sph01: szfalerit, ep01 REE-ep01 és REE-ep02: ritkaföldfém tartalmú (REE) epidot, mt: magnetit

Gjegjan_1

A 140928.5./1 minta szemcsés szövetű ércet reprezentál. A mintában igen sok (kb. 50%) a hipidiomorf (kb. 200 μm) (ld. 3. tábla, „d” kivágat) és xenomorf pirit (ld. 3. tábla, „e”) kivágat), amit igen sok (kb. 40 %) meddő kísér (ld. 3. tábla, „e”) kivágat). A meddő több esetben átszabdalta a pirit szemcséket és kb. 1-10 μm vastag erek formájában vált ki a pirit szemcsék belsejében (ld. 3. tábla, „d”) kivágat). A pirit sok, kb. 5 μm nagyságú zárványt tartalmaz, legjellemzőbb a kalkopirit, ami a piritben főleg érkitöltő szerepben van jelen (ld. 3. tábla, „a”) és „b”) kivágat), kisebb részben viszont zárványok formájában is megjelenik (ld. 3. tábla, „c”) kivágat). Egyéb zárvány lehet még a pirrhotin, továbbá meddőásványok (ld. 3. tábla, „c”) kivágat). Jellemzői alapján ez a pirit a 140928.5./2. minta halvány fehéressárga színű pirit fázisa, amely ott idiomorf és hipidiomorf szemcsékként jelentek meg. Ebben a mintában viszont a meddő több esetben egyenetlenné tette a pirit szemcsék határvonalát, és rezorbeálta azt (ld. 3. tábla, „d”) kivágat). Az élénk fehéressárga pirit fázis csak igen kis mennyiségben (1%) jelent meg ebben a csiszolatban, míg szfalerit egyáltalán nem jelent meg. Ellenben itt is megjelenik a magnetit (ld. 3. tábla, „d”) és „e”) kivágat), itt azonban a lasaili mintákkal ellentétben főleg xenomorf és csak a csiszolat bizonyos részein dominál, meddőásványokkal összefogazódva (a xenomorf meddő körbeveszi a xenomorf magnetitet).



3. tábla: Gjegjan_1 (140928.5./1) mikroszkópos fotók, illetve f) a felületi csiszolat makroszkópos képe. Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit, mt: magnetit, pyr: pirrhotin. Az f) kivágaton a felületi csiszolat átmérője 2,5 cm. Az egyes kivágatok részletes leírása: a) Korai képződésű pirit repedéseiben kalkopirit érkitöltés. b) Kalkopirit ér piritben és kalkopirit zárványok. Ez alapján a kalkopirit a pirit után képződött. Ezen kívül meddő zárványok és pirrhotin is van benne. c) A „b)” kivágat egy részlete, ahol középen kalkopirit ér van piritben, jobbra tőle meddő zárvány,

balra tőle pirrhotin és kalkopirit zárványt feltételezek. A minta egyébként mágnesez, de inkább a magnetit miatt. d) Korai képződésű pirit, körülötte magnetit és meddő. e) Szfalerit vagy magnetit elhintve meddővel. f) A GJ-140928-5_1 (Gjegjan_1) csiszolat makroszkópos képe. A felületi csiszolat átmérője kb. 2,5 cm.

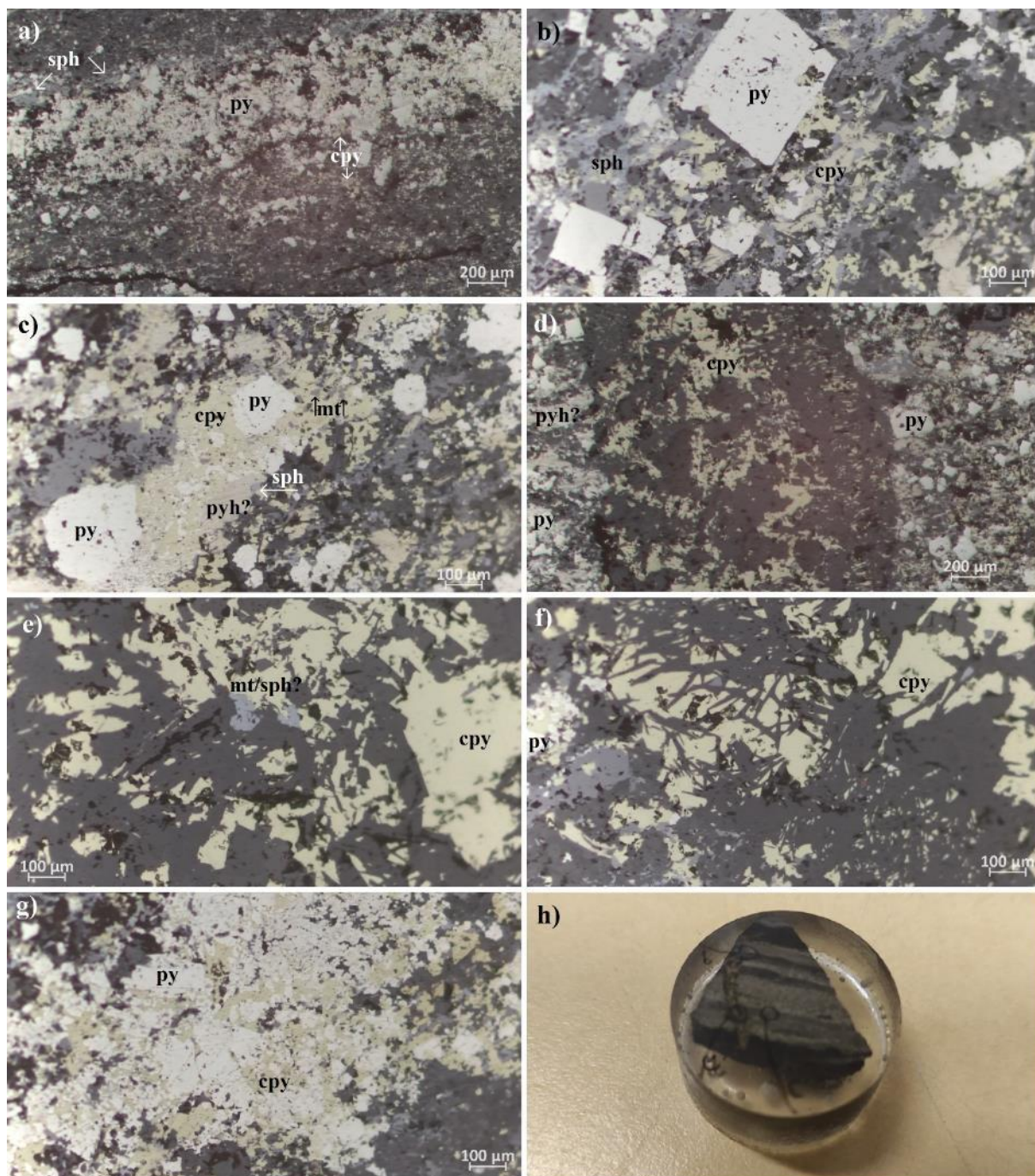
Gjegjan_2

A 140928.5./2 minta réteges megjelenésű (ld. 4. tábla, „a”) kivágat), a meddő aránya kb. 50 %, ami főként sávokban összpontosul (ld. 4. tábla, „a”) kivágat). Azokban a sávokban, ahol a meddő szerepe alárendelt, tömeges-szemcsés szövetben jelenik meg a pirit (50-200 μm -es szemcsék, kb. 45 %) (ld. 4. tábla, „a”) kivágat), illetve, alárendeltebb mennyiségben a szfalerit (max. 5%) (ld. 4. tábla, „a”) „b”) kivágat). A pirit jellemzően saját alakú (ld. 4. tábla, „b”) kivágat) vagy xenomorf (ld. 4. tábla, „c”) kivágat), emiatt feltehetőleg a kristályosodás elején és végén is kivált pirit. Ezek némileg színben is elkülönülnek: míg a xenomorf pirit élénk fehéressárga, addig a hipidiomorf és idiomorf pirit sokkal fehérebb. Feltételezhető emiatt a kétféle pirit közt valamilyen nyomelem összetételbeli különbség, ami meglátszik azok reflexióképesség értékében. A szfalerit minden esetben xenomorf és mind az élénk fehéressárga, mind a halvány fehéressárga pirit, mind a meddő az utólagos ereket leszámítva (ld. 4. tábla, „d”) kivágat) kiszorítja azt (ld. 4. tábla, „b”) kivágat), ezért feltételezhető, hogy a szfalerit vált ki a kristályosodás során a legkorábban. A szfalerit mellett néhol xenomorf, pirrhotinnak vélt ásványfázist is észlelni véltem (100 μm , max. 1%) (ld. 4. tábla, „c”) és „d”) kivágat). Ilyen ásvány a későbbi anyagvizsgálatok során nem lett mérve, de nem is zárható ki a pirrhotin jelenléte, hiszen nem is ez a fázis állt a későbbi vizsgálataink fókuszában. A többi csiszolathoz hasonlóan az idiomorf, zárványmentes, apró, 1-10 μm -es magnetit kristályok (kb. 5%) is azonosításra kerültek.

Az ércesedést átszelő erezésekben (max. 2 mm vastag), a kalkopirit és egy tűs meddőásvány (az EPMA mérések alapján amfibol lehet) dominál (ld. 4. tábla, „f”) kivágat). Mellettük szfalerit vagy magnetit jelenik meg, de e kettő közül nem eldönthető optikai mikroszkóp segítségével, hogy melyik (ld. 4. tábla, „e”) kivágat).

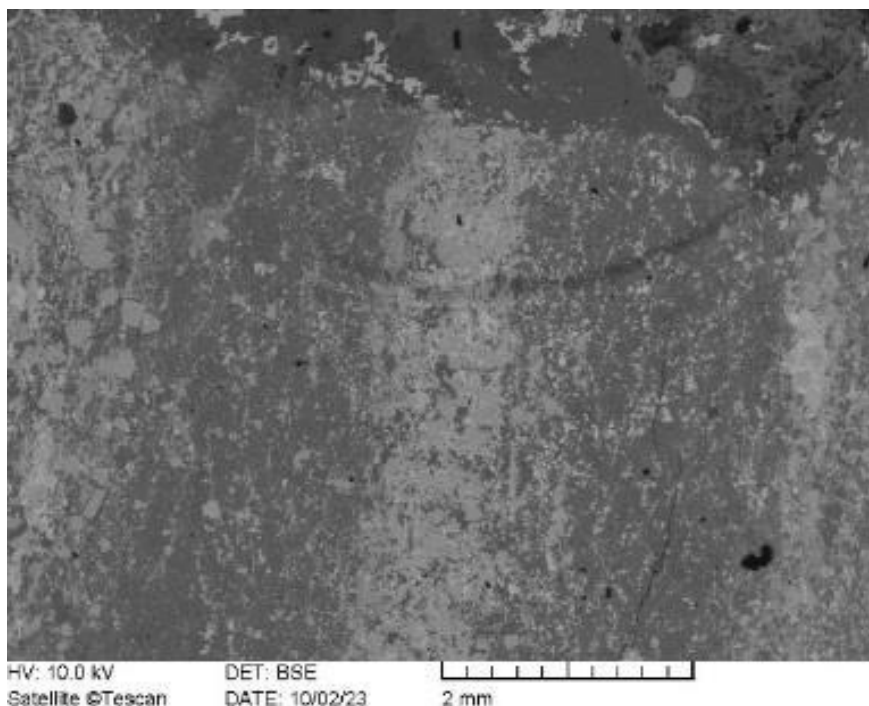
Az utólagos erezésben talált, amfibolnak (pl. tremolit vagy aktinolit) vélt ásványt leszámítva a meddő is jellemzően nem saját alakú ásványokból áll (ld. 4. tábla, „g”) kivágat). A szfalerit a meddő társaságában jelenik inkább meg, vagyis a meddő és a szfalerit határvonala lényegesen hosszabb, mint a pirit és a szfalerit határvonala. Feltételezhető, hogy a meddő nagyobb arányban szorította ki tehát a szfaleritet, mint a pirit. A xenomorf piritet viszont a meddő és a későbbi kiválású pirit is kiszorítja. A halvány fehéressárga piritet viszont semmi sem szorítja ki, határoló vonalai minden esetben egyenesek.

A teljes csiszolatban az élénk fehéressárga pirit aránya kb. 20%, a halvány fehéressárga pirit aránya kb. 25%, a kalkopirit kb. 20%, a szfalerit maximum 5%, a magnetit kb. 5%.



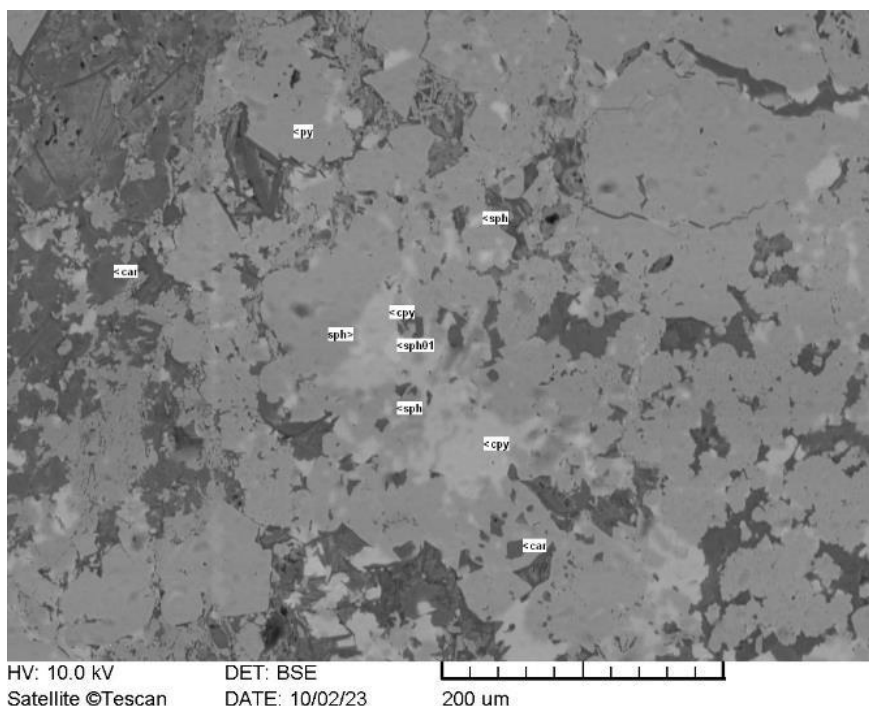
4. tábla: Gjegjan_2 (140928.5./2) mikroszkópos fotók, illetve h) a felületi csiszolat makroszkópos képe. Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit, sph: szfalerit, mt: magnetit, pyr: pirrhotin (jelenléte más műszerekkel nem igazolt ebben a mintában). A h) kivágaton a felületi csiszolat átmérője 2,5 cm. Az egyes kivágatok részletes leírása: a) A minta általános rétegzett struktúráját bemutató felvétel. Egyes erekben sok az érc, másokban a meddő dominál. b) Hipidiomorf pirit, körülötte meddő, kalkopirit, szfalerit, magnetit. c) Korai kiválású pirit, szfalerit és kalkopirit körülötte, ahol a szfalerit vált ki korábban. A jobb oldalon a szabályos szürke zárványok inkább magnetit, mint szfalerit. d) Meddő és kalkopirit egy érben, jellegzetes szövettel (ld. „f) ” kivágaton). e) Kalkopirit és meddő, illetve magnetit vagy szfalerit, amely a meddőnél korábban képződött, illetve a kalkopirit is korábban képződött a meddőnél. f) A kalkopirit-meddős ér szöveti jellege. A kalkopiritben tűs-oszlopos struktúrában van a meddő, illetve látható még xenomorf pirit is kis mennyiségben. g) Pirit és kalkopirit összefogazódása, illetve a jobb alsó szélén szfalerit és meddő együtt. A mintában számos zárvány látható, főleg a piritben. h) A GJ-140928-5_2 (Gjegjan_2) csiszolat makroszkópos képe. A felületi csiszolat átmérője kb. 2,5 cm.

A réteges struktúra a SEM-BSE képen volt igazán látványos: egyes rétegek dúsultak nagy rendszámú elemek ionjait tartalmazó ásványokban (pl. Zn), mások pedig nem. A 18. ábrán az előbbiek világos, az utóbbiak sötétebb színnel jelennek meg.



18. ábra: A GJ_140928-5_2 számú minta réteges struktúráját bemutató ábra SEM-BSE felvételen. Az egyes rétegek különböző átlagrendszámú ásványokban dúsultak.

A világos sávok összetétele rendkívül vegyes és az ásványfázisok határvonala is igen szabálytalan. A pásztázó elektronmikroszkóp segítségével ebből a sávból a szfalerit, pirit, kalkopirit, és karbonátok kerültek leírásra (ld. 19. ábra).



19. ábra: A 22. ábra egy fényesebb sávjából való kivágata. A kivágatban szfalerit, pirit, kalkopirit, és karbonátok kerültek azonosításra. Jelmagyarázat: sph és sph01: szfalerit, py: pirit, cpy: kalkopirit, car: karbonát

Gjegjan_3

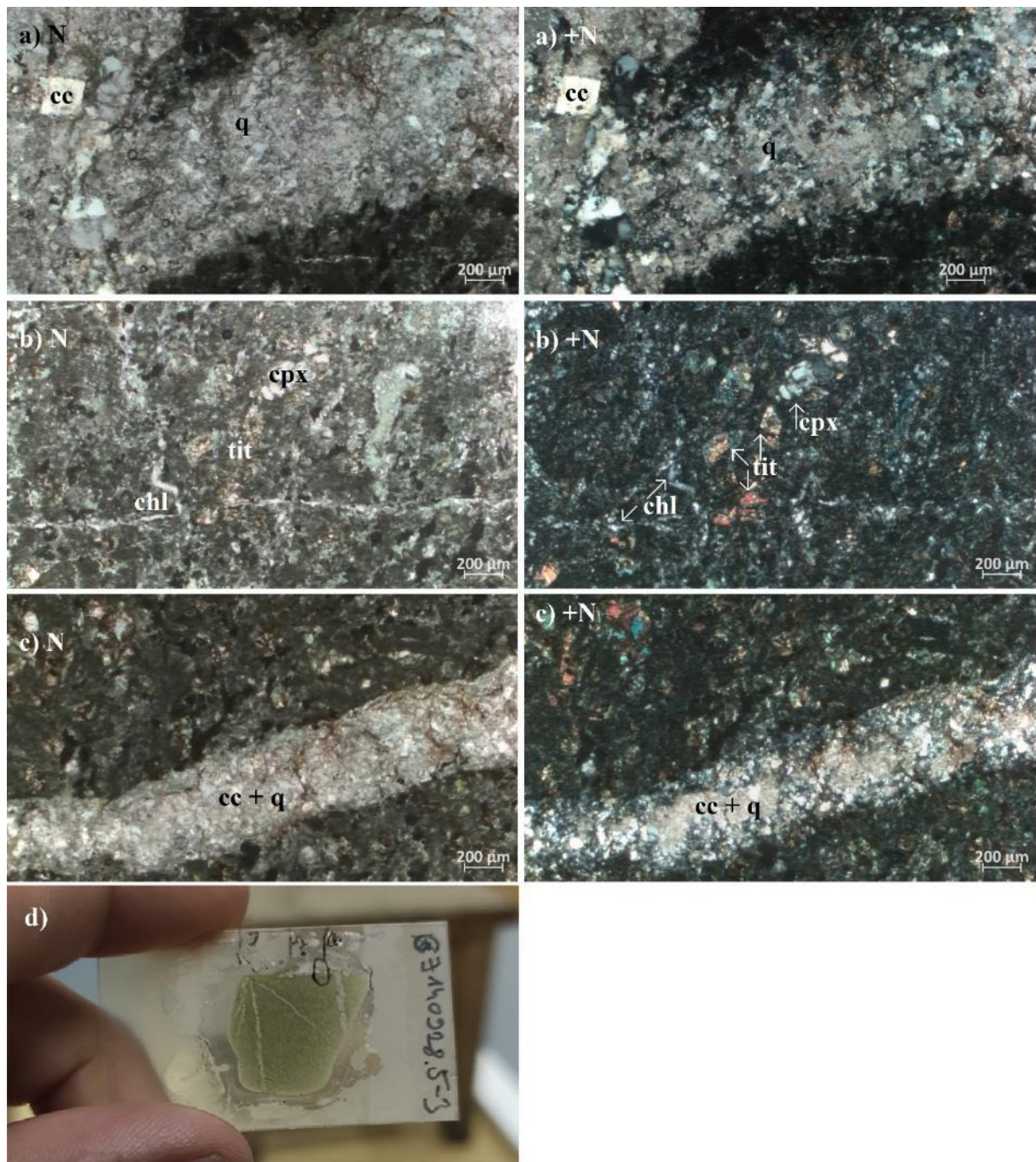
A GJ_140928.5./3 számú vékonycsiszolatról (ld. 5. tábla, „d”) kivágat) előzetes ismereteink alapján sejtettük, hogy egy mafikus kiömlési kőzetről, pl. bazaltról készült. Ennek megfelelően nagy volt az átlátszatlan kőzetüveg mennyisége (kb. 60%), ami némileg nehezítette a megfigyelést.

Már makroszkóposan is feltűnő volt, hogy az alapkőzetet utólagos hatások nyomán max. 1 mm vastag, a mintát átszelő erek szabdalják át, aminek anyaga főleg kalcit és kvarc (ld. 5. tábla, „a”) és „c”) kivágat). Az ilyen hatások által nem érintett kőzetszövetben nagy mennyiségben volt jelen klorit, továbbá megfigyelhető volt hipidiomorf vagy xenomorf klinopiroxén (kb. 200 μm) és hipidiomorf/xenomorf titanit (kb. 100 μm) is (ld. 5. tábla, „b”) kivágat). Pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelések pedig a plagioklász jelenlétét is igazolták. Bár a kőzetüveg nagy mennyisége miatt ezen ásványok aránya nehezen becsülhető, de a magas klorittartalom mindenképpen későbbi szubmarin, ún. „szpilitesedést” bizonyít. A max. 100 μm -es, xenomorf plagioklász és a klinopiroxén együttes megjelenése bázikus/neutrális kőzetet bizonyít. A titanit magmás vagy metamorf eredetet is bizonyíthat.

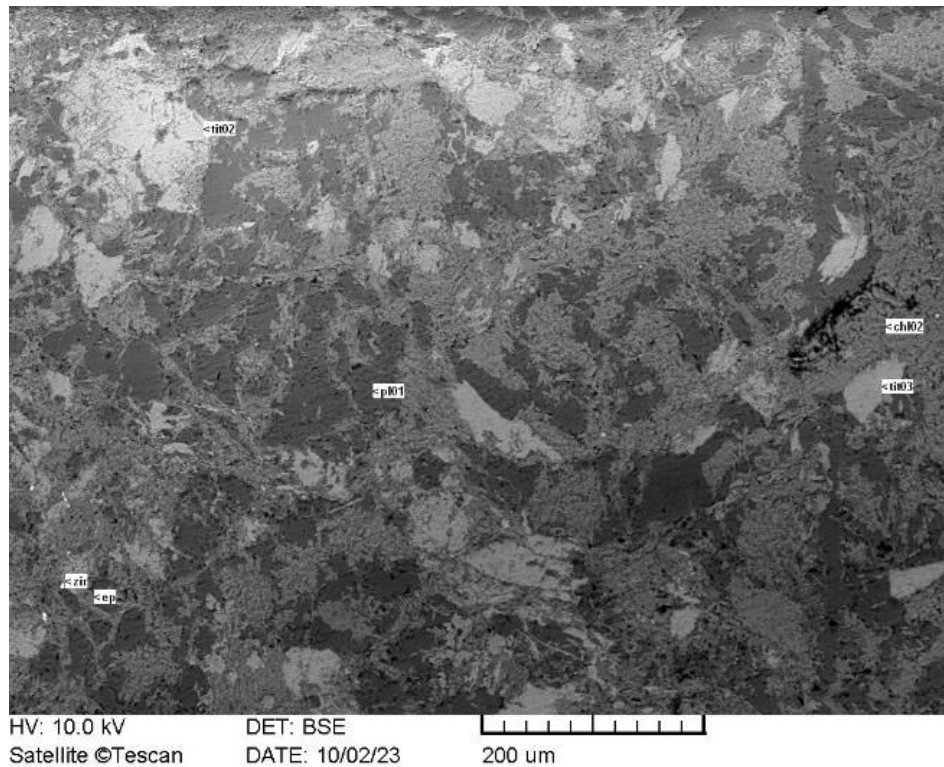
A GJ_140928-5_3 számú minta elkészítésének elsődleges célja az volt, hogy azt pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatnak tudjam majd alávetni.

Az alap kőzetszövet interszertális, ahol az érrel ellentétben kisebb méretű ásványok fejlődtek ki a mikrokristályos-üveges alapanyagban. A kőzetalkotó ásványok határvonala igen kaotikus, ritkán figyelhetőek meg nem xenomorf szemcsék (ld. 20. ábra). A SEM-EDS megfigyelések során azonosított ásványok a következők voltak: plagioklász, cirkon, epidot, klorit, titanit, klinopiroxén. A plagioklász és a klorit mindig xenomorf volt, az epidot, titanit és a klinopiroxén viszont előfordult hipidiomorf formában is. A titanit, epidot és klorit az és cirkon előfordult az utólagos érben is, amit a kvarc és a kalcit dominál (ld. 21. ábra). Az érben jobban fejlett, szabályosabb körvonalú ásványok fejlődtek ki.

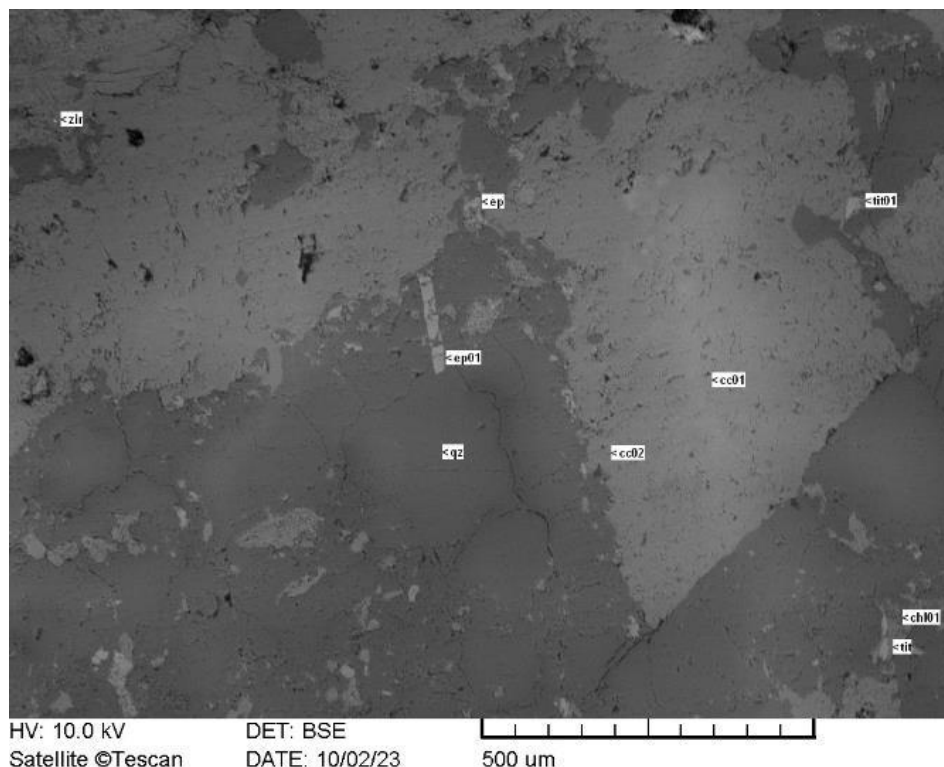
A jelölések után számmal is ellátott pontokban EDS mérés is történt. A mérések eredményeit a gjegjani mintákról a 2. táblázat tartalmazza (ld. mellékletben).



5. tábla: Gjegjan_3 (140928.5./3) mikroszkópos fotók, illetve d) a vékonycsiszolat makroszkópos képe. Jelölések: N: egynikolos felvétel, N+: keresztezett nikolos felvétel cc: kalcit, q: kvarc, chl: klorit, cpx: klinopiroxén, tit: titanit. Az egyes kivágatok részletes leírása: a) A kőzettestet átszelő erek, amik főleg kvarcból és kalcitból épülnek fel. b) Klorit, titanit és klinopiroxén szöveti megjelenése a kőzet alapszövetében, kőzetüveggel együtt. c) Kalcit és kvarc ér, ami belevág a kőzetüveg dominálta alapkőzetbe. e) A GJ140928-5_3 (Gjegjan_3) számú vékonycsiszolat makroszkópos képe



20. ábra: A Gjegjan_3 kőzet alapszövetéből vett kivágat SEM-EDS képe. Jelölések: pl01: plagioklász, zir: cirkon, ep: epidot, chl02: klorit, tit02 és tit03: titanit

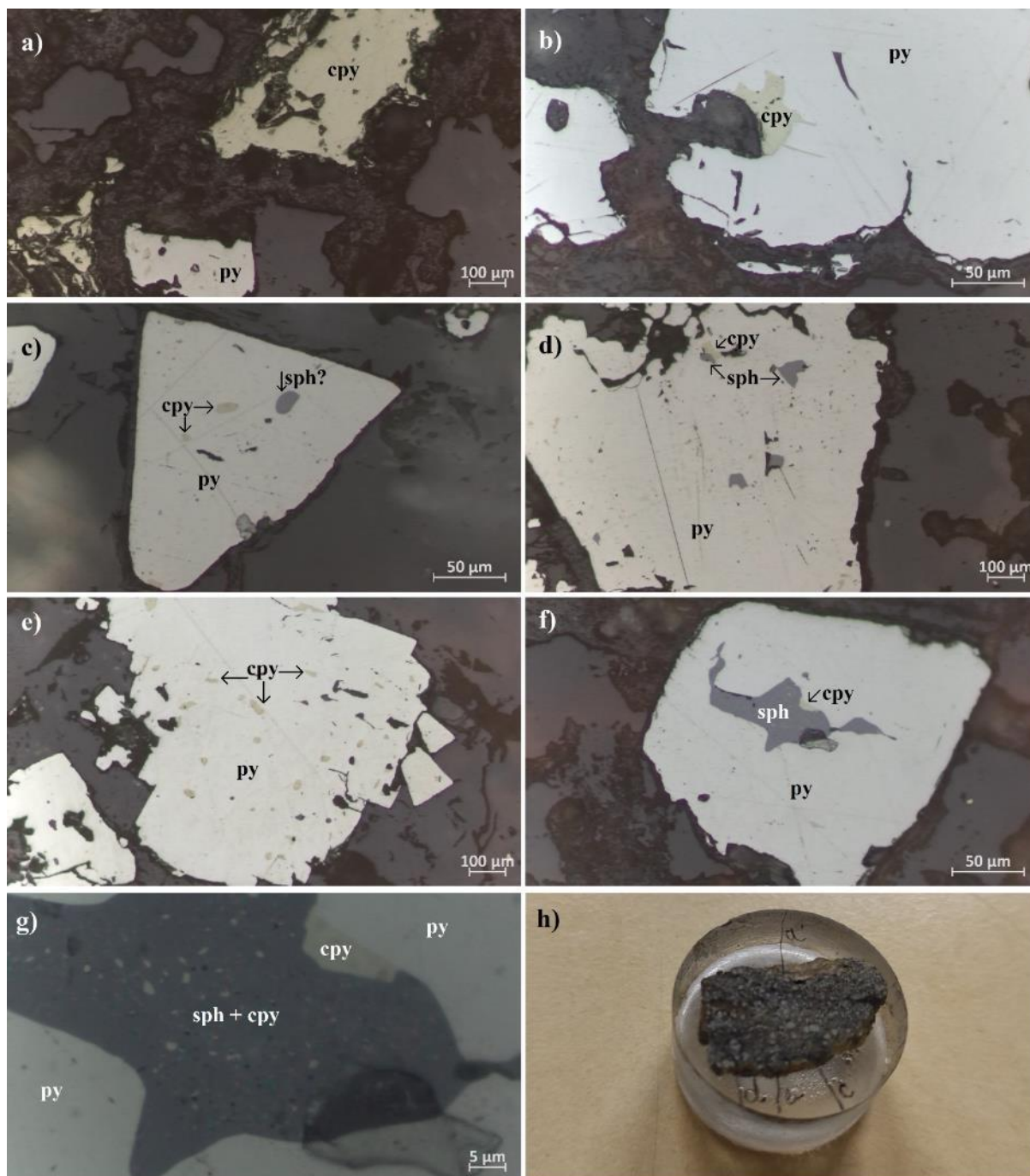


21. ábra: A Gjegjan_3 számú mintából készült vékonycsiszolatban található egyik utólagos ér és azonosított ásványfázisai. Jelölések: zir: cirkon, ep és ep01: epidot, cc01 és cc02: kalcit, qz: kvarc, tit és tit01: titanit, chl01: klorit

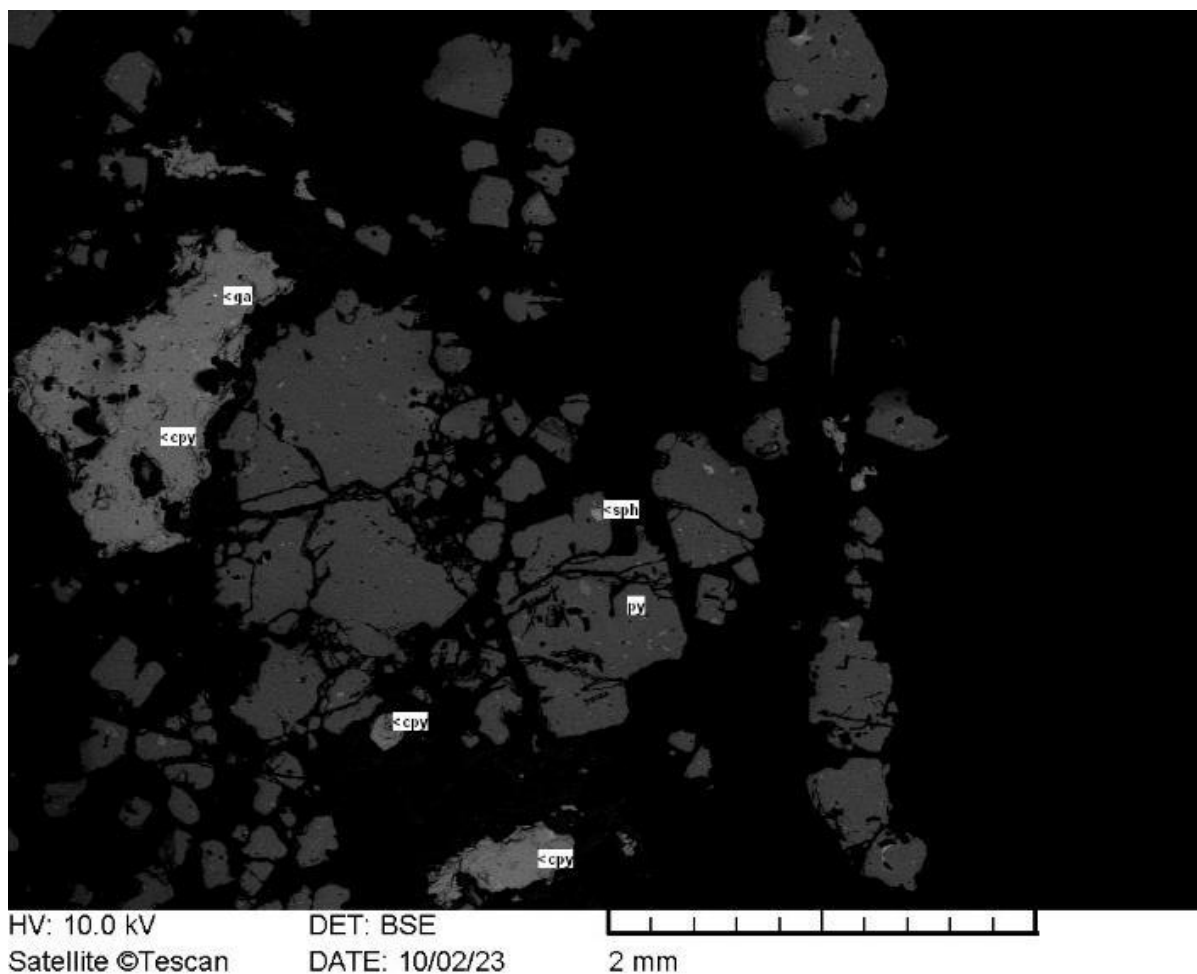
Xylagani_1

A Xylagani_1 számú minta (ld. 6. tábla, „h” kivágat) hintetten tartalmaz kb. 30% hipidiomorf piritet (akár több 100 μm méretig), a maradék 68% meddő, illetve kb. 2%-nyi kalkopirit (akár pár 100 μm -ig) van még jelen a csiszolatban. Ezen kívül eseti jelleggel előfordul szfalerit is (max. 50 μm -ig). A piritet és a kalkopiritet is a legtöbb esetben fekete szegély veszi körül, általában a kalkopiritet vastagabban (ld. 6. tábla, „a”) kivágat), mint a piritet (ld. 6. tábla, „c”) kivágat), amennyiben azokat meddő veszi körbe. A pirit hipidiomorf (ld. 6. tábla, „c”) kivágat) vagy xenomorf (ld. 6. tábla, „b”) kivágat), sok zárványt tartalmaz, legjelentősebb mennyiségben (egy szemcse akár 10-nél is több) kalkopiritet (ld. 6. tábla, „e”) kivágat), amely a legtöbb pirit szemcsében megtalálható, illetve eseti jelleggel szfalerit zárványok is jelen vannak (ld. 6. tábla, „c), d), e”) kivágat). A szfalerit mindig térkitöltő szerepben van, ezért xenomorf, a kalkopirit is a legtöbb esetben térkitöltő, xenomorf, de előfordul önálló fázisként is, ilyenkor akár lehet hipidiomorf is. A 6. tábla, „f) és g)”) kivágatú helyén olyan szerencsésen őrződött meg a szfalerit a hipidiomorf piritben, hogy a pirittel és a kalkopirittel is van határvonala. Ezek alapján a szfalerit és a kalkopirit szételegyedett a primer, hűlő fázisból, emiatt a szfalerit kalkopirit beteg. Az ezt övező pirit kiszorította a szfaleritet, egyes felületek mentén a zárvány irányában egyenes lapokkal határolt. A meddő jelentős mértékben rezorbeálta a pirit szemcsék felszínét, ezért lettek azok csupán hipidiomorfak.

A Xylagani_1 számú felületi csiszolatból nem történt EDS detektorral való mérés, a pásztázó elektronmikroszkóppal csak az egyes ásványok azonosítása történt meg. A mintából pirit, kalkopirit, szfalerit és galenit is leírásra került (ld. 22. ábra). Ez utóbbi kalkopirit zárványaként jelent meg kis mennyiségben.



6. tábla: Xylagani_1 mikroszkópos fotók, illetve h) a felületi csiszolat makroszkópos képe. Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit, sph: szfalerit. A h) kivágaton a felületi csiszolat átmérője 2,5 cm. Az egyes kivágatok részletes leírása: a) Kalkopirit, pirit kalkopirit zárványokkal. A kalkopirit és a pirit egymáshoz képesti relatív kora nem eldönthető: A kalkopirit a pirit előtt és után is képződhetett, vagy akár azzal egyidőben is. b) Helykitöltő és kicsit bevágó jellegű kalkopirit piritben. A meddő mélyen beöblösödik a piritbe pont ott, ahol a kalkopirit található. Elképzelhető, hogy a meddő hatékonyabban szorította ki a kalkopiritet a piritnél. c) Pirit zárványok: hipidiomorf pirit fekete szegéllyel körülveve, amiben xenomorf kalkopirit és szfalerit? zárványok vannak. d) Pirit és piritben található zárványok, anyaguk feltehetőleg szfalerit és kalkopirit. e) Az egész mintát általánosan jellemző kalkopirit zárványok piritben. f) Pirit zárvány: kalkopirit és szfalerit. A szfaleriten belül további kalkopirit zárványok láthatóak. g) Az „f)” kivágat egy részlete: kalkopirit pirit és szfalerit, benne kalkopirit zárványok. h) A Xylagani_1 csiszolat makroszkópos képe. A felületi csiszolat átmérője kb. 2,5 cm.



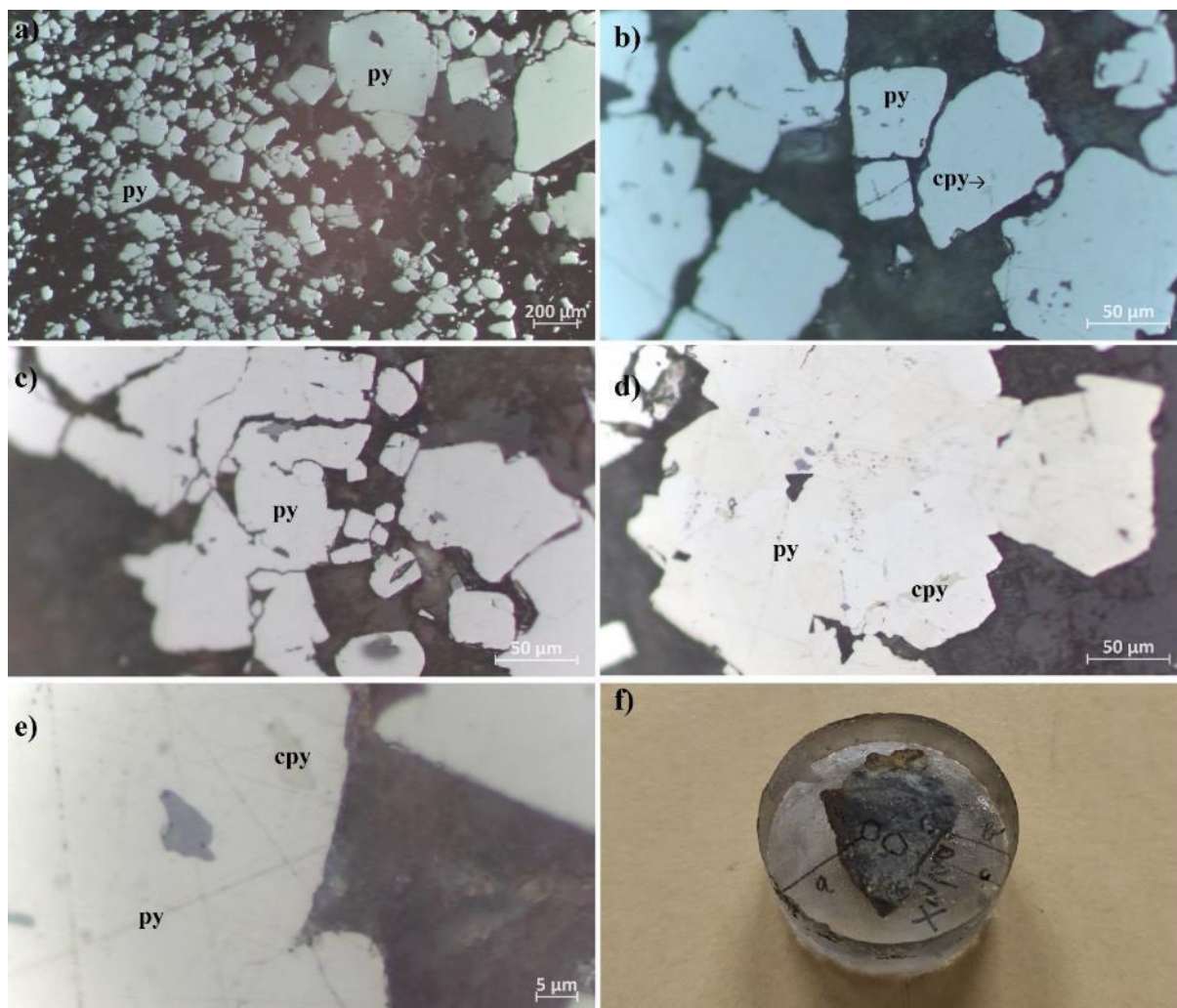
22. ábra: Önálló és zárvány kalkopirit fázis, bal oldalon galenit zárvánnyal. A pirit itt is szfalerit zárványos.
Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit, sph: szfalerit, ga: galenit

Xylagani_2a

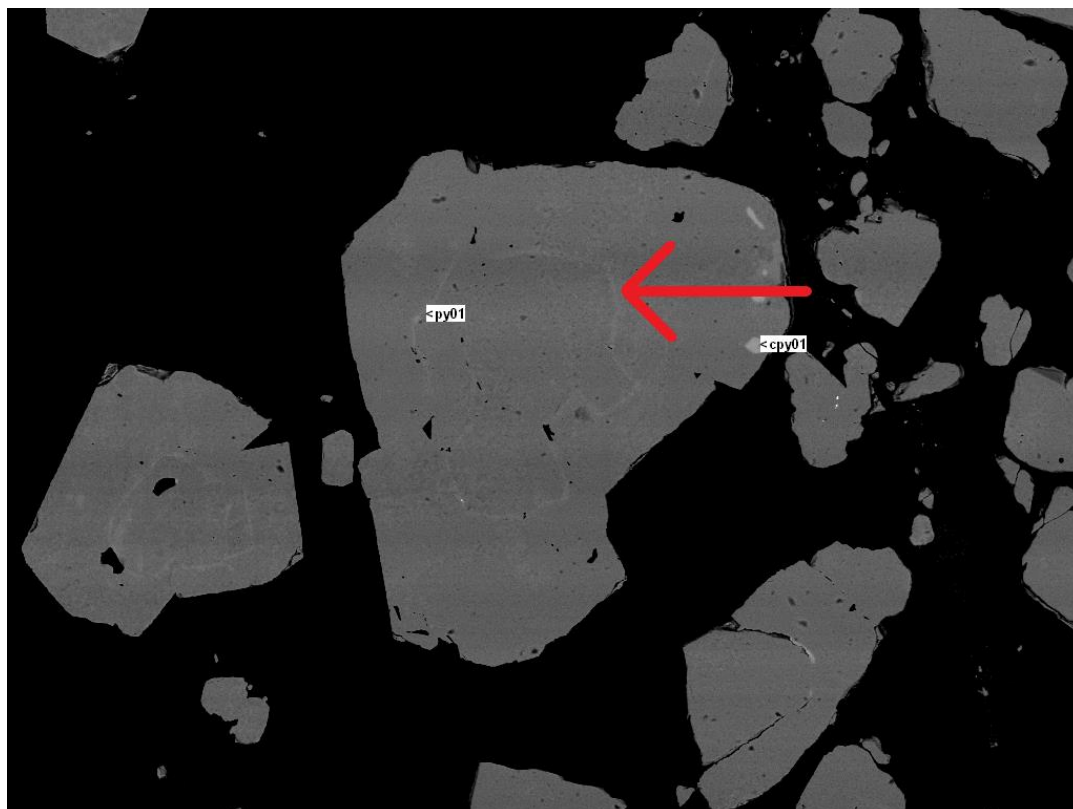
A Xylagani_2a minta egy sűrű, főleg idiomorf piritből (akár 300-400 μm -ig) felépülő szemcsés szövetű kőzet (ld. 7. tábla, „a”) kivágat). A pirit részaránya kb. 40%, a meddőé 60%. Akcesszórius elegyrészként kimutatható még kalkopirit is, pirit zárványaiként (5-20 μm közötti méretűek) (ld. 7. tábla, „b), d) és e”) kivágat). A pirit szemcsék között és azokban, zárványként sem találtunk szfaleritet pásztázó elektronmikroszkóppal sem. A 7. tábla, „b), c), d) és e”) kivágataiban, a piritben xenomorf meddőásvány zárvány látható sötétszürke színnel.

A csiszolatban pásztázó elektronmikroszkóppal azonosításra került kromit, kalkopirit, pirit és galenit. A pirit sokszor zónás (ld. 23. ábra). A fényesebb zónában megnövekedett arzén koncentráció volt mérhető. A galenit ezúttal is csak kalkopirit zárványként volt jelen. A közel 100%-os ólom koncentráció oka, hogy EDS detektorral nem megkülönböztethető a kén és az ólom (ld. 3. táblázat (mellékletben)). Ebben a pontban még szelén volt kimutatható, ami a galenitben jellemző lehet nyomelemként.

A Xylagani_2 felületi csiszolatok EDS detektorral végzett mérési eredményeit a 3. táblázat foglalja össze.



7. tábla: Xylagani_2a mikroszkópos fotók, illetve h) a felületi csiszolat makroszkópos képe. Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit. Az f) kivágaton a felületi csiszolat átmérője 2,5 cm. Az egyes kivágatok részletes leírása: a) A Xylagani_2a minta általános szövetét bemutató ábra. A minta sűrűn tartalmaz idiomorf-hipidiomorf pirit szemcséket. b) Hipidiomorf pirit fekete szegéllyel körbevéve. A pirit kalkopirit zárványokat, illetve szfaleritnek tűnő zárványokat tartalmaz (SEM méréseink bebizonyították, hogy nem szfaleritről, hanem meddőről van szó). c) pirit, meddő zárványokkal d) pirit kalkopirit és meddő zárványokkal e) pirit, kalkopirit és kalkopirit betegnek kinéző szfalerit. A szfalerit jelenlétét egyik később alkalmazott műszerrel nem tudtuk kimutatni. f) A Xylagani_2a csiszolat makroszkópos képe. A felületi csiszolat átmérője kb. 2,5 cm.



HV: 10.0 kV

DET: BSE

Satellite ©Tescan

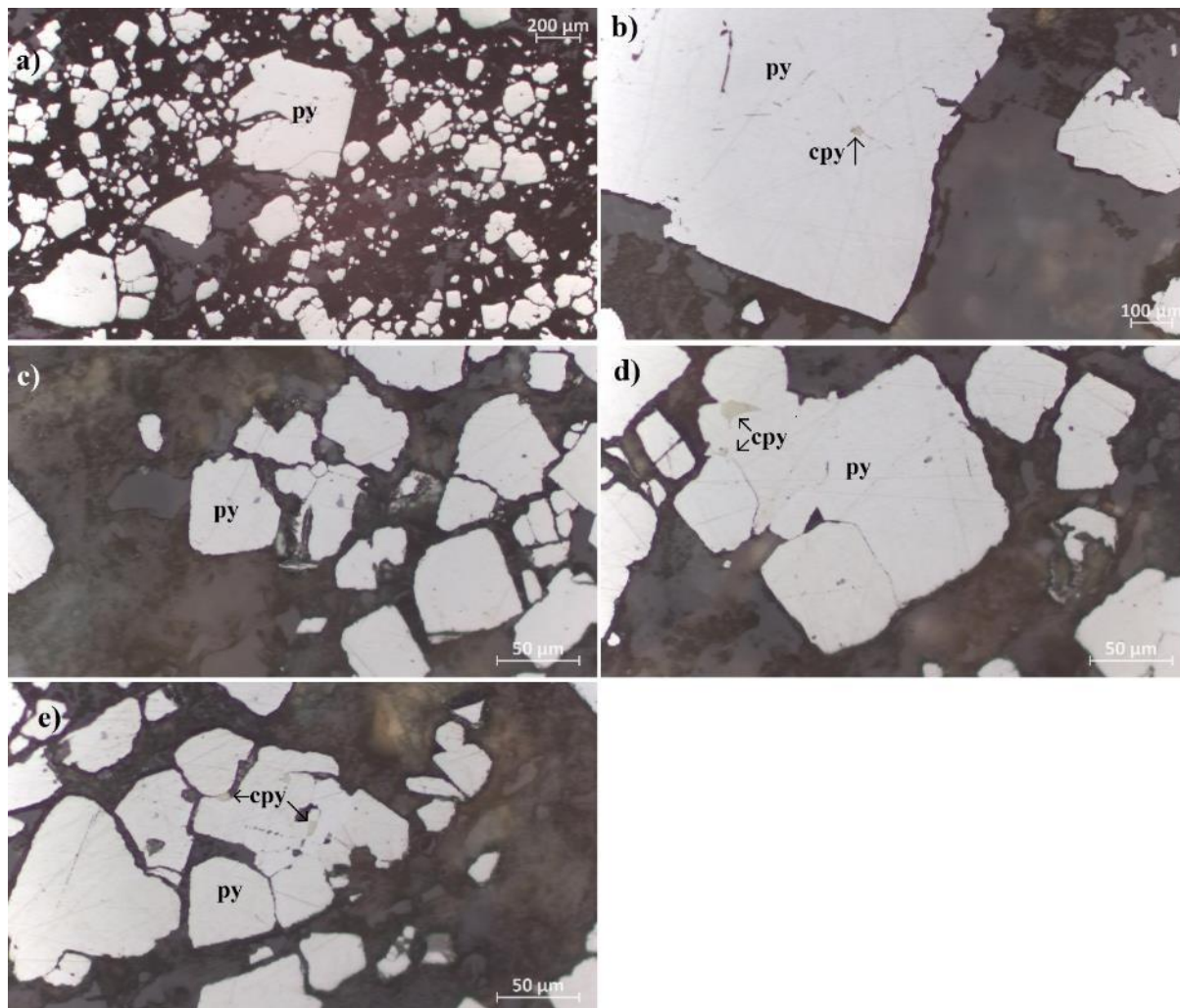
DATE: 10/02/23

500 um

23. ábra: SEM-BSE felvétel egy piritről a Xylagani_2a mintában. A pirit kalkopirit zárványos, továbbá egy növekedési zónájában magas arzén tartalmú (ld. nyíllal jelölt világosabb zónát). Jelölések: py01: pirit, cpy01: kalkopirit

Xylagani_2b

A Xylagani_2b számú mintából készített felületi csiszolat szinte minden karakterében megegyezik a Xylagani_2a számú mintáéval, lévén, hogy ugyanazon kőből készültek, ezért az ott leírtak itt is igazak. A csiszolatot a későbbi vizsgálataink során nem használtuk, mivel nem láttunk rá okot, itt még szfalerit gyanús szemcsét sem láttunk.



8. tábla: Xylagani_2b mikroszkópos fotók. Jelölések: py: pirit, cpy: kalkopirit. Az egyes kivágatok részletes leírása: a) A Xylagani_2b minta általános szövetét bemutató ábra. A minta sűrűn tartalmaz idiomorf-hipidiomorf pirit szemcséket. b) Hipidiomorf, vékony fekete szegélyű pirit szemcse kalkopirit zárványokkal c) Hipidiomorf és xenomorf pirit szemcsék meddőásvány zárvánnyal, meddőásvány mátrixban. d) Hipidiomorf, lekerekített sarkú, fekete szegélyű pirit kalkopirit zárvánnyal, meddő mátrixban. e) Meddő és kalkopirit a pirit szemcsék között.

VII.3. A Mikroszondás mérések eredményei

A mikroszondával (EPMA) célunk alapvetően az előre kijelölt szfalerit mérési pontokban lévő pontos elem összetétel megmérése volt. Mindegyik lelőhely vonatkozásában volt szfalerit a mintában, de nem minden mintában: a GJ140928_1 és a Xylagani_2b mellett és a Xylagani_2a sem tartalmazott szfaleritet. Összesen 40 mérési pontban történt meg az elem-összetétel mérése 15 elemre, melyek a következők voltak: Zn, S, Fe, Mn, Cu, Cd, Pb, Co, Hg, Ga, Ag, Sb, V, As, Bi. Az eredményeket a 4. táblázat foglalja össze (ld. mellékletben). Az eredményeket diagramokon is megjelenítettem, melyeket az ioGAS szoftver segítségével készítettem el.

A mérési pontok eloszlását a különböző minták között a 24. ábra mutatja be. A mérési pontok száma közötti jelentős eltérést a rendelkezésünkre álló szfalerit mennyisége alapvetően befolyásolta.

A mérések alapján megkülönböztethetünk főelemeket (Zn, S, Fe, (ld. 25. ábra) illetve sok esetben a Cu), nyomelemeket (Cu, Cd, Hg, Mn, Pb, Co, Ag, illetve egyes minták esetében a Ga, Sb, V (ld. 26. ábra)), illetve olyan elemeket, amelyek egyetlen minta esetében sem voltak kimutathatóak (As, Bi). A Zn, S, Fe és a Cd minden egyes mérési pontban kimutatható volt. A Mn, Cu és az Pb több, mint a mérési pontok felénél kimutatható volt. A Co, Hg, Ag minden lelőhelynél kimutatható volt, míg a Ga csak Gjegjan_2 és Lasail-cpy-MS esetében, a V csak Gjegjan_2 és Xylagani esetében, a Sb csak Gjegjan_2, Xylagani és Lasail-upper lens esetében került kimutatásra.



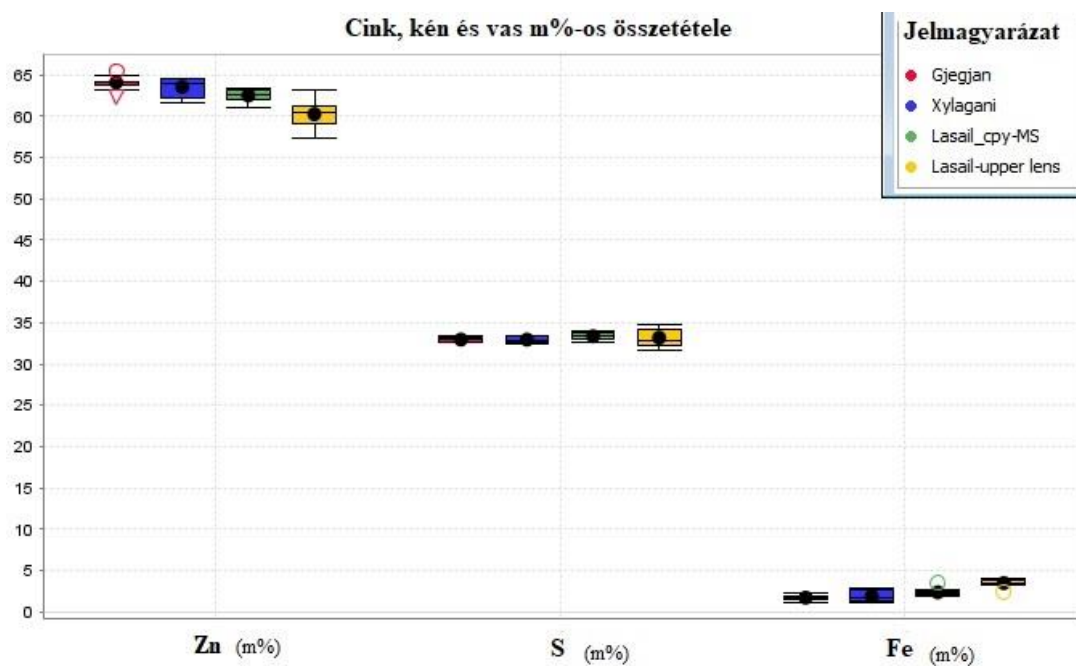
24. ábra: A mikroszondával végzett mérési pontok száma az egyes mintákon.

A főelemek megoszlását elemezve megállapítható, hogy a Zn, S és Fe alapvetően szűk tartományon belül változik (ld. 25. ábra), ugyanakkor megfigyelhetők értelep specifikus tulajdonságok is, pl. a Lasail-upper lens a többi mintában némileg kevesebb Zn mutatható ki, ezzel ellentétben a S és a Fe mennyisége némileg magasabb.

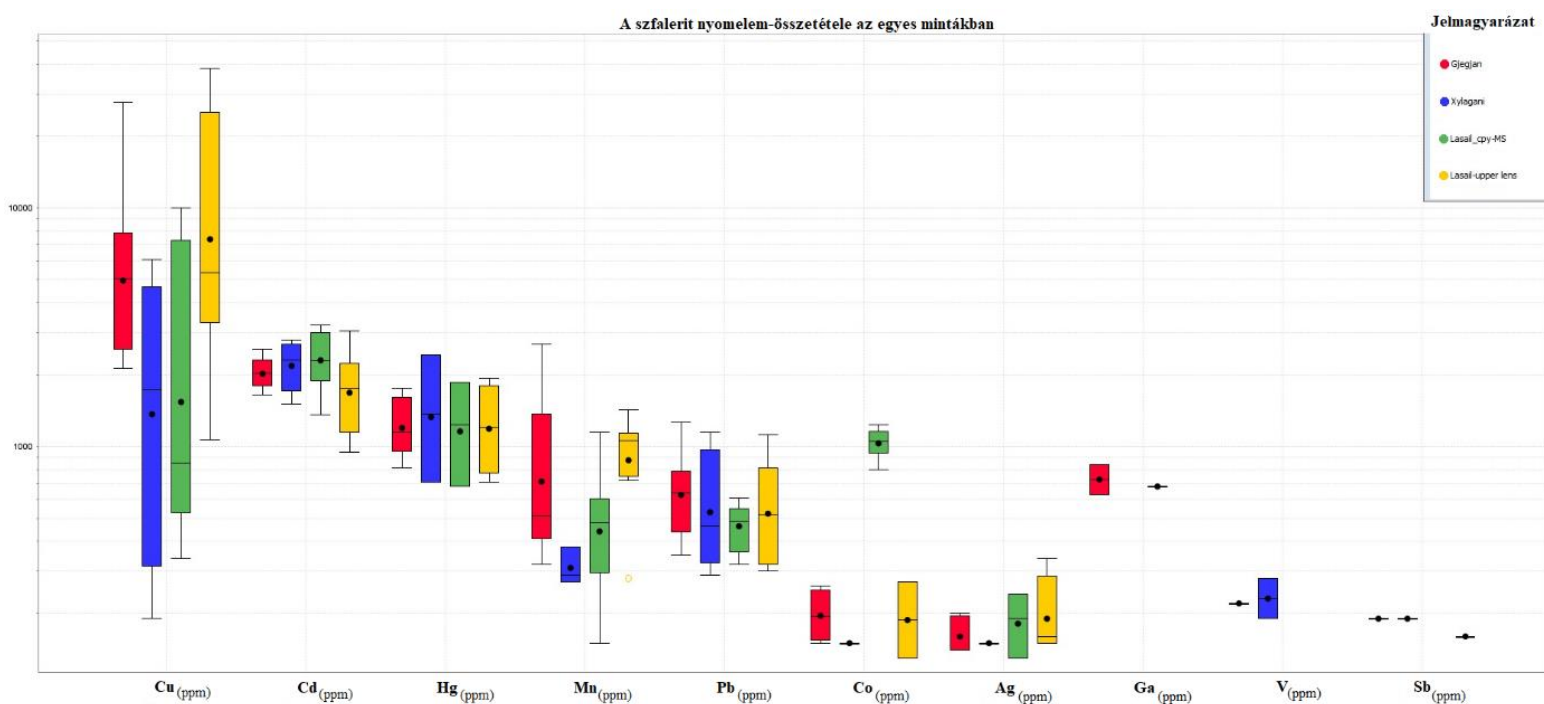
Ezzel szemben az egyes esetekben akár fő komponensnek is tekinthető Cu szélsőséges határok között változik és az egyes lelőhelyeken a szfalerit réztartalma is jelentősen eltér (ld. 26. ábra). Xylagani esetében két mérési pontban az is előfordult, hogy D.L.A. volt a Cu mennyisége. Ezzel szemben, elsősorban a Lasail-upper lens minta esetében fordult elő a legtöbbször, hogy a Cu mennyisége elérje az akár 10.000 ppm-et (1%-ot) is (ld. 26. ábra).

A Cd ennél jóval szűkebb tartományon belül változik, pár 1000 ppm-en belül. A Lasail-upper lens mintában némileg kevesebb a Cd, de az eltérés nem kiugró. A higany esetében sajnos sok volt a D.L. alatti eredmény, feltehetően azért, mert Hg-ra magas volt a detektálási limit, de a D.L. feletti eredmények a négy mintában egyező koncentrációt mutatnak. Ennél szélsőségesebb tartományon belül változik a Mn, ami Gjegjan esetében akár több, mint 2000 ppm is lehetett. Az ólom és az Ag koncentrációja a különböző mintákon egy viszonylag állandó tartományban változott. Ezzel szemben a Co Lasail_cpy-MS esetében a többi mintához képest notóriusan kiugró értékeket produkált. Az akár 1230 ppm Co a szfaleritben globális szinten is magasnak és figyelemre méltónak számít. Amennyiben a Ga mérhető mennyiségben jelent meg, akkor annak mennyisége is figyelemre méltó. Az eseti jelleggel megjelenő V és Sb ezzel ellentétben

kis mennyiségben szokott megjelenni a szfaleritben, így ez az eredmény megfelelt a várakozásainknak (ld. 26. ábra).



25. ábra: A főelemek tömegszázalékos megoszlása a szfalerit mérési pontjaiban.



26. ábra: A mikroszondával mért nyomelemek értékei az egyes mintákból származó szfaleritben, oszlopdiagramokon, ppm-ben, logaritmus skálán kifejezve.

VIII. Diszkusszió

A mikroszkópos szöveti bélyegeket figyelembe véve több esetben rekonstruálható az ásvány kiválási sor, ami igen fontos a szfalerit ércesedésben elfoglalt szerepének értékeléséhez.

VIII.1. A szöveti jellemzőkből levonható következtetések

A **Lasail_cpy-MS** mintában a kalkopirit sok esetben a pirit repedéseiben jelenik meg térkitöltő szerepben, meddőásvány mellett (ld. 1. tábla, „a” kivágat), de emellett zárványként is jelen van, ezért nehéz megmondani, hogy egymáshoz képest mikor kristályosodtak az ásványok. Afelől viszont nincs kétség, hogy a meddő kristályosodott a legkésőbb, hiszen az összes szulfidos fázist kiszorítja, egyik szulfidos fázis, még a pirit sem idiomorf, bár a növekedési zónái megfigyelhetők. A kevés idiomorf magnetit a meddő kristályosodási körülményei mellett is stabil maradt, nem oldódott vissza.

A szfalerit a kalkopirithez hasonlóan szintén térkitöltő megjelenésű, vagy pirit zárványként jelenik meg (ld. 1. tábla „a”, ill. „e” kivágat). Saját alakú kristályai nem jelennek meg a mintában, így bizonyosan később vagy egyszerre képződhetett a pirittel és/vagy a kalkopirittel. A masszív szulfid lencsére tehát jellemző lehet a fázisok gyakorlatilag egyszerre történő kristályosodása.

Több esetben a szfalerit kalkopirit betegségre utaló kalkopirit zárványokat tartalmaz (ld. 1. tábla, „c”) kivágat), ami szfalerit-kalkopirit szételegyedésére utal a hőmérséklet csökkenés, vagy későbbi, Cu-gazdag fluidum áramlás hatására (Bortnikov *et al.*, 1991). A magas Cu koncentráció ezzel magyarázható az EPMA mérések adataiban.

A magnetitról és a piritről is igazoltuk a **Lasail-upper lens** mintánál, hogy zónás, elsősorban a növekedési zónákban csapdázott zárványok segítségével. A pirit zárványaként a kalkopirit, pirrhotin és magnetit megfigyelhető volt úgy, hogy egymással érintkeztek (ld. 2. tábla, „g”) kivágat). Ez alapján a zárvány kiválási sora a következő lehetett: kalkopirit, magnetit, pirrhotin (a pirrhotin mind a hipidiomorf kalkopiritet, mind a magnetitet kiszorítja). A kalkopiritet a magnetit több helyen kiszorítja (ld. 2. tábla, „e”) kivágat). A pirit zárványok a piritnél idősebbek, vagy azokkal egyidősek. A kalkopirit beteg szfalerit a pirit és valószínűleg a kalkopirit képződése előtti, mert a pirit zárványaként a szfalerit xenomorf és kalkopirit zárványos. A magnetit stabil maradhatott a pirit és a meddő kristályosodása során, így maradhatott az túlnyomó részben idiomorf. Az nem állapítható meg teljes bizonyossággal, hogy a pirit egyszerre kristályosodott-e a kalkopirittel, magnetittel vagy a pirrhotinnal.

A kiválási sor a következő tehát: szfalerit, kalkopirit, magnetit, pirrhotin, pirit és meddőásványok. Hogy a kalkopirit mikor alakult át részben kalkozinná, az egyáltalán nem eldönthető (ld. 27. ábra).

Ásványok	korai	késői
Szfalerit	██████████	
Kalkopirit	██████████	
Kalkozin		?
Magnetit		██████████
Pirrhotin		██████████
Pirit		██████████
Meddőásványok		██████████

27. ábra: Az ásványok kiválási sorrendjét bemutató ábra a Lasail-upper lens mintára vonatkozóan

Érdemes lehet további vizsgálatra ajánlani a minta ásványainak ritkaföldfém-tartalmú epidittal való kontaktusának kutatását az ércképző, ritkaföldfém dúsító folyamatok megértése érdekében.

A **Gjegjan_1** minta kristályosodási sorában biztosan megelőzte a pirit kristályosodása a kalkopiritét, mert a kalkopirit a pirit repedéseiben jelent meg. A magnetit erősen kiszorította a meddőt és lekerekítette a piritet is, ezért biztosan ez kristályosodott a legutoljára, de a kalkopirit-magnetit között nem mondható meg, melyik kristályosodott előbb, ahogy a pirrhotin szemcse kristályosodási kora sem.

Az élénk fehéressárga pirit csak igen kis mennyiségben (1%) jelent meg ebben a mintában, míg a szfalerit ebben a csiszolatban nem jelenik meg.

A **Gjegjan_2** mintában kétféle piritet lehetett elkülöníteni szín és alak alapján. A korai kiválású pirit xenomorf, míg a kései mindig idiomorf, tehát a pirit két fázisban kristályosodott. A csiszolat alapján nehéz megmondani a többi fázis kristályosodási sorrendjét, de a szfalerit és a kalkopirit biztosan korai kiválású, mert mindig xenomorf, a magnetit és a meddő pedig késeiek. Amennyiben van pirrhotin, akkor ez is kései kiválású.

A **Xylagani** minták sok hipidiomorf piritet tartalmaznak, amit a meddő rezorbeált, vagyis az később kristályosodott a piritnél és a megváltozott körülmények miatt a pirit már nem volt stabil. A pirit, kalkopirit és a szfalerit kiválási sora ez alapján viszont sajnos nem rekonstruálható. Ugyanakkor a csiszolatban a szfalerit zárványoknak csak egy részében volt megfigyelhető a kalkopirit betegség. Emiatt elképzelhető, hogy kétféle szfalerit zárvány is van: az egyik a korai, felépülő fázisban jött létre, ami aztán a fő, Cu-gazdag fluidum fázisban kalkopirit beteg lett, majd volt egy kései, lecsengő fázisban képződött szfalerit is, ami már nem kalkopirit beteg.

Összegzésképpen tehát megfigyelhető a szulfid fázisok együttes képződése, valamint azonosítható a már létrejött tömeges szulfidban a későbbi, azt átjáró fluidumok hatása is. Ez egybevág a teleppellettel (ld. pl. [4]). A szfalerit döntően korai kiválású lehet a mintákban, ami a VMS szempontjából a rendszer felépüléséhez köthető. A korai szfalerit jelentős részben kalkopirit beteg, de beszélhetünk kései, lecsengő fázisban kiváló szfaleritről is, melyben már nem látni kalkopiritet. A felépülő fázisban képződött szfalerit biztosan dokumentált Lasail, Gjegjan és Xylagani esetében is, míg lecsengő fázist reprezentáló szfaleritet csak Xylaganiban azonosítottunk.

VIII.2. A szfalerit összetételéből levonható következtetések

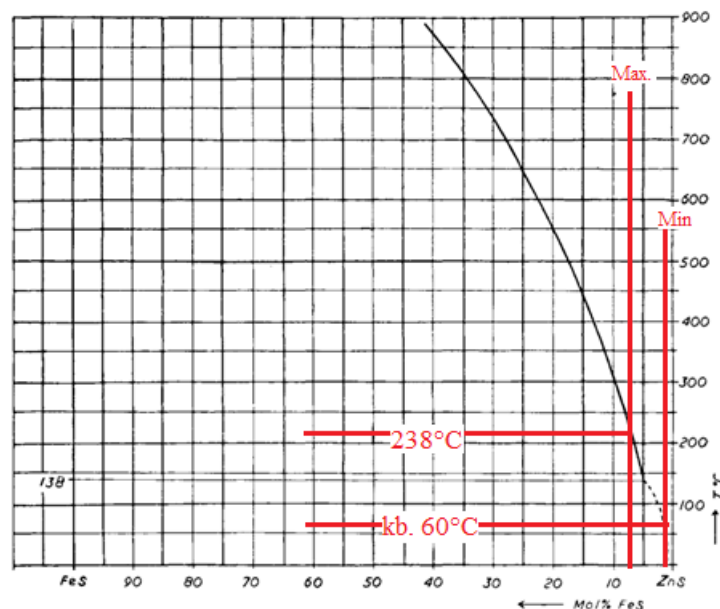
A teljes **EPMA** adatbázisra vonatkozóan megállapítható, hogy a szfaleritben azok az elemek jelentek meg legalább nyomelem szinten (a detektálási limit felett), amelyek szulfidjai vagy komplexei alacsonyabb hőmérsékleten is oldatban tudnak maradni (Fontboté *et al.*, 2017). Így jelent meg minden mérési pontban, főelem szinten a Zn (40/40 mérési pontban), Fe (40/40) illetve nyomelem szinten a következő elemek: Pb (33/40), Ag (14/40), Mn (33/40).

Feltűnő lehet a szfaleritben általában előforduló nyomelemek listájában, hogy azok az elemek jelennek meg a szfalerit szerkezetében nagyobb valószínűséggel, amelyek nem szoktak a

⁴ <http://www.simspros.com/exploration---evaluation-2.html>

hidrotermás fluidumban oxokomplekként megjelenni (Hurwitz & Lowenstern, 2014). Azok az elemek, amelyek képesek oxoanion képzésére, sem a korábbi vizsgálatok esetében, sem a mi méréseinkben nem jelentek meg túl gyakran a szfaleritben. Ezek az elemek a következők: As (0/40 mérési pontban volt a detektálási limit felett a koncentrációja), Sb (3/40), V (3/40), Mo (nincs adat), W (nincs adat). Ezzel szemben a Pb, Cu, Zn, Cd, Co, Ni, amelyek nem képeznek oxokomplexekeket a hidrotermás fluidumban (Hurwitz & Lowenstern, 2014), gyakrabban jelennek meg a szfaleritben. Ez alól kivétel a nikkelt, amely jellemzően már magasabb hőmérsékleten, akár a likvidmagma fázisban kikristályosodik, így a hidrotermás szakaszban a koncentrációja ritkán magas. Az összefüggés valószínűleg az lehet, hogy mivel a hidrotermás szakaszban a Pb, Cu, Zn, Cd, Co már nem képesek oldatban maradni, ezért kikristályosodnak vagy saját ásványfázist alkotva, vagy a szfaleritbe beépülve.

A szfalerit vastartalma függ a keletkezési körülményektől, így (akár más összetevőkkel együtt) **geotermométerként** használható (ld. fentebb). Az ismert szfalerit geotermométerek többsége vagy LA ICP-MS méréseken alapul, vagy olyan kritériumokat támaszt (pl. minimum mennyiség valamely összetevőből, alkalmazható hőmérséklet tartomány), melyeket az általam vizsgált ásványok nem teljesítettek. Ezért a Kullerud-féle geotermométert alkalmaztam (Kullerud, 1953), melynek valamennyi feltételét teljesítették mintáim (pl. FeS-fázissal együttes megjelenés). Bár a módszer igen régi, a kapott eredmények közelítő értékek mindenképpen elfogadhatók. A Fe (m%) értékeket átszámolva FeS (mol%) -ra 7,23 mol% volt a maximum és 1,85 mol% FeS volt a minimum érték a mintákban. Ezen értékek alapján, az 28. ábrán látható görbét használva megkapható, hogy a szfalerit keletkezési hőmérséklete 238 °C és kb. 60 °C közötti hőmérsékleten kristályosodott az általam vizsgált VMS ércesedésekben (ld. 28. ábra). A 138°C alatti hőmérsékleti értékek jelen geotermométer esetében csak becslésnek tekinthetők. 138°C-nál magasabb értéket Gjogjan esetében 0/15, Xylagani esetében 1/6, Lasail_cpy-MS esetében 3/10, míg Lasail-upper lens esetében 8/9 mérési pontban lehetett regisztrálni. Világos tehát, hogy a Lasail-upper lens minta esetében a legmagasabb a számolt kristályosodási hőmérséklet, mely számos esetben a 200°C-ot is meghaladja.



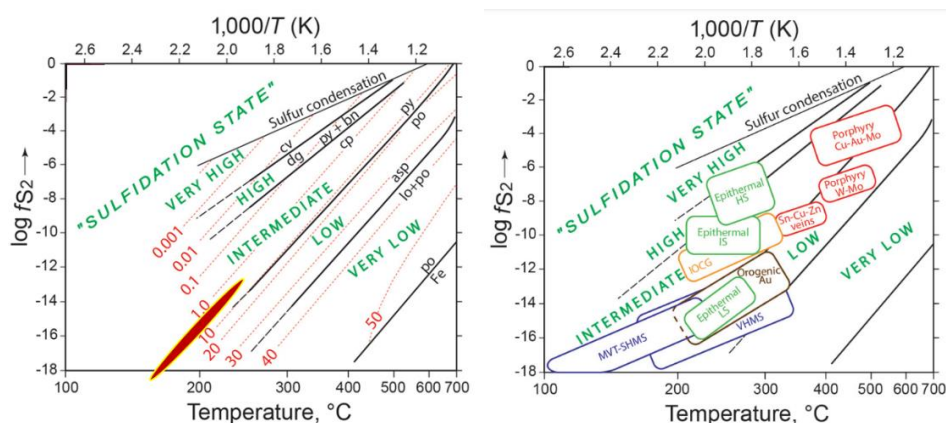
28. ábra: Kullerud geotermométere szfaleritre, ami a szfalerit vastartalmán alapul. Forrás: Kullerud, 1953 után módosítva, feltüntetve a saját mérési adatokat

A két lasaili minta esetében tehát jelentős hőmérsékleti eltérésről beszélhetünk. A Lasail_cpy-MS minta a szöveti bélyegek és a fellelhető dokumentáció alapján az ércesedés masszív szulfid ércelencséséből származik, ahol a VMS rendszerekben jellemzően alacsonyabb a kristályosodási

hőmérséklet. Ezzel szemben, elsősorban a makroszkópos és mikroszkópos megfigyelésekre támaszkodva gondoljuk azt, hogy Lasail-upper lens egy fluidum fő feláramlási csatornájához közelebbi elhelyezkedésű érc lehetett, így az itt kristályosodott ásványok képződési hőmérséklete magasabb. A mintában elhintett idiomorf magnetit, illetve a kalkopiritből átalakult kalkozin is inkább proximálisabb helyzetben szokott kristályosodni. A szfalerit ezzel szemben a disztális pozícióban gyakoribb ásvány. Ez nem zárja ki a proximális helyzetben való jelenlétét (képződése akár a rendszer felépüléséhez, akár a lecsengő fázisához is kötődhet, ami a szöveti-petrográfiai vizsgálatok során jól azonosítható), de ahogy azt a mikroszkópos megfigyelések igazolták, a disztálisabbnak gondolt Lasail_cpy-MS-ben nagyobb tömegben, 5%-ot elérő mennyiségben volt jelen szfalerit.

Az irodalmi adatok tükrében talán nem meglepő, hogy a Lasail-upper lens minta képződési hőmérséklete magasabbnak adódott a Lasail_cpy-MS esetében tapasztalhatónál. A Lasail_cpy-MS esetében a szulfidok domináltak, főként pirit, kalkopirit, illetve szfalerit, míg a Lasail-upper lens mintát a meddő fázis dominálta, köztük nagy mennyiségű REE-gazdag epidot. Emellett igen sok saját alakú, hintett magnetit is előfordult, ami a Fe nagy mennyiségben való jelenlétét igazolja. Valószínűleg emiatt került sok vas a szfaleritbe is, ami így magasabb hőmérsékletet reprezentál bármely geotermométer alkalmazása esetén.

A hidrotermás fluidum **szulfidizációs fokát**⁵ Fontboté *et al.* (2017) alapján becsültem. A 29. ábrán a piros vonalak a szfalerit FeS (mol%) értékeit jelzik. Mivel az általam mért értékek mindig 1 és 10 közé estek, ezért a diagramon egy viszonylag szűk sávba rendezhetőek az értékek, ami alapján bizonyos, hogy az összes vizsgált mintában és lelőhelyen a szulfidizációs fok közepes volt (ld. 29. ábra). Fontboté *et al.* (2017) alapján a kapott érték érctelep-specifikus tulajdonsággal is bír. Mivel a Kullerud-féle geotermométerrel meghatároztuk, hogy a kristályosodási hőmérséklet kb. 60°C és 238 °C közé esik, ezért a fS_2 értékek is jobban lehatárolhatóak, kb. 10^{-18} és 10^{-13} közé esik. Ez a terület sok érctelep típusra is jellemző (ld. 29. ábra), jellemző lehet VMS ércesedésekre is, de LS-epitermás, VÜMS, MVT, és Orogén Au ércesedésekre is. Mivel viszont a vizsgált területekről már korábban megállapították, hogy VMS ércesedések, ezért a jelen munkában közölt adatok jól megerősítik ezt a tényt, illetve pontosítják, szűkítik a bemutatott „jellemző” tartományt.



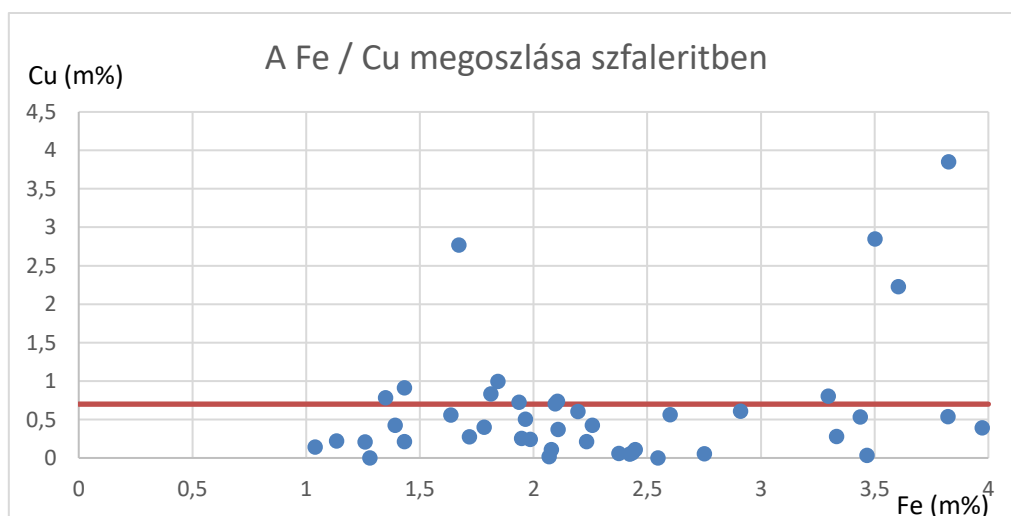
29. ábra: A szfalerit szulfidizációs fokának becslésére szolgáló diagram. a diagram x tengelyén a hőmérséklet, az y tengelyen a kén-fugacitás került ábrázolásra. Bal oldalon a vörös ellipszis a mérési eredmények elhelyezkedését mutatja a diagramon. A szulfidizációs fok tehát minden mérési pont esetében „közepes”. A jobb oldali diagramon az egyes érctelep típusokra jellemző területek lettek kijelölve (Forrás: Fontboté *et al.*, 2017).

⁵ A szulfidizációs fok az oxidációs állapot mintájára egy olyan mérőszám, ami a kén-ion redox állapotát írja le. Minél nagyobb ez a mérőszám, annál inkább redukzív a kén (min. S^{2-}), és minél kisebb, annál nagyobb a kén-ion oxidációs száma (max. S^{+6}). A kén-ion jellemző töltése alapvetően befolyásolja a kristályosodni képes szulfid ásványok összetételét, amint azt a 33A ábrán is nyomon követhetjük.

Az EPMA mérési eredményeket és a szfaleritről alkotott előzetes tudásunkat összevetve feltűnő lehet, hogy szinte minden mérési pontban nagyon sok a **Cu**. Annak ellenére, hogy a legtöbb irodalom (pl. Fontboté *et al.*, 2017) a rézre úgy hivatkozik, hogy annak ásványai jellemzően egy érctelep proximálisabb részén válnak ki és a szfaleritbe nem épül be jelentős mennyiségben (Cook *et al.*, 2009), 38/40 mérési pontban fő- vagy nyomelem szinten igazoltuk a Cu jelenlétét. Ez akár a III. fejezetben már megemlített, szfaleritre jellemző egyedi szöveti megjelenéssel, az ún. „kalkopirit betegséggel” is magyarázható. A jelenséggel magyarázható volna, hogy a szfalerit egyes esetekben anomalikusan magas rézkoncentrációt mutat, hiszen az EPMA és az egyéb pontelemző műszerek nem feltétlenül képesek olyan kis területről a mintaelemzésre, hogy véletlenül se essen bele egy apró kalkopirit zárvány sem egy kalkopirit betegséggel érintett szfalerit mérésekor. Természetesen a mérési pontok kijelölésekor igyekeztünk a látható mérettartományba eső kalkopirit zárványok elkerülésére. Ennek ellenére valószínűleg előfordult olyan mérési pont, ahol a szfalerit nagyon kicsi és/vagy kalkopirittel érintkezik. Az extrém magas Cu koncentrációk (>7000 ppm) egy-két nem megerősíthető esettől eltekintve (pl. Las_lens sph 9) mind ilyen mérési pontban lettek mérve, így, a magas Cu valószínűleg ezeken a pontokon azzal magyarázható, hogy kalkopirit is került a mérési térfogatba.

Az ennél kisebb értékeknél viszont ez már nem jelenthető ki ilyen egyértelműen, hiszen a méréseknél igyekeztünk elkerülni a látható (akár alig 1 μm -es) kalkopirit zárványokat. Így bár kézenfekvő magyarázat volna a kalkopirit betegség, mégis elképzelhető, hogy a szfalerit kristályrácsába az eddig gondoltnál több Cu is beépülhet, amennyiben nincs jelen a rendszer környezetében olyan másik ásvány, amely nagyobb affinitással kristályosodna a rézzel.

Felmerülhet a kérdés, hogy a kalkopirit zárványok belemérése mennyire befolyásolja a Fe-tartalmat és ezáltal a becsült képződési hőmérsékletet. Az ugyanis megállapítható, hogy ahol magas a Cu-tartalom, ott a Fe is magas (ld. 4. táblázat), ráadásul, míg 7000 ppm alatt teljesen random ($R^2=0,03$), 7000 ppm felett a korreláció is látványosan javul ($R^2=0,40$), ami a kalkopirit (CuFeS_2) nyilvánvaló Cu-Fe korrelációs hatásának erősödésére utal. Ezt a megfigyelést jól magyarázhatja a kalkopirit betegség, tehát a hőmérséklet becslés csak 7000 ppm (0,7 m%) Cu-tartalom alatt lesz pontos. Ez azonban a 28. ábrán közölt szfalerit kristályosodási hőmérséklet tartományt nem befolyásolja, mert a Cu-gazdag mérések Fe-tartalma sohasem volt szélsőérték egyik minta esetében sem (ld. 30. ábra). Érdekesség, hogy a 0,7 m%-os határt nemcsak a mikroszkópos megfigyelések támasztották alá, de a korreláció is ezt az értékhatárt választva a legerősebb.



30. ábra: Fe (m%) vs. Cu (m%) tartalom a szfaleritben. A vízszintes vonal 0,7% (7000 ppm) Cu-tartalmat jelöl. Ennél magasabb Cu-tartalom esetén a korreláció jelentősen javul és mikroszkóppal is azonosíthatók kalkopirit zárványok a mérési pont környezetében.

Xylagani esetében a többi lelőhelyhez képest kevés Cu került kimutatásra, a mérések egyharmadában nem is volt kimutatható mennyiségben. Ez összefüggésben állhat azzal, hogy az összes szfalerit a pirit zárványaként jelent meg. A piritben számos kalkopirit zárvány is volt. A szfaleritben tehát amiatt lehetett kevés Cu, mert az „szívesebben” kristályosodott a kalkopirit fázisban. Persze ehhez az is kellett, hogy legyen elegendő réz a rendszerben, és a többi körülmény is megfelelő legyen a kalkopirit ásvány kristályosodásához. Amennyiben tehát nem lett volna elegendő réz a kalkopirit kristályosodásához, akkor a réz a szfaleritbe és a piritbe beépülve akkumulálódott volna.

Egy másik megoldás az volna, hogy a rézgazdag fluidum a rendszer magasabb hőmérsékletű szakaszában volt jelen, tehát a kalkopirit még akkor képződött, aztán azt követte a lecsengés során a szfalerit, majd a mindenkit bezáró pirit kristályosodása, így kevés réz (kalkopirit zárvány) került a szfaleritbe.

Bár voltak teljesen Cu-szegény mérések is, előfordult 6100 ppm Cu-tartalom is, így felvetül az is, hogy a szélsőséges Cu-tartalom mérési eredményeket az okozza valójában, hogy korai és kései kiválású szfalerit is van a mintában. Úgy tűnik, hogy ezt a szöveti jellemzők is igazolják azáltal, hogy volt kalkopirit beteg és ettől mentes szfalerit is a csiszolatban.

A GJ_5_2 sph 6-10 számú mérések a Gjegjan_2 minta kalkopirites-amfibolos, utólagos erezéséből került ki. Mivel ebben az érben már makroszkóposan is megfigyelhető volt a kalkopirit, ezért nem meglepő, hogy a szfalerit szemcsék is magas réztartalmúak lettek (2770-27700 ppm). Ezt leszámítva viszont érdemben nem különbözött a mért nyomelem mennyiség a szfaleritben. Mindez érdekes adalék lehet, ha az ércesedést érő, epigén folyamatokat akarjuk jobban megismerni a jövőben.

Talán az ásványok apró méretével magyarázható a Lasail-upper lens mintát illetően a több mérésben tapasztalt extrém magas Cu koncentráció is. Esetleg az is közre játszhat ebben, hogy a Lasail-upper lens proximálisabb helyzetű, mint a Lasail_cpy-MS, és mivel a Cu és legfontosabb ásványa, a kalkopirit a proximálisabb helyzetben szeret jobban kristályosodni, ezért várható a Lasail-upper lensben is, hogy a réz nagy koncentrációban jelenik meg (bár a Lasail_cpy-MS mintában a kalkopirit ásványként nagyobb mennyiségben fordult elő).

A vassal kapcsolatban megfigyelhetjük, hogy Gjegjan esetében a többi lelőhelynél általában alacsonyabb a **Fe** mennyisége. Erre is többféle magyarázatot látok: Gjegjan esetében az érc szövetéből világosan látszik, hogy metamorf felülbélyegzés történt, hiszen olyan tús, idiomorf meddőásvány jelent meg, amit az EPMA vizsgálat után tremolitnak (vagy valamilyen amfibolnak) gondolunk. Tremolit metamorf körülmények között jön létre, és jelentős mennyiségű vas beépítésére képes, a jellemzően vele együtt kristályosodó aktinolit pedig még többre. Amennyiben a metamorfózis hőmérséklete elérte a Fe szfaleritre vonatkoztatott záródási hőmérsékletét, akkor a vas szabadon mozoghatott és akár az újonnan képződő amfibolba is beépülhetett, lévén, hogy abban is szívesen kristályosodik. A szfalerit tehát vasvesztést szenvedhetett el, így a vas szfalerittartalmán alapuló Kullerud-féle geotermométer sem alkalmazható jól a mintára. Bár az érc szövege alapján arra semmi nem utalt, hogy a szfalerit visszaoldódott volna a metamorf fluidumban és újrakristályosodott volna, de amennyiben ez volna a helyzet, a szfalerit alapján számolt képződési hőmérsékleti adat nem volna helyénvaló.

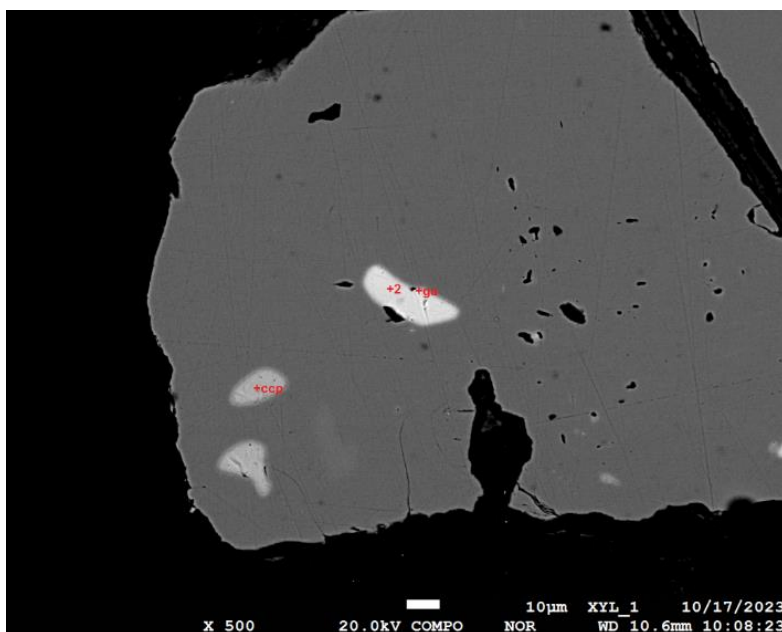
Egy másik magyarázat lehet, hogy a rendszer tényleg igen kevés vasat tartalmazott, hiszen Gjegjan_2 esetében magnetit nem került kimutatásra és a pirrotin jelenléte is bizonytalan, bár itt meg kell jegyezni, hogy a Gjegjan_1 mintának nem kevés magnetit tartalma volt. A primer fluidum vasszegénységével kapcsolatos magyarázat viszont azt vonja maga után, hogy a szfalerit képződési hőmérséklete is alacsonyabb volt 138°C-nál, de akár 100°C-nál is (Kullerud, 1953). Ez utóbbi állítást látszik alátámasztani az egyes esetekben kimutatható mennyiségű Ga-

tartalom, ami alacsony képződési hőmérsékletet és disztális kristályosodási pozíciót jelez. Mivel a vizsgált minták a bezárt bánya meddőhányójáról származnak, elképzelhető, hogy az érctest különböző részeit reprezentálják, amit a megfigyelt ásványos összetételbeli különbség (pl. magnetit tartalom, szfalerit hiánya, réteges/szemcsés struktúra stb.) is alátámaszt.

A **Mn** koncentráció csak GJ_5_2 sph 2 és GJ_5_sph 10 esetében volt több, mint 2000 ppm. A magas Mn-tartalom Frenzel *et al.* (2016) alapján magas képződési hőmérsékletet jelez. Ezek a mérési pontok a fázisoknak viszont viszonylag szélső részei, elképzelhető, hogy köze lehetett a mangángazdagsághoz a mérési pont helyzete, vagyis ezen szfalerit kristályosodása melegebb rendszert jelez.

A **Cd** koncentráció egy igen szűk tartományon belül mozog a szfalerit minden mérési pontjában. Az irodalmi adatokat (Frenzel *et al.*, 2016) és a saját eredményeimet összevetve megerősítem az ott leírtakat, miszerint a szfaleritben a kadmium tartalom viszonylag független a kristályosodási körülményektől.

A **Pb** szfaleritben való megjelenésére elméletileg nem volna lehetőség, mert nem fér be a szfalerit kristályrácsába. Ennek ellenére 33/40 mérési pontban kimutatható volt az Pb max. 1190 ppm mennyiségben, tehát viszonylag szűk tartományon belül. Az EPMA szöveti megfigyeléseket böngészve felfigyeltem a XYL_1 sph 2 pontra (ld. 31. ábra), ahol a szfalerit önálló galenit fázis mellett kristályosodott. Ebben a pontban a Xylagani mérési pontokhoz viszonyítva igen alacsony a Pb koncentráció: csupán 290 ppm. Ez esetben tehát szintén elképzelhetőnek tartom, hogy az ólom a létrejött galenit fázisban sokkal nagyobb affinitással kristályosodott, mint a szfaleritben, emiatt a szfalerit ezen a ponton lokálisan elszegényedett ólomban. Ezt a felvetést alátámaszthatja az a tény is, hogy a Pb és a Zn igen gyakran együtt mobilizálódik a hidrotermás fluidumokban, és hasonló körülmények között stabilak vagy éppen válnak instabillá a komplexeik (ld. pl. Fontboté *et al.*, 2017 és a benne található hivatkozások). A szfalerit Pb-tartalmát további vizsgálatok tárgyának tekintem, mivel az általam olvasottak közül (pl. Koch & Sztrókay, 1967; Cook *et al.*, 2009; Frenzel *et al.*, 2016; Fontboté *et al.*, 2017, stb.) egyetlen cikk sem tett említést eddig a szfalerit Pb tartalmáról. Elképzelhető lehet viszont, hogy a szfalerit nanozárványok formájában galenitet tartalmaz, amit a mikroszkóp alatt sem lehetett látni.



31. ábra: EPMA felvétel a Xylagani_1 számú mintáról. A mérési pontot + jel és egy utána írt sorszám jelzi. Jelölések: ccp: kalkopirit, ga: galenit

A **Co** koncentrációkat nézve nagyon feltűnő, hogy az összes Las_MS sph 1-10 mérési pontban (Lasail_cpy-MS) extrém magas a kobalt koncentráció. A max. 1230 ppm Co a szfaleritben világviszonylatban is soknak számít. A már említett Kipushi (Kongói Réz Öv) esetében ez max. 820 ppm azon a területen, ahonnan egyébként a világ kobalt termelésének nagyon jelentős hányada származik. A Co koncentráció a szfaleritben független a szfalerit képződési hőmérsékletétől (Frenzel *et al.*, 2016), ezzel szemben Cook *et al.* (2009) jó pozitív korrelációt mutatott ki a Co és a Fe között, ami azt is jelenti, hogy a magas Co-koncentráció az ércesedést létrehozó intrúzív testhez való közelséget jelzi. A Lasail_cpy-MS minta viszont ezt nem erősíti meg, hiszen alacsonyabb hőmérsékleten képződött, mint a Lasail-upper lens. Frenzel *et al.* (2016) a szfalerit kobalt tartalmának összefüggésének megértését további kutatások tárgyának gondolja. Újabban Bertrandsson Erlandsson *et al.* (2023) szerint a Co szfaleritbe kerülése összefüggésben áll a fS_2 és/vagy a fO_2 csökkenésével, hiszen ez a korábban stabil ásványok bomlását és új ásványok létrejöttét vonja maga után. Ezt némileg alátámasztani látszik a Lasail_cpy-MS minta, hiszen a masszív szulfid lencse helyzetben, vagy ahhoz nagyon közel a kén-fugacitás és esetleg az oxigén-fugacitás szélsőséges változása várható. Emiatt pontosan ilyen szöveti helyzetben kell, hogy a Co nagy mennyiségben jelenjen meg a VMS-típusú ércesedésekben. A Co dúsulása gazdasági szempontból is kulcskérdés, mivel az Európai Unió nyersanyag ellátása szempontjából kockázatos, ugyanakkor a gazdaság számára létfontosságú fém, ezért ún. kritikus fém. A hatékony nyersanyagkutatás szempontjából tehát kulcsfontosságú, hogy ismerjük azokat a képződési körülményeket, amelyek között ezeknek az elemeknek a dúsulása várható.

A magas **Ga** tartalmú szfalerit szemcsék ott jelentek meg, ahol a mérési pont a szfalerit fázis határa közel esett a meddő fázishatárához. A Fe és Mn igen alacsony volta a mintáimban összefüggésben állhat a Ga megjelenésével Gjegjan és Lasail_cpy-MS esetében, a köztük fennálló negatív korreláció miatt (Frenzel *et al.*, 2016), ami egyértelműen a Ga alacsony hőmérsékleten való beépülését igazolja. A vas mennyisége olyan alacsony volt, hogy számos esetben a Kullerud (1953) által alkotott geotermométer sem tudta a képződési hőmérsékletet pontosan megbecsülni. A szfalerit képződési hőmérséklete a magas Ga-tartalmú mintákon emiatt valószínűleg igen alacsony volt. Lasail-upper lens esetében, ahol a Fe kellően magas volt a hőmérséklet megbecslésére, a Ga koncentráció minden esetben detektálási limit alatti. Elképzelhető, hogy ez a minta még túl magas hőmérsékleten képződött a Ga kimutatási határon felüli mennyiségben való beépüléséhez. A Ge a Ga-nál is alacsonyabb kristályosodási hőmérsékleten szokott dúsulni a szfaleritben, elsősorban a nagyon alacsony vas értékek miatt valószínűsíthető lehet akár nagyobb mennyiségű Ge jelenléte is, viszont ezt sajnos elérhető standard hiányában nem tudtuk mérni. Továbbá, valószínűleg az ezen mérési pontokon képződött szfalerit nem fog túl sok In-ot tartalmazni, mivel az jellemzően magasabb hőmérsékleten épül be (Frenzel *et al.*, 2016). A nagyszámú D.L. alatti eredmény viszont nehezíti a gallium megjelenésében lévő szabályosság leírását.

A **Hg** és az **Ag** megjelenésében semmilyen szabályosságot nem tudtam leírni.

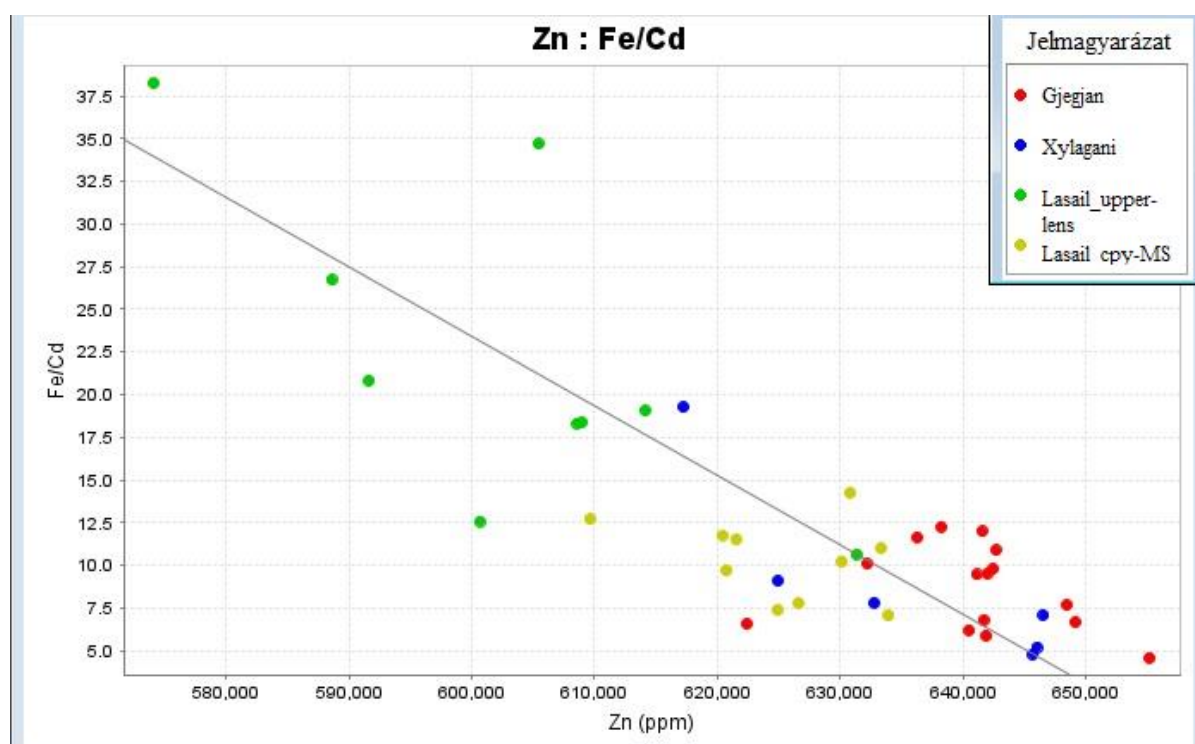
A **V** és az **Sb** eseti jelleggel érte el a detektálási limitet és egyébként nem is volna helyük a szfalerit kristályrácsában, maximum páros helyettesítésként $^{1+}$ töltésű kationokkal (ld. Cook *et al.*, 2009), így ezek megjelenésére sem találtam magyarázatot.

Az **As** hiányát az arzén magas kimutatási határával a legegyszerűbb magyarázni, a **Bi** pedig a természetes szfaleritben nem szokott megjelenni, így ez utóbbi hiánya várható eredmény volt.

Az adattábla szerint jó korreláció ($R > 0,8$) áll fenn a Fe–Zn, Cu–Zn, Fe/Cd–Zn, Fe/S–Zn, a számolt hőmérsékletek és a Zn, valamint a számolt hőmérsékletek és a Zn/S arány között. A többi érték vagy kisebb ennél, vagy olyan kevés adatponton alapul, hogy azt nem lehet

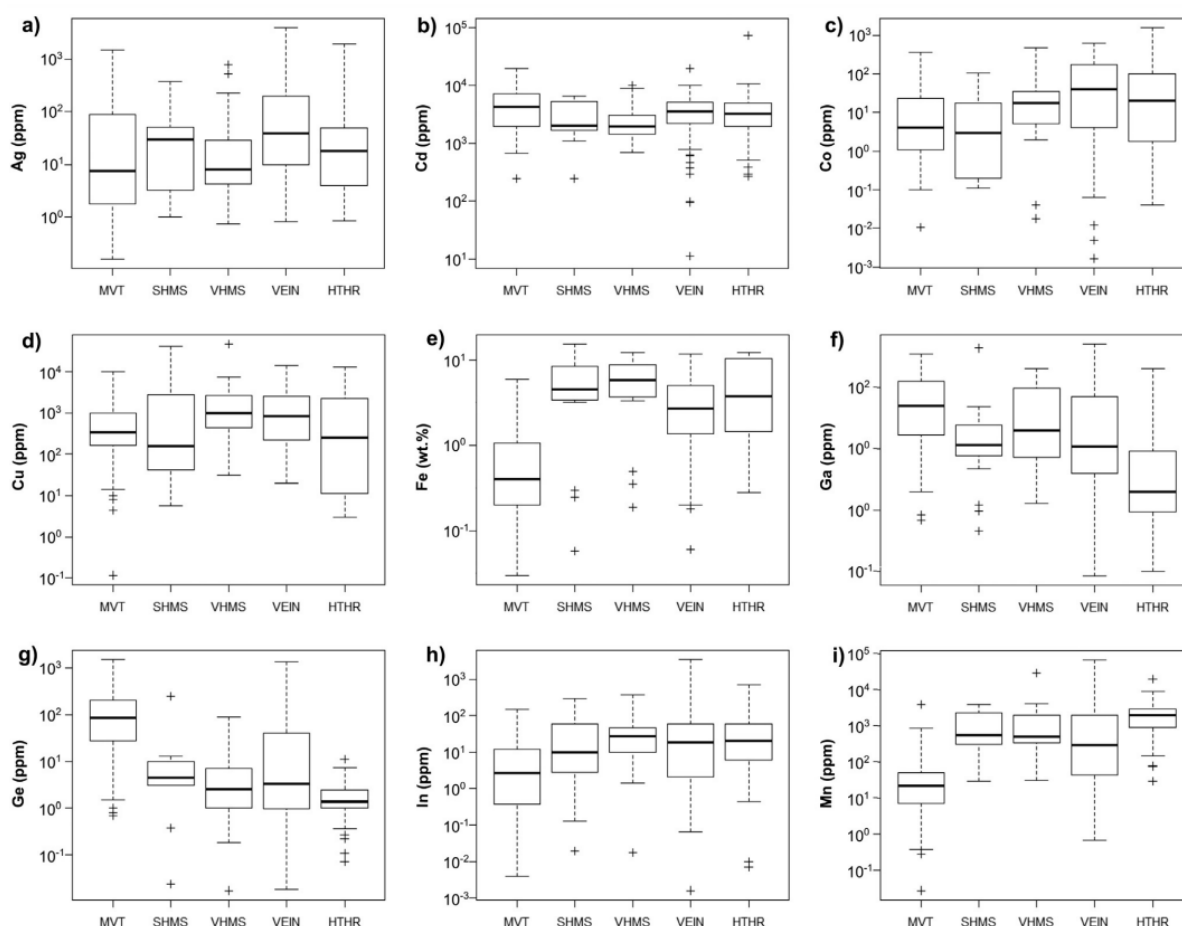
figyelembe venni. Frenzel *et al.* (2016) $R > 0,30$ korrelációs koefficiens szinten pozitív korrelációs kapcsolatot feltételez a Fe–Mn, Ga–Ge, Cu–In, Cu–Ag és a Fe–In között, míg negatív korrelációt a Ge–Mn, Ge–Fe, Ga–Mn és a Ga–Fe között. A saját adattáblámra azért nem állapítottam meg jó korrelációt hasonlóan alacsony korrelációs koefficiens alkalmazva, mert jóval kisebb adattáblán dolgoztam, mint Frenzel *et al.* (2016), így a kapott eredmények valószínűleg nem lennének relevánsak. Úgy gondolom, mivel a korrelációs értékek túlnyomórészt gyengének adódtak az adattáblámban, ezért feltételezhető, hogy még kevés adat áll rendelkezésemre a pontos korrelációs értékek kiszámításához, vagyis nagy a hiba lehetősége, de Frenzel *et al.* (2016) eredményeit is figyelembe véve valószínűleg az egyszerű korrelációnál bonyolultabb összefüggések állnak fenn a nyomelemek egymástól való függőségében.

A korábbi elemzések egyike sem tért ki direkt és részletesen a Fe/Cd – Zn arány általam is megfigyelt negatív korrelációs kapcsolatára. Méréseim kitűnő korrelációt mutatnak a szfalerit cinktartalmával (ld. 32. ábra). Mivelhogy az általam vizsgált különböző érctelepekről származó adatok kevés átfedést mutatnak, a Lasail-upper lens, amiről megállapításra került, hogy a többinél magasabb hőmérsékleten keletkezett, Fe/Cd aránya kiugrik a többi minta értékeitől, ezért elképzelhetőnek tartom, hogy a ciprusi típusú VMS ércesedések esetében a szfalerit Fe/Cd aránya, illetve a szfalerit cinktartalma geotermométerként használható, vagy esetleg érctelep-specifikus paraméter. Ez talán nem is olyan meglepő, hiszen a Zn és a Cd-tartalom egy viszonylag szűk tartományon belül változik, míg a vastartalmat korábban is használták geotermométerként. A fenti állítás mindeddig nem nyert bizonyítást.



32. ábra: Az x tengelyen a minták Zn-tartalma, az y tengelyen a Fe/Cd arány az EPMA mérési adatok alapján.

Frenzel *et al.* (2016) igen sok minta vizsgálata után megpróbált bizonyos érctelep típusokra vonatkozó nyomelem-tartományokat felállítani, ami jellemző lehet az adott érctelep típusra. Eredményeiket a 33. ábra foglalja össze. Azt is megállapította, hogy igen nehéz érctelep-specifikus jellemzőket azonosítani, sok elem esetében átfednek a jellemző tartományok.



33. ábra: Frenzel *et al.* (2016) által felállított jellemző szfalerit nyomelem tartományok MVT, VÜMS és SEDEX (SHMS), VMS (VHMS), Vein-típe és HTHR ércesedésekre. Forrás: Frenzel *et al.*, 2016.

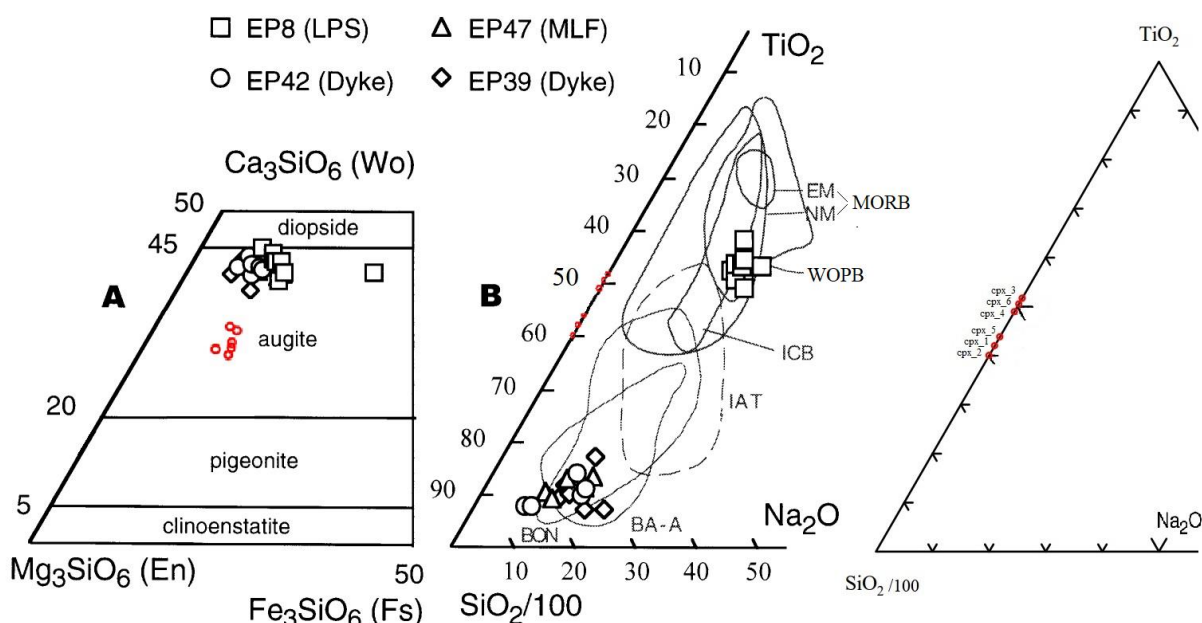
Eredményeiket összehasonlítva az általunk kapott eredményekkel, számos egyezőséget láthatunk a VMS-ércesedések tartományával. Az Ag, a Cd, és a Mn beleesik minden érctelep esetében a megadott tartományba. A Co csak a Lasail_cpy-MS minta esetében nem esik egybe a kijelölt nyomelem-tartománnyal, viszont a Cu néhány mérési pontban, szabálytalanul, a Fe csak Lasail-upper lens mintánál illett bele a várható érték tartományba. A Ga-tartalom, ha az detektálási limiten felüli volt (GJ-140928-5_2 és Lasail_cpy-MS-nél), akkor az sem illett bele a Frenzel *et al.* (2016) által kijelölt tartományba, ami rámutat arra a korábbi kutatók által is jelzett tényre, hogy sokkal több adatra van még szükségünk a szfalerit érctelep specifikus tulajdonságainak megértéséhez. Minden nyomelem-tartalommal kapcsolatban meg kell azonban jegyezni, hogy Frenzel *et al.* (2016) mérései ICP-MS-sel történtek, míg a mi méréseink EPMA-val. Emiatt az ő kimutatási határai és eredményeinek pontossága nagyobb lehet.

VIII.3. A Gjegjan érctelep teleptípusba sorolása

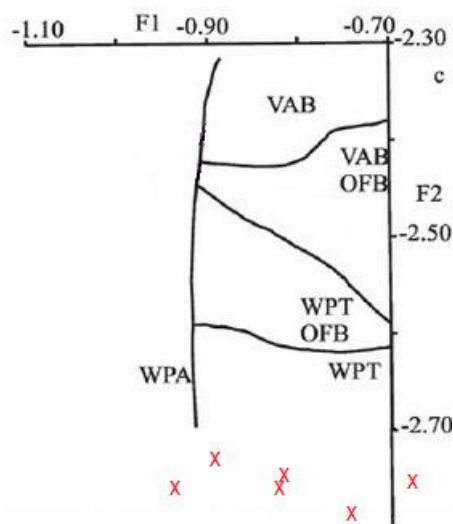
A kutatásnak még egy fontos célja volt: a gjegjani érctelep ércesedés típusba való besorolása és a képződéskor jelen lévő tektonikai helyzet rekonstruálása, mivel annak eredetéről eddig kevés, és olykor egymásnak ellentmondó információ látott napvilágot (pl. Dilek *et al.*, 2008; Hoxha *et al.*, 2013; Meshi *et al.*, 2014). Az eddig rendelkezésre álló szakirodalmak az ércesedést többnyire VMS-nek nevezik, de teleptípusba nem sorolják, bár megjegyzik, hogy a befogadó közete valószínűleg nem a jura MOR bazalt.

A gjejjani érctelep általam vizsgált befogadó kőzetében (GJ_140928-5_3) lévő plagioklász 100% albit, Ca nem is lett belőle mérve, ami megerősíti a tengeraljzati eredetet (ld. 2. táblázat (mellékletben)).

A bazaltban a klinopiroxén augitos összetételű (ld. 34/A ábra). A klinopiroxén összetételét proxyként lehet alkalmazni a bazalt geotektonikai helyzetére. Bár sajnos az augit Na-tartalma kimutatási határ alatt volt, ezért csak becsülni lehet, hogy a bazalt N-MORB, IAT és/vagy Boninites geokémiájú (ld. 34/B és 34/C ábra) (Saccani & Photiades, 2003). A Nisbet & Pearce (1977) által meghatározott F1 és F2 paramétereket is kiszámoltam a vizsgált klinopiroxén szemcsékre és az ahhoz rendelt geotektonikai helyzet diszkriminációs diagram alapján (ld. 35. ábra) az állapítható meg, hogy a minták többsége a lemezen belüli tholeiites bazalt (WPT) mezőbe esik, egy minta pedig a lemezen belüli alkáli bazaltba. Érdekes az eredményeket összehasonlítani Saccani & Photiades (2003) eredményeivel, mivel az ő eredményei a közeli Pindos-ofiolitról származnak. Ez alapján megállapítható, hogy a klinopiroxén összetételét tekintve nincs jelentős különbség, minden esetben augitos, esetleg diopszidos. A mg-számban gyakorlatilag nincs különbség: az én mintáim esetében a Mg-számok 0,81 – 0,84-ig terjednek, míg Saccani & Photiades (2003) 79,7 – 89,8 közötti értékekről számolnak be. Ezzel szemben a geokémiában jelentős különbség mutatkozik: a párnabazaltok alsóbb helyzetéből származó minták MORB, míg a láva és dyke-kőzetek boninites geokémiát mutattak Saccani & Photiades (2003) mintáin. Mindezek alapján a vizsgálataim alátámasztják a korábbi feltételezést: a gjejjani ércesedés befogadó kőzete nem tipikus MORB, sokkal inkább alátámasztható az egyes szerzők (pl. Hoxha *et al.*, 2013) által már korábban felvetett triász, riftesedéshez köthető eredet. Ez viszont felveti annak kérdését, hogy mennyire beszélhetünk itt ciprusi-típusú VMS-ről, vagy inkább a VMS-ek egy más altípusával állunk-e itt szemben. Ennek alapos körüljárása mindenképpen további kutatási irányvonal lehet.



34. ábra: A klinopiroxén összetétele, illetve a klinopiroxén összetétel alapján a bazalt geokémiájának rekonstruálása. Forrás: Saccani & Photiades (2003) után módosítva. Rövidítések: LPS: a párna alsóbb rétege, MLF: lávakőzet, NM: Normál-MORB, EM: Gazdagodott-MORB, WOPB: lemezen belüli óceáni bazalt, ICB: Izlandi bazalt, IAT: Óceáni sziget tholeiit, BON: boninit, BA-A: Intra-óceáni szigetív bazalt és andezit (Forrás: Saccani & Photiades (2003) után módosítva)



$$F1 = 0.012 \cdot \text{SiO}_2 - 0.0807 \cdot \text{TiO}_2 + 0.0026 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \cdot \text{FeO} - 0.0026 \cdot \text{MnO} + 0.0087 \cdot \text{MgO} - 0.128 \cdot \text{CaO} - 0.0419 \cdot \text{Na}_2\text{O}.$$

$$F2 = -0.0469 \cdot \text{SiO}_2 - 0.0818 \cdot \text{TiO}_2 - 0.00212 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \cdot \text{FeO} - 0.0435 \cdot \text{MnO} - 0.0029 \cdot \text{MgO} - 0.0085 \cdot \text{CaO} + 0.016 \cdot \text{Na}_2\text{O}.$$

35. ábra: F1 és F2 paraméterek alapján meghatározott bazalt-geokémiai diszkriminációs diagram. A piros X a Gj_140928-5_3 mintán mért kllinopiroxén összetételén alapul. Rövidítések: VAB: Vulkanai ív bazalt, OFB: óceáni fénék bazalt, WPT: lemezben belüli tholeiites bazalt, WPA: lemezben belüli alkáli bazalt. Forrás: Nisbet & Pierce, 1977 nyomán módosítva

A titanit mérési eredmények a következők lettek kationszámban (apfu) kifejezve: $\text{Si}_{(\text{átlag})}=1,255$, $\text{Ti}_{(\text{átlag})}=0,625$, $\text{Al}_{(\text{átlag})}=0,219$, $\text{Fe}_{(\text{átlag})}=0,063$, $\text{Ca}_{(\text{átlag})}=0,848$ (ld. 5. táblázat, a mellékletben). Összevetve ezeket az értékeket B. Kiss & Zaccarini (2020) eredményeivel, némi különbséget figyelhetünk meg, bár az eltérés nem jelentős. Az ő átlagos eredményeik a következők voltak ciprusi típusú VMS ércesedést befogadó bazaltok esetében: 1,038 Si, 0,944 Ti, 0,038 Al, 0,023 Fe, 0,956 Ca (B. Kiss & Zaccarini, 2020). Ércesedést nem befogadó bazaltok és dolerit-gabbrok esetében viszont azt találták, hogy a Ti (apfu) mennyisége mindig 0,85-nél kisebb. Az én mintám esetében a Ti (apfu) jóval kisebb 0,85-nél, míg eredményeim a Fe-Al diszkriminációs diagramon is a nem ásványosodott mezőbe esnek. Mindez vagy azt jelentheti, hogy a bazalt minta az ércesedéstől távol lett gyűjtve, ahol az ércesedés hatása már kevésbé érvényesült, vagy azt, hogy a gjegjani ércesedés nem egy ciprusi típusú VMS.

A nyomelem-tartalmakat elemezve, a Ga több esetben is anomálishan magas értékeket mutat a leőhelyen és a Fe sem igazán illik bele a tipikus VMS trendbe. Megjegyzendő azonban, hogy a Fe esetében több általam vizsgált VMS sem illett bele a Frenzel *et al.* (2016) által meghatározott tartományba. A magas Ga-tartalom viszont magyarázatra szorul, ami további vizsgálatok tárgya. Az viszont bizonyos, hogy a magas Ga tartalom igen alacsony szfalerit képződési hőmérsékletet jelez, ami az alacsony Fe-tartalmon is meglátszik. Látszik tehát, hogy mind ásványkémiai szempontból, mind pedig a szöveti jellemzők (pl. réteges, laminált szövet), ásvány paragenézis szempontjából figyelhetőek meg kisebb-nagyobb eltérések az általam vizsgált, biztosan ciprusi-típusú előfordulásoktól. Ezen megfigyeléseim alapján mindenképpen további vizsgálatra javaslom Gjegjan esetben a VMS teletípuson belüli pontos altípus meghatározást.

IX. Konklúzió

A gyakorlatban is alkalmazható kutatásom eredményei a következő pontokban foglalhatóak össze:

- 1) Több esetben sikerült rekonstruálni az ásvány kiválási sort és így meghatározni a szfalerit helyét a vizsgált VMS ércesedésekben (Gjegjan és Lasail esetében is korai kiválású a szfalerit, míg Xylaganinál feltételezhető, hogy korai és kései szfaleritről is beszélhetünk).
- 2) A szfaleritben elsősorban azok az elemek jelennek meg, amik a hidrotermás rendszerben nem képesek oxokanionok képzésére, így kiválnak azok különböző ásványfázisokba (pl. Pb, Cu, Zn, Cd, Co).
- 3) A szfalerit képződési hőmérséklete a Kullerud-féle geotermométerrel számolva kb. 60°C és 238°C közé esik a mérési eredményeink alapján. A legmagasabb képződési hőmérséklet a Lasail-upper lens jelű minta esetében volt, átl. kb. 200°C, míg a legalacsonyabb Gjegjan esetében volt. Az alacsonyra becsült kiválási hőmérsékletet az extrém magas Ga-tartalom és az alacsony Mn tartalom is alátámasztja. A Fe-tartalom alacsony volta, bár jellemző a VMS ércesedésekre, de a Lasail-upper lens mintát leszámítva inkább anomalikusan kevésnek számít, ami az ércszövettel összevetve a mintavételi helyek többnyire az ércesedés fő feláramlási csatornájától disztális pozícióját valószínűsítik.
- 4) A szulfidizációs fok minden egyes mérési pontban közepesnek adódott. A becsült kén-fugacitás érték alapján pedig megerősítést nyert, hogy minden vizsgált ércesedés VMS típusú.
- 5) Sok mérési pontban az anomalikusan magas Cu-koncentrációt a kalkopirit közelségével, vagy az el nem kerülhető, akár nano-méretű zárványokat formáló kalkopirit-betegséggel lehet magyarázni a legnagyobb valószínűség szerint. Úgy tűnik, hogy az alkalmazott geotermométer csak <0,7 m% Cu tartalom esetében alkalmazható.
- 6) Az Pb szfaleritben való megjelenéséről eddig egy általam olvasott irodalom sem számolt be, pedig az szinte minden mérési pontban jelen volt. Szöveti megfigyeléseink alátámasztják, hogy amennyiben nem tudott a szfalerittel együtt galenit is kiválni, akkor volt jellemző a Zn-el amúgy jellemzően együtt mobilizálható Pb nyomelemként.
- 7) A Mn, Cd és Ag értékek megfeleltek a várt értékeknek, a Cu, Fe, Ga és Co viszont mutatott anomáliákat.
- 8) A Lasail cpy-MS mintában extrém magas Co-tartalom legvalószínűbb magyarázata, hogy a masszív szulfid lencse környezetében megváltozott a kén és/vagy az oxigén-fugacitás, ami a szfaleritben Co-dúsulást indukált.
- 9) A szfalerit As és Bi kimutatásának hiányát az As esetében a magas kimutatási határértékkel lehet magyarázni, míg a Bi természetes szfaleritben jellemzően nem kristályosodik.
- 10) Korábban egy szerző sem írta le, hogy a Fe/Cd – Zn kitűnő korrelációt mutat egymással. Elképzelhetőnek tartom, hogy a szfalerit geotermométereket ilyen módosító paraméterek beiktatásával lehet majd később finomítani, vagy a megfigyelést a szfalerit teleptípusba sorolásánál lehet felhasználni mint diszkrimináló jellemző.
- 11) Gjegjan ércesedésének befogadó kőzetének klinopiroxénje augit, a plagioklász albit. Az augit összetétele alapján, Nisbet & Pearce (1977) diszkriminációs diagramját felhasználva az ércesedés befogadó kőzete lemezen belüli tholeiit, ami alátámasztja az óceáni állapotot megelőző, riftesedéshez kötődő eredetet. A titanit összetétele nem mutatja a ciprusi-típusú VMS ércesedés közelségét, mindez pedig a befogadó kőzet eredetén és más megfigyelt szöveti,

paragenézisbeli, és ásványkémiail eltéréseken túl okot ad a kételkedésre az érctelep altípusba sorolásakor, de jelezheti a mintavételi hely jelentősebb távolságát is az érctesttől.

12) Az azonosított Co és Ga anomáliák nemcsak a vizsgált érctelepeknél jelenthet egy új, kinyerhető nyersanyagforrást. Ezek, az ipar számára nélkülözhetetlen, de az Európai Unió számára bizonytalan forrású, kritikus nyersanyagok dúsulási okainak megértésével más érctelepek feltárásakor a jelen TDK munka eredményeit felhasználva gazdaságosabbá tehető a bányászat.

A vizsgálatokat a jövőben szeretném Gjegjan esetében kiterjeszteni a Ge-ra is, illetve érdemes lehet pontosítani a Ga-tartalmat is. Lasaillal kapcsolatban a Co-dúsulás oka ajánlható további kutatásra, illetve érdemes lehet lehatárolni térben ennek előfordulását és ezt analógiaként alkalmazni egyéb ciprusi-típusú VMS ércesedésekre is. Továbbá érdemes lenne megvizsgálni, hogy a hidrotermás rendszerben mi módon épülnek be az oxoanionokat nem képező elemek a szfaleritbe. Mindezek megismerésének óriási gazdasági potenciálja lehet és elképzelhető, hogy ezzel elő tudnánk segíteni a hatékony bányászatot. Emiatt úgy gondolom, hogy a munkámnak még biztosan lesz folytatása, mert érdemes ezzel a témával foglalkozni.

X. Irodalomjegyzék

- T. Alabaster, J. A. Pearce, J. Malpas, 1982: The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, p. 168–183 (DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00371294>)
- G. R. Almodóvar, L. Yesares, R. Sáez, M. Toscano, F. González, J. M. Pons, 2019: Massive Sulfide Ores in the Iberian Pyrite Belt: Mineralogical and Textural Evolution, *Minerals* 9 (11) (DOI: <https://doi.org/10.3390/min9110653>)
- G. B. Kiss & L. Biró, 2023: Bevezetés a szilárd ásványi nyersanyagok geológiájába, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (ISBN: 978-615-01-8122-6)
- G. B. Kiss & F. Zaccarini, 2020: Compositional Variations of Titanite: A Possible New Tool for Cyprus-Type Volcanogenic Massive Sulfide Deposit Prospecting; *Geosciences* 10 (290), DOI: <https://doi.org/10.3390/geosciences10080290>
- P. B. Barton Jr. & P. M. Bethke, 1987: Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology; *American mineralogist* 72, p. 451–467
- V. Bertrandsson Erlandsson, P. Gopon, H. Waldl, D. Misch, R. Ellmies, F. Melcher, 2023: Sphalerite as a non-traditional critical metal source: Correlative microscopy (EPMA, EBSD, and APT) of cobalt-enriched sulfides from the sediment-hosted copper-cobalt Dolostone Ore Formation deposit, Namibia; *Frontiers in Earth Science* 11 (DOI: <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1171859>)
- N. S. Bortnikov, A. D. Genkin, M. G. Dobrovolskaya, G. N. Muravitskaya, A. A. Filimonova, 1991: The Nature of Chalcopyrite Inclusions in Sphalerite: Exsolution, Coprecipitation, or "Disease"?; *Economic Geology* 86, 1070–1082 (DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.86.5.1070>)
- R. G. Coleman & E. H. Bailey, 1981: Mineral deposits and geology of northern Oman as of 1974, U. S. Geological Survey, 81 (452) (DOI: <https://doi.org/10.3133/ofr81452>)
- N. J. Cook, C. L. Ciobanu, A. Pring, W. Skinner, M. Shimizu, L. Danyushevsky, B. Saini-Eidukat, F. Melcher, 2009: Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73 (16), p. 4761–4791 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.05.045>)
- G. Demi, 2003: Waste assessment of copper mines and plants in Albania and their impact in surrounding areas; Report for Mining and processing Technology Institute, Tirana (<https://pdf.library.laurentian.ca/medb/conf/Sudbury03/MineDrainage/32.pdf>)
- J. Deng, H. Lai, M. Chen, M. Glen, S. Wen, B. Zhao, Z. Liu, H. Yang, M. Liu, L. Huang, S. Guan, P. Wang, 2019: Effect of iron concentration on the crystallization and electronic structure of sphalerite/marmatite: A DFT study; *Minerals Engineering*, 136, p. 168–174 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.mineng.2019.02.012>)
- Y. Dilek, H. Furnes, M. Shallo, 2008: Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust; *Lithos* 100, p. 174–209 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.026>)
- L. Fontboté, K. Kouzmanov, M. Chiaradia, G. S. Pokrovski, 2017: Sulfide Minerals in Hydrothermal Deposits; *Elements* 13 (2), p. 97–103 (DOI: <https://doi.org/10.2113/gselements.13.2.97>)
- M. Frenzel, T. Hirsch, J. Gutzmer, 2016: Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type — A meta-analysis; *Ore Geology Reviews* 76, p. 52–78 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.017>)
- S. A. Gilgen, L. W. Diamond, I. Mercogli, K. Al-Tobi, D. W. Maidment, R. Close, A. Al-Towaya, 2014: Volcanostratigraphic Controls on the Occurrence of Massive Sulfide Deposits in the Semail Ophiolite, Oman; *Economic Geology*, 109, p. 1585–1610 (DOI: <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.6.1585>)
- D. Gjovreku, 2002: Contribution of the geophysical methods in the exploration of the massive sulphide mineralization in Sheh-Polis area (Albania); Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1–4 (<http://www.geologicacarpatica.com/data/files/files/special%20issue/G/Gjovreku.pdf>)
- T. A. Grammatikopoulos, O. Valeev, T. Roth, 2006: Compositional variation in Hg-bearing sphalerite from the polymetallic Eskay Creek deposit, British Columbia, Canada; *Geochemistry*, 66 (4), p. 307–314 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2005.11.003>)
- M. D. Hannington, 2014: Volcanogenic massive sulfide deposits. Treatise on geochemistry, 13, p. 463–488. (DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01120-7>)
- Sz. Harangi, Gy. Szakmány, S. Józsa, R. Lukács, T. Sági, 2013: Magmás kőzetek és folyamatok- gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (ISBN: 978-963-284-478-7)
- L. Hoxha, P. W. Scott, J. M. Eyre, 2013: The geological setting of volcanogenic sulphide orebodies in Albanian ophiolites; *Applied Earth Science IMM Transactions section B*, 114 (1), p. 33–52 (DOI: <https://doi.org/10.1179/037174505X45487>)
- S. Hurwitz & J. B. Lowenstern, 2014: Dynamics of the Yellowstone hydrothermal system; *Reviews of Geophysics* 52 (3), p. 375–411 (DOI: <https://doi.org/10.1002/2014RG000452>)
- D. L. Huston; S. H. Sie; G. F. Suter; D. R. Cooke; R. A. Both, 1995: Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; Part I, Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II, Selenium levels in pyrite; comparison with delta ³⁴S values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems; *Economic Geology* 90, p. 1167–1196 (DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.1167>)
- C. Inverno, A. Díez Montes, C. Rosa, J. García Crespo, J. Matos, J. L. García Lobón, J. Carvalho, F. Bellido, J. M. Castello Branco, C. Ayala, M. J. Batista, F. Rubio, I. Granado, F. Tornos, J. T. Oliveira, C. Rey, V. Araújo, T. Sánchez García, Z. Pereira, P. Represas, A. R. Solá, P. Sousa, 2015: Intrusion and Geological Setting of the Iberian Pyrite Belt (DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-17428-0_9) — In: P. Weihed (Ed.): 3D, 4D and Predictive Modelling of Major Mineral Belts in Europe, Springer International Publishing Switzerland, 191–208.
- S. Katsev, I. L'Heureux, A. D. Fowler, 2001: Mechanism and duration of banding in Mississippi Valley-type sphalerite; *Geophysical Research Letters*, 28 (24), p. 4643–4646 (DOI: <https://doi.org/10.1029/2001GL013080>)
- S. E. Kesler, M. Reich, M. Jean, 2007: Geochemistry of fluid inclusion brines from Earth's oldest Mississippi Valley-type (MVT) deposits, Transvaal Supergroup, South Africa; *Chemical Geology*, 237 (3–4), p. 274–288 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.001>)
- S. Koch, K. I. Sztrókay, 1967: Ásványtan, II. kötet, Tankönyvkiadó, Budapest
- G. Kullerud, 1953: The FeS–ZnS system — A geological thermometer; *Norsk Geologisk Tidsskrift* 32, p. 61–147

- M. A. Lanphere, 1981: K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), p. 2777-2782. (DOI: <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02777>)
- D. L. Leach, D. F. Sangster, K. D. Kelley, R. R. Large, G. Garven, C. R. Allen, J. Gutzmer, S. Walters, 2005: Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits: A Global Perspective — In: J.W. Hedenquist *et al.* (Ed.): *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, Society of Economic Geologists, Inc., Littleton, Co., p. 561–607 (DOI: <https://doi.org/10.5382/AV100.18>)
- P. Lepetit, K. Bente, T. Doering, S. Luckhaus, 2003: Crystal chemistry of Fe-containing sphalerites; *Physics and Chemistry of Minerals* 30, 185–191. (DOI: <https://doi.org/10.1007/s00269-003-0306-6>)
- Magyar Nagylexikon V., 1997: Magyar Nagylexikon Kiadó, Budapest, p. 420-422 (ISBN: 963-8577312)
- J. D. Martín, A. S. I. Gil, 2005: An integrated thermodynamic mixing model for sphalerite geobarometry from 300 to 850 °C and up to 1 GPa, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, p. 995–1006 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.08.009>)
- G. Meinhold, D. K. Kostopoulos, 2013: The Circum-Rhodope Belt, northern Greece: Age, provenance, and tectonic setting; *Tectonophysics*, p. 55-68 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.034>)
- V. Melfos, K. Bogdanov, 2013: A Field Guide to the Tertiary Hydrothermal Ore Deposits of Northern Greece, 19th-22nd October 2012 (https://www.researchgate.net/publication/258495254_A_Field_Guide_to_the_Ore_Deposits_of_NE_Greece)
- V. Melfos, P. Ch. Voudouris, 2012: Geological, Mineralogical and Geochemical Aspects for Critical and Rare Metals in Greece; *Minerals* 2(4), p. 300-317 (DOI: <https://doi.org/10.3390/min2040300>)
- V. Melfos, P. Ch. Voudouris, 2017: Cenozoic metallogeny of Greece and potential for precious, critical and rare metals exploration; *Ore Geology Reviews* 89, p. 1030-1057 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.029>)
- A. Meshi, A. Tremblay, B. Muceku, 2014: A geological transect through the Northern Albanian ophiolites: stratigraphy, structure and metallogeny (27th-28th of September 2014); *Buletini i Shkencave Gjeologjike* (ISSN: 0254-5276; ISSN 2306-9600)
- F. Molnár, K. Szentpéteri, 2005: *Opak ásványok mikroszkópos vizsgálata*, Hantken Kiadó, Budapest (ISBN: 963-2196074)
- P. Möller, 1987: Correlation of homogenization temperatures of accessory minerals from sphalerite-bearing deposits and Ga/Ge model temperatures. *Chemical Geology* 61, p. 153–159 (DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90035-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90035-0))
- S. Murao, S. H. Sie, G. F. Suter, 1996: Distribution of rare metals in Kuroko-type ore: a PIXEPROBE study; *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 109(110), p. 627–632 (DOI: [https://doi.org/10.1016/0168-583X\(95\)00982-5](https://doi.org/10.1016/0168-583X(95)00982-5))
- E. G. Nisbet, J. A. Pearce, 1977: Clinopyroxene Composition in Mafic Lavas from Different Tectonic Settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, p. 149-160 (DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00398776>)
- J. Pálffy, G. Gercsák, E. Hegyesi, 2020: Javaslat az időrétegtani (kronosztratiográfiai) egységek magyar elnevezésére és írásmódjára; *Földtani Közlöny* 150/3, Budapest, p. 423–428. (DOI: <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2020.150.3.423>)
- E. Saccani, A. Photiades, 2003: Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting; *Lithos* 73(3), p. 229-253 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.002>)
- U. Schwarz-Schampera, 2014: Indium – In: Gus Gunn (Ed.): *Critical metals handbook*; John Wiley & Sons, Ltd., p. 204-229. (DOI: <https://doi.org/10.1002/9781118755341.ch9>)
- M.P. Searle, J. Malpas, 1982: Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains; *Journal of the Geological Society of London*, 139, p. 235–248 (DOI: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.3.0235>)
- SEG Newsletter, *Advancing Science and Discovery* 78, 2009
- S. Shallari, C. Schwartz, A. Haskob, J.L. Morela, 1998: Heavy metals in soils and plants of serpentine and industrial sites of Albania; *Science of The Total Environment*, 209 (2–3), p. 133-142 (DOI: [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(98\)80104-6](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(98)80104-6))
- S. Strashimirov, R. Petrunov, M. Kanazirski, 2002: Porphyry-copper mineralisation in the central, Srednogorie zone, Bulgaria, *Mineralium Deposita*, 37, p. 587-598 (DOI: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00126-002-0275-6>)
- A. Tremblay, A. Meshi, J. H. Bédard, 2009: Oceanic core complexes and ancient oceanic lithosphere: Insights from Iapetan and Tethyan ophiolites (Canada and Albania); *Tectonophysics*, 473 (1–2), p. 36-52 (DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.08.003>)
- C. Tucker Barrie, J.A. Nicholson, A.R. Miller, B. C. Game, 2008: *Geology and VMS deposits of the Jurassic Mirdita mining district, Northern Albania*, Mineral Exploration Geology series Konferencia, Vancouver, Brit Kolumbia (DOI: <https://doi.org/10.13140/2.1.4895.1046>)
- P. Ch. Voudouris, A. Tarantola, V. Melfos, 2017: A Field Guide to the Tertiary Hydrothermal Ore Deposits of Northern Greece, 8th-15th April 2017 (DOI: <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.16308.45441>)
- E. Zarei, A. Kananian, K. Nakashima, M. Tadayon, 2023: Clinopyroxene Compositions of the Basalts from the Ashin Ophiolite, Central Iran: New Evidence on Its Supra-Subduction Zone Setting; *Geotectonics*, 57 (1), p. 115–133 (DOI: <https://doi.org/10.1134/S0016852123010090>)
- K. Zaw, J.B. Gemmell, R.R. Large, T.P. Mernagh, C.G. Ryan, 1996: Evolution and source of ore fluids in the stringer system, Hellyer VHMS deposit, Tasmania, Australia: evidence from fluid inclusion microthermometry and geochemistry; *Ore Geology Reviews*, 10 (3-6), p. 251-278 (DOI: [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(95\)00026-7](https://doi.org/10.1016/0169-1368(95)00026-7))

Elektronikus források:

- <http://www.simspros.com/exploration---evaluation-2.html> (utolsó letöltés: 2024.07.25.)
- <https://cor.europa.eu/hu/news/Pages/critical-raw-materials-role-future-of-europe.aspx> (utolsó letöltés: 2024.07.25.)
- https://openjicareport.jica.go.jp/pdf/12010138_01.pdf (utolsó letöltés: 2024.07.25.)
- <https://thediggings.com/mines/usgs10231478> (utolsó letöltés: 2024.07.25.)

XI. Mellékletek

1. táblázat: SEM-EDS mérési eredmények elem-tömegszázalékos értékként kifejezve. N/A jelentése: nincs adat, az adott elem vagy annak oxidja nem lett mérve.

m/m%	Ásvány	Fe	Cu	Zn	Mg	Al	Si	Ca	Mn	S	La	Ce	Nd	TOTAL
Lasail_cpy-MS_ep01	epidot	17,78	N/A	N/A	0,84	19,09	30,97	28,36	0,95	N/A	N/A	N/A	N/A	98
Lasail-upper lens_REE-ep01	epidot	19,25	N/A	N/A	N/A	19,85	27,36	17,20	0,78	N/A	6,04	2,21	5,31	98
Lasail-upper lens_REE-ep02	epidot	17,51	N/A	N/A	N/A	18,23	25,70	15,50	0,75	N/A	10,44	4,08	5,79	98
Lasail-upper lens_sph01	szfalerit	12,53	N/A	55,46	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	32,00	N/A	N/A	N/A	100
Lasail-upper lens_sph02	szfalerit	7,22	3,63	58,04	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	31,10	N/A	N/A	N/A	100
Lasail-upper lens_Cu2S_01	kalkozin	1,89	77,54	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	20,57	N/A	N/A	N/A	100

2. táblázat: SEM-EDS mérési eredmények elem-tömegszázalékos értékként kifejezve. N/A jelentése: nincs adat, az adott elem vagy annak oxidja nem lett mérve.

m/m%	Ásvány	Fe	Cu	Zn	Mg	Al	Si	Ca	Mn	S	Ti	Cr	Na	TOTAL
Gj_5_2_sph01	szfalerit	3,54	0,53	64,29	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	31,64	N/A	N/A	N/A	100
Gj_5_3_cc01	kalkopirit	0,41	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	99,59	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	100
Gj_5_3_cc02	kalcit	N/A	N/A	N/A	0,70	N/A	N/A	99,30	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	100
Gj_5_3_chl01	klorit	26,41	N/A	N/A	18,51	21,01	31,76	N/A	0,30	N/A	N/A	N/A	N/A	98
Gj_5_3_chl02	klorit	27,44	N/A	N/A	19,30	20,99	29,92	N/A	0,35	N/A	N/A	N/A	N/A	98
Gj_5_3_cpx01	klinopiroxén	5,38	N/A	N/A	26,40	4,09	45,86	17,84	N/A	N/A	0,43	N/A	N/A	100
Gj_5_3_cpx02	klinopiroxén	6,42	N/A	N/A	27,16	4,56	46,05	15,42	N/A	N/A	0,39	N/A	N/A	100
Gj_5_3_cpx03	klinopiroxén	5,23	N/A	N/A	27,85	4,04	46,31	15,93	N/A	N/A	0,64	N/A	N/A	100
Gj_5_3_cpx04	klinopiroxén	6,43	N/A	N/A	27,04	4,53	45,27	16,18	N/A	N/A	0,56	N/A	N/A	100
Gj_5_3_cpx05	klinopiroxén	6,24	N/A	N/A	26,69	4,37	45,85	16,39	N/A	N/A	0,46	N/A	N/A	100
Gj_5_3_cpx06	klinopiroxén	5,90	N/A	N/A	25,50	5,60	44,98	17,07	N/A	N/A	0,59	0,36	N/A	100
Gj_5_3_tit01	titanit	3,11	N/A	N/A	N/A	4,23	30,59	32,55	N/A	N/A	29,53	N/A	N/A	100
Gj_5_3_tit02	titanit	4,29	N/A	N/A	N/A	7,24	33,88	28,70	N/A	N/A	25,90	N/A	N/A	100
Gj_5_3_tit03	titanit	2,05	N/A	N/A	N/A	5,47	32,57	32,46	N/A	N/A	27,45	N/A	N/A	100
Gj_5_3_tit04	titanit	4,65	N/A	N/A	N/A	5,55	32,71	30,35	N/A	N/A	26,74	N/A	N/A	100
Gj_5_3_tit05	titanit	2,03	N/A	N/A	N/A	4,81	32,70	32,44	N/A	N/A	28,03	N/A	N/A	100
Gj_5_3_ep01	epidot	12,78	N/A	N/A	N/A	23,09	38,31	23,81	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	98
Gj_5_3_pl01	plagioklász	N/A	N/A	N/A	N/A	20,93	59,06	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	19,79	100

3. táblázat: A Xylagani_2 felületi csiszolatok EDS detektorral végzett mérési eredmények elem-tömegszázalékban kifejezve.

m/m%	Ásvány	Fe	Cu	Mg	Al	S	As	Ti	Cr	V	Ni	Se	Pb	TOTAL
Xyl_2a_cr01	kromit	26,46	N/A	8,71	8,03	N/A	N/A	0,32	55,95	0,24	0,29	N/A	N/A	100
Xyl_2a_cpy01	kalkopirit	32,07	34,53	N/A	N/A	33,40	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	100
Xyl_2a_py01	pirit	47,36	N/A	N/A	N/A	49,11	3,52	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	100
Xyl_2a_py02	pirit	48,57	N/A	N/A	N/A	51,43	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	100
Xyl_2a_gal01	galenit	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	2,4	97,6	100

4. táblázat: A szfalerit EPMA mérés eredményeinek összefoglalása. D.L.A. jelentése: detektálási limit alatt. A detektálási limitek az egyes elemekre a IV.4. fejezetben került ismertetésre.

Mérési pont	Zn (m%)	S (m%)	Fe (m%)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Cd (ppm)	Pb (ppm)	Co (ppm)	Hg (ppm)	Ga (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)	V (ppm)	As(ppm)	Bi(ppm)	Total (m%)
GJ_5_2 sph 1	64,265	33,183	1,783	800	4010	1640	670	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,995
GJ_5_2 sph 2	64,153	32,635	1,964	2680	5060	1640	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	630	190	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,784
GJ_5_2 sph 3	64,243	32,594	1,985	740	2400	2030	400	150	1200	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,518
GJ_5_2 sph 4	64,107	32,665	1,947	1190	2560	2060	1260	D.L.A.	1750	D.L.A.	140	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,626
GJ_5_2 sph 5	63,821	33,025	2,195	1580	6030	1790	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	100,01
GJ_5_2 sph 6	64,187	32,842	1,349	490	7840	2300	350	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	140	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,494
GJ_5_2 sph 7	64,047	33,102	1,433	D.L.A.	9110	2310	540	D.L.A.	1090	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,911
GJ_5_2 sph 8	63,217	32,849	1,813	510	8320	1800	490	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	140	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,01
GJ_5_2 sph 9	62,238	33,234	1,672	320	27700	2550	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	100,219
GJ_5_2 sph 10	64,164	33,426	1,718	2110	2770	2530	710	D.L.A.	1560	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	100,281
GJ_5_2 sph 11	63,624	33,222	2,095	410	7040	1800	640	D.L.A.	1010	D.L.A.	D.L.A.	190	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	100,051
GJ_5_2 sph 12	64,912	32,991	1,391	D.L.A.	4270	2090	440	220	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	100,03
GJ_5_2 sph 13	64,194	32,586	1,637	440	5580	1720	1190	260	810	D.L.A.	200	D.L.A.	220	D.L.A.	D.L.A.	99,465
GJ_5_2 sph 14	65,515	33,22	1,134	410	2200	2480	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	100,396
GJ_5_2 sph 15	64,842	32,861	1,433	330	2120	1870	790	170	D.L.A.	840	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,78
XYL_1 sph 1	64,567	32,623	1,039	D.L.A.	1430	2170	1150	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	190	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,735
XYL_1 sph 2	63,274	32,532	2,069	290	190	2650	290	D.L.A.	710	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,3
XYL_1 sph 3	62,492	33,402	2,547	270	D.L.A.	2800	340	150	1370	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,942
XYL_1 sph 4	64,652	33,386	1,259	D.L.A.	2100	1780	350	D.L.A.	2410	D.L.A.	150	D.L.A.	190	D.L.A.	D.L.A.	100,015
XYL_1 sph 5	64,597	33,161	1,28	D.L.A.	D.L.A.	2460	920	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	150	D.L.A.	280	D.L.A.	D.L.A.	99,458
XYL_1 sph 6	61,722	32,628	2,91	380	6100	1510	610	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,175
Las_5 sph 1	63,329	33,392	2,108	250	3700	1920	610	1170	680	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,667
Las_MS sph 2	62,657	33,67	2,424	540	490	3120	560	970	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,327
Las_MS sph 3	63,012	33,031	1,843	440	9950	1800	480	860	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,274
Las_MS sph 4	62,038	32,577	2,435	480	660	2070	320	1150	D.L.A.	D.L.A.	190	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	97,598
Las_MS sph 5	60,96	33,393	3,466	1150	340	2730	D.L.A.	1100	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,431
Las_MS sph 6	63,079	33,118	1,937	560	7250	1360	480	1020	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,204
Las_MS sph 7	63,393	34,047	2,079	650	1100	2950	520	1020	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	100,154
Las_MS sph 8	62,148	33,124	2,752	350	540	2390	D.L.A.	1080	1850	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,678
Las_MS sph 9	62,484	33,277	2,376	150	570	3220	490	1230	D.L.A.	680	240	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,795
Las_MS sph 10	62,072	34	2,105	D.L.A.	7370	2170	330	800	1230	D.L.A.	130	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,398
Las_lens sph 1	61,411	33,769	3,333	1420	2790	1750	300	D.L.A.	710	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,222
Las_lens sph 2	60,859	34,225	3,973	720	3910	2170	390	270	D.L.A.	D.L.A.	170	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,82
Las_lens sph 3	60,897	32,763	3,437	1120	5320	1870	540	D.L.A.	1430	D.L.A.	150	160	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,164
Las_lens sph 4	60,544	32,262	3,296	1070	8040	950	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	97,149
Las_lens sph 5	60,065	32,413	3,823	850	5360	3040	910	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	340	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	97,4
Las_lens sph 6	57,411	31,754	3,825	D.L.A.	38500	1000	1120	130	1010	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	97,177
Las_lens sph 7	58,86	32,678	3,501	280	28460	1310	500	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	150	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	98,129
Las_lens sph 8	63,13	34,818	2,448	1040	1070	2300	300	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	100,867
Las_lens sph 9	59,165	34,03	3,604	1140	22260	1730	580	D.L.A.	1930	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	D.L.A.	99,569

5. táblázat: A titanit SEM-EDS mérési eredményei kationszámban (apfu) kifejezve. A titanitban 5 oxigénre ideálisan 3 kation jut.

	átlag	min.	max.
Si	1,255	1,206	1,286
Ti	0,625	0,577	0,683
Al	0,219	0,174	0,286
Fe	0,063	0,039	0,091
Ca	0,848	0,763	0,899

XII. „Saját eredmények” függelék

Jelen pályamunkát én, Gereczi Botond Géza készítettem el témavezetőm, B. Kiss Gabriella iránymutatásával. Munkásságom a következő pontokban foglalható össze:

- 1) A görögországi mintákat egy terepi kutatóút során, témavezetőmmel közösen gyűjtöttük. Az albániai minták témavezetőm archív gyűjteményéből, míg az ománi minták az ELTE Ásványtani Tanszék teleptani gyakorlógyűjteményéből származnak.
- 2) A mintaelőkészítést, beleértve a vágást, csiszolást, polírozást teljes egészében én végeztem el az ELTE Ásványtani Tanszékének laborjaiban.
- 3) A mikroszkópos vizsgálatok és megfigyelések egyéni munka eredményei, melynek alapjait már korábban elsajátítottam. A vizsgálatok után kijelöltem a mintán az „érdekes területeket”, melyeket fotózásra és nagyműszeres vizsgálatokra szánok.
- 4) A mintákról készült fotókat a Tanszék laborhasználati szabályzata értelmében témavezetőm segítségével készítettük, aktív közreműködésem mellett.
- 5) A SEM felvételek és elemzések az ELTE Földrajz-Földtudományi Intézet elektronmikroszkópjával és a technikus, Biró Máté segítségével készültek el, aktív közreműködésem mellett.
- 6) Az EPMA felvételeket és vizsgálatokat témavezetőm készítette el az általam biztosított, részletes mintadokumentáció alapján.
- 7) Az adatok rendezése, szoftveres és egyéb úton történő kiértékelése, továbbá a dolgozat eredményeinek megfogalmazása egyéni munkám során született meg, melyet utóbb témavezetőm nézett át és javaslataival segítette a végső formába öntést.
- 8) Munkámat bemutattam az ELTE Geológus TDK-n, 2024 januárjában (2. hely), továbbá a European Geosciences Union (EGU) 2024-es konferenciáján, Bécsben, poszter formájában, illetve előadtam az Ifjú Szakemberek Ankétján (ISZA) (2. hely), a Bolyai Konferencián és az Eötvös Konferencián. Az itt szerzett tapasztalatokat igyekeztem jelen munkába beépíteni (az azóta keletkezett új kutatási eredmények mellőzésével).