

A RUDABÁNYAI SZFALERIT GENETIKAI VIZSGÁLATA

LIPP KRISTÓF

GEOLÓGUS MSC

1. ÉVFOLYAM

Témavezető: B. Kiss Gabriella dr.

Konzulens: Dr. Földessy János, ifj. Kasó Attila

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Ásványtani Tanszék

Budapest, 2022

1.	Bevezetés	3
2.	Földtani háttér	4
3.	Kutatási módszerek	8
3.1.	Mintagyűjtés:.....	8
3.2.	Mintaelőkészítés:	8
3.3.	Polarizációs mikroszkópia:.....	9
3.4.	Pásztázó elektronmikroszkópia:	9
3.5.	Mikroszonda:	9
4.	Eredmények.....	10
4.1.	Terepi megfigyelések:.....	10
4.2.	Makroszkópos leírás	10
4.3.	Petrográfia	11
4.4.	SEM-EDS megfigyelések	17
4.5.	EPMA eredmények:	18
5.	Diskusszió	19
6.	Összegzés.....	25
7.	Absztrakt.....	26
8.	Irodalomjegyzék:	27

1. Bevezetés

A mezozoós tengeri üledékes kőzetek által befogadott Rudabánya a vasércesedéséről ismert, de az újabb kutatások alapján polimetallikus jelleget is mutat. Mai ismereteink szerint az ércesedés több, egymást felülbélyegző esemény során jött létre: (1) korai, rétegtani szinthez kötött Pb-Zn ércesedés; (2) metasztatikus sziderit magasabb rétegtani szinten elhelyezkedő dolomitban; (3) Cu-Pb-Ba-Ag ércesedés a dolomit és a pala kontaktusa mentén; (4) szupergén dúsulás a primer ércek fölött; és (5) fiatal, alacsony hőmérsékletű hidrotermás Hg-Sb-As-Ag dúsulás. A korábbi kutatások által bemutatott, kétféle genetikájú ((1) feltehetően SEDEX és (3) feltehetően MVT s.l.) szulfidércesedésre hasonló ásványtársulás jellemző. Dolgozatomban az (1)-es és a (3)-as érc típusra fókuszáltam, mivel ásványtársulásuk hasonlóan szfalerit-tartalmú, a genetikájukkal kapcsolatban számos kérdés merül fel, teleptani típusba sorolásuk bizonytalanságokkal terhelt, képződésük körülményeik részleteiben nem ismertek. Terepi megfigyeléseket és fúrómag mintázást végeztem, majd műszeres (áteső- és ráeső fényes mikroszkópia, SEM-EDS és EPMA) vizsgálatokkal próbáltam a Pb-Zn ércek képződési körülményeit rekonstruálni, és ezzel hozzájárulni a teleptani modell pontosításához.

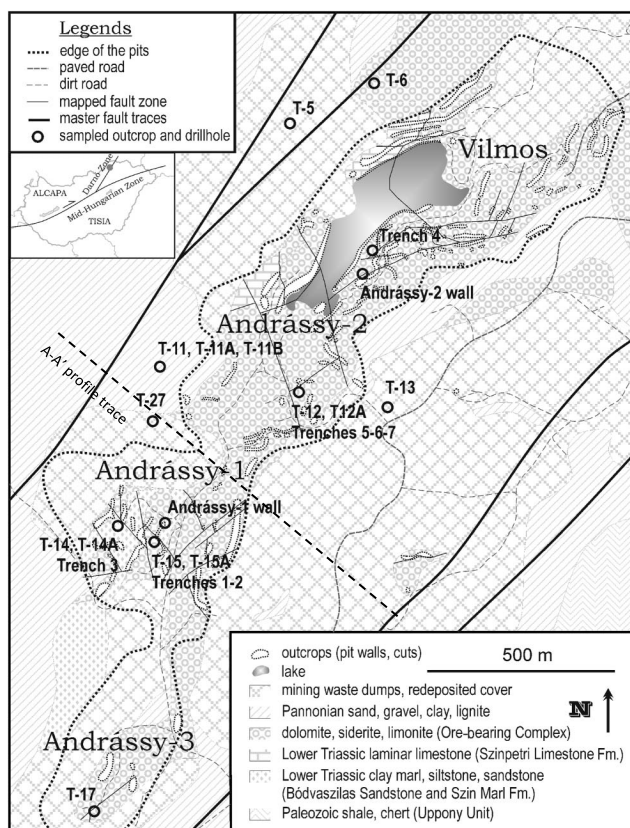
2. Földtani háttér

A rudabányai ércesedést (1. ábra) a Szilicikumban található, Rudabányai-hegység (Császár, 2005) perm evaporitjára települő triász transzgressziós sorozat kőzetei, később platform karbonátjai fogadják be. A kőzetsorozat a felső-perm korú Perkupai Evaporit Formációval kezdődik, mely anhidritből és fekete agyagpalából áll. Ez a formáció szolgált a Szilicei-takaróképződés *décollement* horizontjaként (nyíródási szintként) (Less, 2000, Zelenka *et al.*, 2005, Németh *et al.*, 2013). A kőzetsorozat következő tagja az alsó-triász litorális homokkőből és aleurolitból álló Bódvaszilasi Homokkő Formáció, amit két sekélytengeri

formáció (Szini Márga Fm. és Szinpetri Mészkő Fm.) követ. Meg kell említeni a sorozat következő tagját, a Gutensteini Mészkő Formációt is, amely egy vastagpados sötétszürke/fekete elzárt lagúnában, euxin környezetben képződött dolomit és/vagy mészkő összlet (1. táblázat). A litológia inntől váltakozó platform és medence fáciesű kőzetekből áll az alsó-középső-juráig (Kovács *et al.*, 1989). Az ércesedés a Bódvaszilasi Homokkő és a Szini Márga Formációkban található, melyet Németh *et al.* (2012), még a Rudabányától 10km-re északra fekvő szini fúrások említett kőzeteiben is megfigyelt.

1. táblázat: A rudabányai ércesedés és közeli környezetének rétegsora

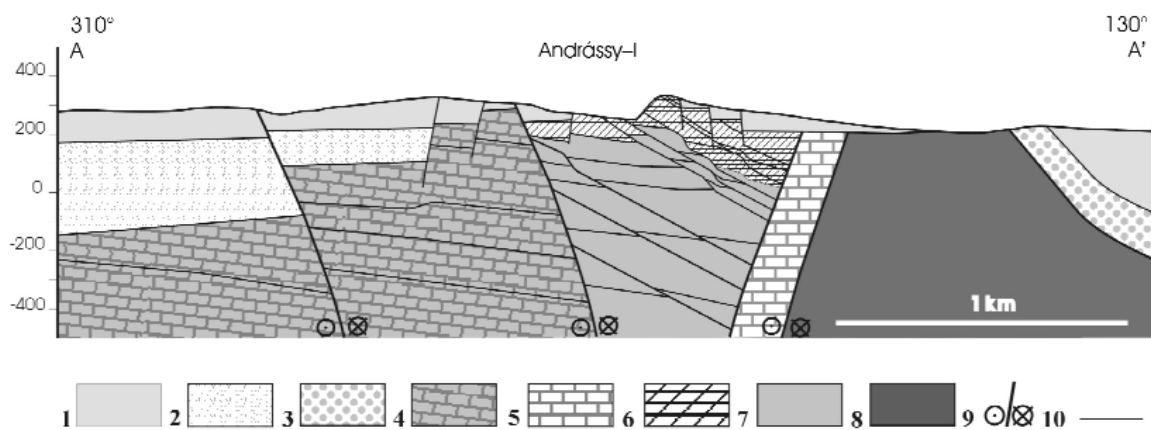
Kor	Formációnév	Litológia
Tercier fedő		
miocén – pliocén, pannóniai	Edelényi	Tarka agyag, lignit, travertínó, kereszttrétegzett homok és kavics (tavi és folyóvízi fácies)
felső-oligocén – alsó-miocén, eggenburgi	Szuhogyi Konglomerátum	Tarka agyag, homokkő, konglomerátum (alluviális hordalékkúp fácies)
	Szécsényi Slír	Kőzetlisztes, homokos, csillámos, kavicsos agyagpala (mélytengeri medence fácies)
	Bretkai Mészkő	Biogén, klasztos mészkő, konglomerátum (abrázios tengerpart fácies)
A Szilicei- és a Tornai-egység kőzetei		



1. ábra: A rudabányai külfejtés területének földtani térképe és az általam is használt fúrások elhelyezkedése (Németh *et al.*, 2016)

alsó – középső-jura	Telekesvölgyi	Olisztosztróma (vörös és zöld agyagmárga mészkővel), krinoideás mészkő, fekete pala (reduktív mélymedence fácies)
alsó – középső-jura	Telekesoldali	Sötét, kovás márga, olisztosztróma (metariolitos, homokkőves, konglomerátumos agyagpala (reduktív mélymedence fácies)
felső-triász, nori-rhaeti	Hallstatti Mészkő	Tarka (világosszürkétől vörösig) mikrites homokkő (pelágikus, oxidatív medence fácies)
középső-felső-triász, anizuszi – ladini – karni	Bódvalenkei Mészkő	Vöröses, kovás, afanitos mészkő, világosszürke coquinás mészkő, agyagpala (oxidatív éhező medence fácies)
	Dunnatetői Mészkő	Világosszürke mikrites mészkő (nyíltvízi medence fácies)
középső-triász, anizuszi	Steinalmi	Vastagpados világosszürke dolomit vagy mészkő (lagúna fácies)
	Gutensteini	Vastagpados sötétszürke dolomit vagy mészkő (euxin lagúna fácies)
alsó-triász	Szinpetri Mészkő	Szürke, lemezes, féregjáratos mészkő (szubtidális fácies)
	Szini Márga	Márga, aleurolit, homokkő (szubtidális fácies)
	Bódvaszilasi Homokkő	Vörös és zöldesszürke homokkő, aleurolit, agyagpala (intertidális fácies)
felső-perm	Perkupati Evaporit	Tarka agyag, sötétszürke anhidrit és gipsz (hipersalin lagúna, szabhka fácies)
Az Upponyi- és a Szendrői-egység közetei		
karbon	Szendrői Fillit	Sötétszürke – fekete fillit, gradált metahomokkő (turbidit, flis)
szilur-karbon	Tapolcsányi	Szürke – sötétszürke agyag és kovás pala (euxin mélytengeri fácies)

Az érctelepet a késő-oligocéntól a késő-miocénig aktív Darnó-zóna harántolja ÉÉK-DDNy-i irányban, ez tovább bonyolítja a Szilicei-takaró eleve bonyolult, pikkelyes szerkezetét (Zelenka *et al.*, 1983, Szentpétery 1997, Földessy *et al.*, 2010) (2. ábra).



2. ábra: Az első ábrán jelölt A-A' földtani szelvény. Jelmagyarázat: 1. pannóniai üledékek (homok, iszap, agyag, kavics, lignit), 2. Szécsényi Slir Fm., 3. Szuhogyi Konglomerátum Fm., 4. felső-triász kőzetsorozat, 5. középső-triász kőzetsorozat, 6. alsó-triász ércesedett kőzetek, 7. perm – alsó-triász kőzetsorozat, valamint az ércesedés aljzatát képező kőzetek, 8. Az Upponyi-egység kőzetei, 9. A Darnó-zóna fővetői, 10. vetők (Földessy *et al.*, 2010)

Földessy *et al.* (2010) szerint három deformációs esemény érte a területet, melyek nagyban befolyásolták az érctelepek kialakulását és/vagy elhelyezkedését. Munkájában továbbá a területen megjelenő öt különböző, egymásra szuperponálódott ércesedést is definiál.

Még az első deformációs esemény előtt létrejöhetett (1) sztratiform, korai Pb-Zn ércesedés, mely rétegszerűen jelenik meg a befogadó karbonátos aleurolitban (Földessy *et al.*, 2010, Németh *et al.*, 2013).

Az első deformációs fázis feltolódásai hozták létre a térség pikkelyes szerkezetét. Ugyanezen eseményhez köthető a (2) metasztatikus sziderit ércesedés, valamint a Cu-Pb-Ba-Ag szulfidos ércesedés is, térbeli elhelyezkedésük azonban eltérő (Földessy *et al.*, 2010, Németh *et al.*, 2013). Míg a sziderites ércesedés leginkább rétegszerűen fordul elő, a szulfidos ércesedés főképp telérekhez, breccsazonákhoz, vetőkhöz köthető. A fémtartalom eloszlásában is eltérés mutatkozik; a rézszulfidos telérek a sziderites testekhez kötődnek, míg az ólom- és cinkszulfidos telérek ezeken túlnyúlnak, a vasérc mellékkőzetében is megjelennek.

A második deformációs esemény a korábbi ércetesteket, teléreket és befogadó kőzeteket kisebb pikkelyekre szabdalta, újrabreccsásította őket.

Fentiekén túl, még szintén ebben a szakaszban, de a deformáció lecsengése után, egy késői alacsony hőmérsékletű hidrotermás (4) Hg-As-Sb-Ag dúsulás jelent meg (Szakáll, 2001, Földessy *et al.*, 2010).

A (5) szupergén dúsulás – tehát a szulfidos ércek oxidációjából származó másodlagos ásványátalakulás – feltehetően már a harmadik, pliocén korú feltolódás előtt elkezdődhetett, ezt bizonyítja, hogy a pannóniai széntelepes összlet oxidált limonitra települ több megfűrt rétegsorban is (Földessy *et al.*, 2010).

A harmadik deformációs szakaszban a terület kiemelkedése történt, az így felszínközelsbe került ércek mállása és a fémek fluidumban történő szállítódása, majd a másodlagos termékek dúsulása (termésrész, malachit, cerusszit, anglezit és smithsonit) a legfontosabb ebben a szakaszban történt folyamat (Földessy *et al.*, 2010).

Az (1) és (3) típusal (3-4. ábra) kapcsolatos korábbi kutatások eredményei ellentmondásosak, az ércesedések genetikai típusba sorolása bizonytalan (Pantó, 1956, Nagy, 1982, Hofstra *et al.*, 1999). A jelenleg elérhető, legfrissebb szakirodalom alapján (Földessy *et al.*, 2010, Németh *et al.*, 2013) ugyan az (1) és (3) érc típusok eltérő genetikával rendelkeznek – (1) feltehetően SEDEX, sztratiform megjelenésű, míg (3) feltehetően MVT *s.l.* –, az ásványtársulásuk közel azonos: szfalerit, galenit, pirit és barit jelenik meg bennük fő alkotóként. A feltételezett SEDEX sztratiform ércesedés csak az alsó-triász aleuritós márga rétegeiben (Szini Márga Fm.) jelenik meg, ahol lencséket alkot. Ezzel szemben a feltételezett MVT *s.l.* inkább érkítőltő, vagy breccsák mátrixában jelenik meg a (Földessy *et al.*, 2010). Az eddig rendelkezésre álló ismeretek alapján a fenti genetikai típusba sorolás kapcsán bizonytalanságok merülnek fel, a tanulmányok szerzői kiemelik, hogy további bizonyítékok szükségesek a biztos kategorizáláshoz.



3. ábra: Egy tipikus (1)-as érc típusú fűrómag képe

4. ábra: Egy tipikus (3)-as érc típusú fűrómag képe

3. Kutatási módszerek

3.1. Mintagyűjtés

Kutatásomban összesen 10 mintán dolgoztam. 2 mintát a rudabányai külfejtés területéről (EOV: K: 767119, É: 339165 és EOV: K: 767607, É: 339536) gyűjtöttem, további 8 minta fúrómagból származik (2. táblázat). A fúrómagok mintázását a Rotaqua Kft. munkatársának segítségével, a cég fúrómagraktárában végeztem. A mintázás során arra törekedtem, hogy az előzetes ismeretek alapján mindkét szfalerit ércesedésre (1, SEDEX? és 3, MVT *s.l.*?) reprezentatív példányokat gyűjtsek.

2. táblázat: A mintázásra került fúrómagok és külfejtések listája

Mintanév	Fúrás száma/Külfejtés	Mintázási mélység	Típus
ELTE1	T14	12,0m	3
ELTE2	T14	12,5m	3
ELTE3	T6	153,0m	3
ELTE4	T6	151,0m	3
ELTE5	T15	6,2m	nem került vizsgálatra
ELTE6	T11A	96m	1
ELTE7	T11A	96,7m	csak pirit és barit található benne
ELTE8	T11A	96,9m	nem került vizsgálatra
ELTE9	EOV: Y: 767114, X: 339168	h: 315mBf	1
ELTE10	EOV: Y: 767607, X: 339536	h: 217mBf	1

Németh *et al.*, (2013) tanulmánya alapján szöveti bélyegek szerint végeztem az érc típusok elkülönítését.

3.2. Mintaelőkészítés

A begyűjtött mintákról makroszkópos és sztereomikroszkópos megfigyeléseket végeztem (utóbbihoz Zeiss Stemi 508 típusú trinokuláris mikroszkópot és Zeiss AxioCam 208 típusú kamerát használtam), valamint alapos fotodokumentációt készítettem. Ez alapján jelöltük ki a további vizsgálatokhoz szükséges csiszolatok készítése helyét. A mintákból lehetőség szerint

hagyományos, 30 µm vastagságú polírozott vékonycsiszolatot készítettem, valamint a kevésbé állékony minták esetében beágyazást követően polírozott felületi csiszolatokat készítettem. A beágyazáshoz és a csiszolatok üveglapra ragasztásához NX Met XF40+XH40 kétkomponensű, tökéletesen átlátszó epoxi műgyantát használtam. A mintaelőkészítés minden lépését az ELTE Ásványtani Tanszékén végeztem.

3.3. Polarizációs mikroszkópia

Az áteső- és ráesőfényes polarizációs mikroszkópos megfigyeléseket Nikon Alphaphot 2 típusú mikroszkópon végeztem. A minták fotodokumentációját Zeiss Axioplan típusú mikroszkópon, Zeiss Axiocam 208 típusú kamerával készítettem el. A képek feldolgozásához a Zeiss Zen szoftvert használtam. A mikroszkópos vizsgálatokat az ELTE Ásványtani Tanszékén végeztem el.

3.4. Pásztázó elektronmikroszkópia

A SEM-EDS mérésekre az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszékén került sor, AMRAY 1830 típusú volfrámkatódos, PV9800I EDS detektorral felszerelt műszerrel. 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 általunk vizsgált elemekre a műszer kimutatási határa ~0,1 t%.

3.5. Mikroszonda

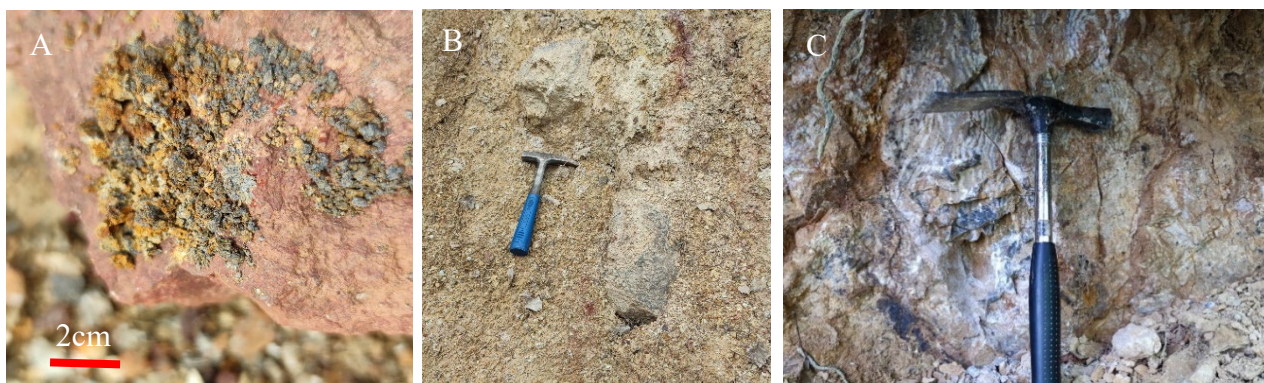
A mikroszondás (EPMA) mérésekre a Szlovák Tudományos Akadémia, Földtudományi Intézetében található Jeol JXA-850F készülékkel került sor. A mérések WDS detektorral készültek, a munka során 20 kV gyorsítófeszültség, 15 nA sugáráram, 4 µm sugárátmérő mellett dolgoztak. A kalibrálás mesterséges és szintetikus ásvány sztenderdek segítségével történt, a műszer kimutatási határait az általunk vizsgált elemekre az eredményeket bemutató táblázat tartalmazza. A méréseket témavezetőm, B. Kiss Gabriella dr. végezte el, az általam elkészített részletes mintadokumentáció alapján.

4. Eredmények

4.1. Terepi megfigyelések

A terepen csak a feltételezett SEDEX ércípust tudtam megfigyelni, felszíni meddőhányókban (EOV: Y: 767234, X: 339306) és szálkőzetben (EOV: Y: 767114, X: 339168) egyaránt (5. ábra).

A felszíni meddőhányóban szinte földes, porló, finomszemcsés szfalerit formájában találtam meg, míg a szálkőzetben deformált márgában jelent meg. Fentiekén túl, a sztratiform ércesedés feláramlási zónája is megfigyelhető volt a terepen (EOV: Y: 767607, X: 339536). Sávos, helyenként felbreccsásodott barit-sziderit-szfalerit rétegek váltakozása figyelhető meg.



5. ábra. A sztratiform szfalerites érc terepi kifejlődései. Az A ábrán a meddőhányóban megfigyelhető, földes jellegű, finomszemcsés galenit és szfalerit; a B ábrán az érc típus szálkőzetben való megjelenése; a C ábrán a feláramlási zóna látható.

4.2. Makroszkópos leírás

A szakirodalmi háttér alapján 1-es típusnak nevezett érc makroszkóposan barna színű, aleuritos mátrixban változó szemcseméretű (középszemcsés és durva kavics) világos-sötétszürke finomszemcsés szfalerites klasztokként, és vöröses barna, térkitöltő, durvaszemcsés sziderites fázisként jelenik meg (6. ábra).

Az irodalomban definiált 3-as típusú érc sötétszürke, barna színű, kvarc ereket tartalmazó, nagyon kemény, finomszemcsés kőzet (7. ábra).



6. ábra: Az (1) típusú érc jellemző makroszkópos szöveti képe

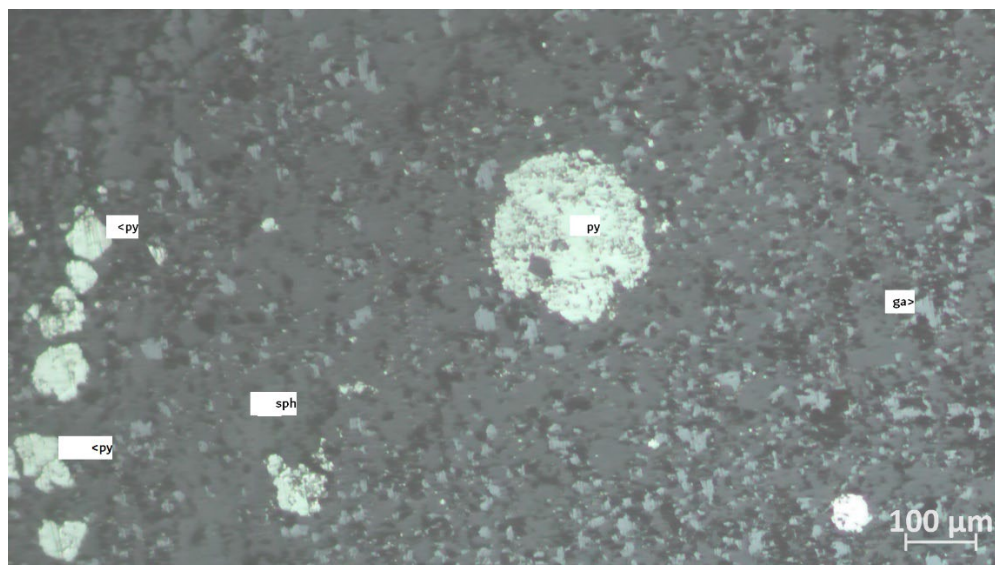


7. ábra: A (3) típusú érc jellemző makroszkópos szöveti képe

4.3. Petrográfia

Az alábbiakban az egyes minták petrográfiai jellemzőit mutatom be röviden.

ELTE1: Tömegesen megjelenő durvakristályos, xenomorf 10-80 μm -es szfalerit (minta ~70%-át alkotja) és hintett, vagy piritben zárványként megjelenő 2-30 μm -es galenit jellemzi ezt a mintát.



8. ábra: Framboidális pirit. (py: pirit, sph: szfalerit, ga: galenit)

A hintett pirit jellemzően framboidális habitusú, a framboidok jellemző mérete 10-50 μm (8. ábra). A szulfidok által hagyott teret főként kvarc tölti ki, elszórtan barit is megjelenik, mely xenomorf megjelenésű és jellemzően 20 μm -nél nem nagyobb szemcseméretű.

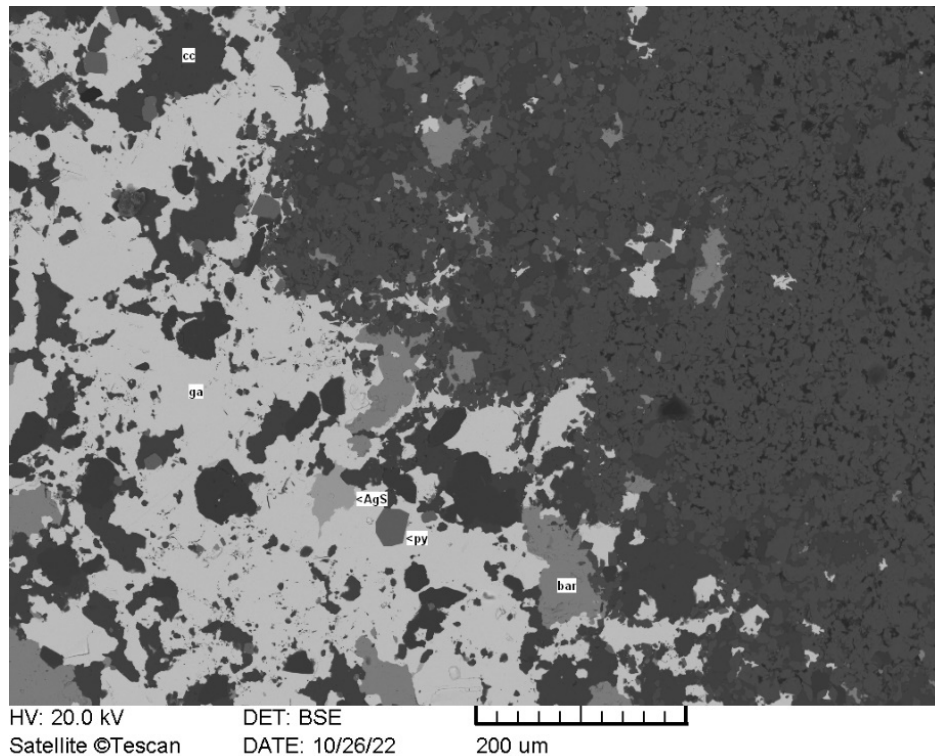
ELTE2: Ebben a mintában a szulfidok a kőzet alapanyagát alkotó ásványok közti teret töltik ki. A leggyakoribb szulfid a pirit (~5%), mely jellemzően euhedrális (9. ábra) és többnyire 40 μm -nál nem nagyobb kristályokként jelenik meg a karbonátos kőzetben (ritkán lehet 1-2 mm-es nagyságú is). Galenitben zárványként néhány μm -es, önállóan megjelenő xenomorf ásványként pedig akár 30-35 μm -es fakóércet is találhatunk.



9. ábra: Durvakristályos pirit.

A szabad teret xenomorf barit tölti ki, jellemzően durvakristályos, maximális szemcsemérete 0,5 mm. A befogadó kőzet kőzetalkotó ásványai zónás karbonátok; a SEM-EDS mérések alapján ankerit, Mg-ankerit és dolomit jelenik meg. A karbonátkristályok euhedrálisak, jellemzően 20 μm szemcseméretűek. Elvértve muszkovit is található a mátrixban, ez saját alakkal rendelkezik és 25 μm nagyságú.

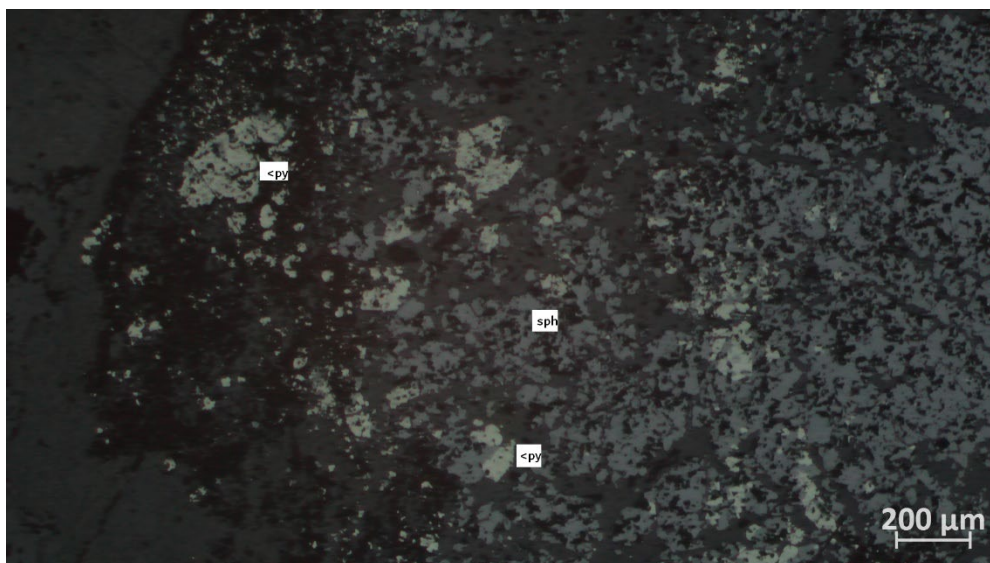
ELTE3: A domináns ércásványok a sziderit és a galenit (~10-40%). A sziderit kőzetalkotó mennyiségben van jelen a mintában.



10. ábra. Az ELTE3 minta BSE képe (bar: barit, py: pirit, ga: galenit)

A galenit szinte szögletes, durvakristályos megjelenésű, szemcsehatárai kissé szabálytalanok, xenomorf és durvaszemcsés. Euhedrális pirit, illetve ezüst-szulfid jelennek (~10-20%) meg a galenitben (ld. 10. ábra). A barit itt is a maradék teret tölti ki, xenomorf, szemcsemérete elérheti a 100 μm-t. A legfontosabb meddő ásvány a kalcit, mely hipidiomorf, 50 μm-es kristályokként mutatkozik a mintában.

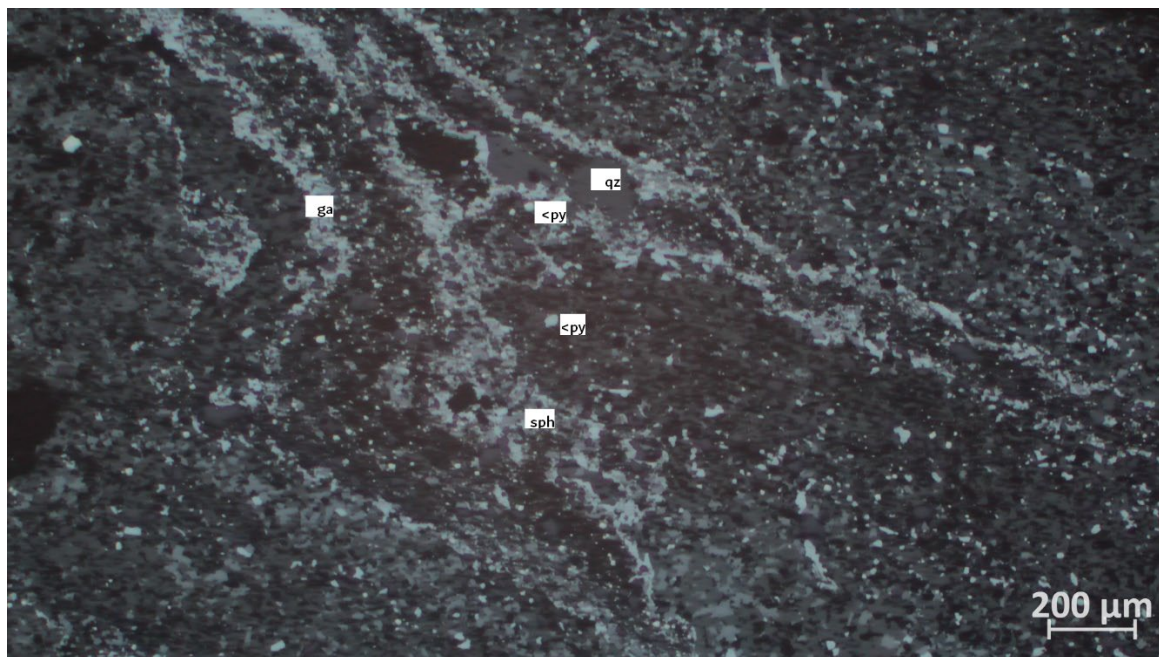
ELTE4: A durvakristályos szulfidok (a minta több, 50%-a) kvarc zárványaiként vannak jelen a mintában.



11. ábra. Az ELTE4 minta ráeső fényes szöveti képe. (py: pirit, sph: szfalerit)

A szfalerit szemcsék mérete nem egységes (10-100 μm). Az 1-es számú mintához nagyon hasonló szövetű, de csak szfalerit, pirit és barit található benne (ld. 11. ábra), a galenit hiányzik a kőzetből.

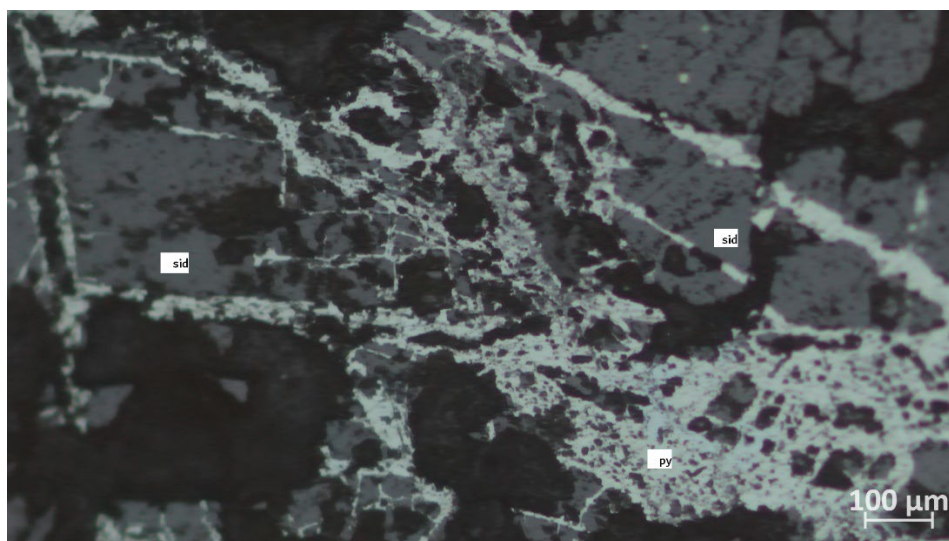
ELTE6: Sávosan megjelenő (ld. 12. ábra), finomszemcsés (10-15 μm szemcseméretű) galenit és szfalerit, lencseszerű szemcseaggregátumokat alkotva.



12. ábra. A sávos szulfidok ráeső fényes képe. (ga: galenit, sph: szfalerit, qz: kvarc, py: pirit)

Megfigyelhető az inkompetens fázisok deformációja. Ennek indikációja a rétegszilikátok irányítottsága; a plasztikus deformáción átesett galenitben megfigyelhető az irányítottság, míg a nem deformált pirit, szfalerit, és barit fázisokban szemcsékben a rétegszilikát-lécek irányítatlanok. Hítt szövetű, euhedrális habitusú, finomszemcsés (5-10 μm) pirit jellemzi.

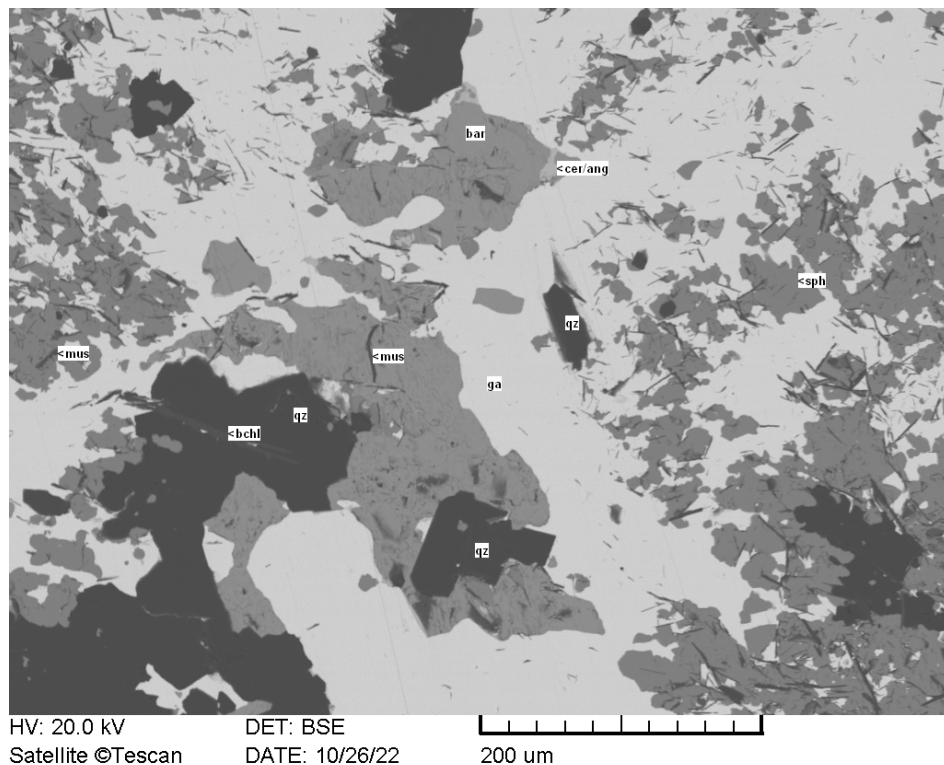
ELTE7: Breccsában érkitöltő pirit és barit figyelhető meg a mintában.



13. ábra. A breccsa szöve. (py: pirit, sid: sziderit)

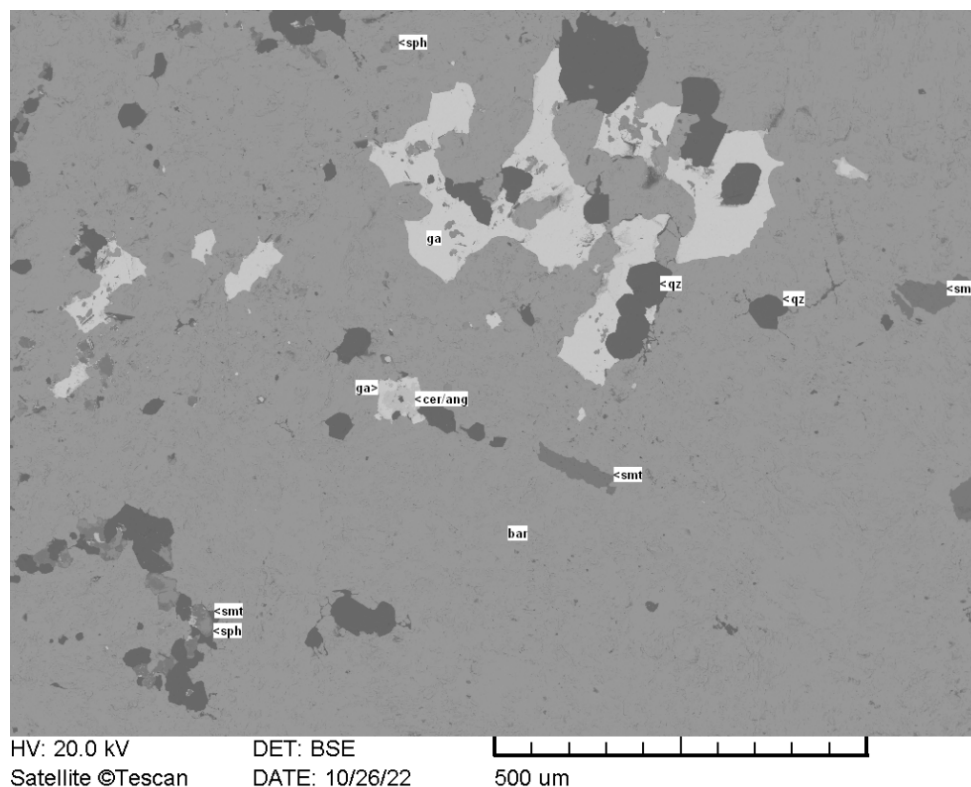
A breccsa klasztok, ahogy az a 13. ábrán is látható, szideritből állnak, és 50-150 µm méretűek.

ELTE9: Szövetileg, valamint ásványos összetétel szempontjából megegyezik a hatos mintával, ám ebben a példányban már megfigyelhető a galenit cerusszitosodása, ahogy az a 14. ábrán megfigyelhető.



14. ábra. A cerusszitosodás és a szilikátok is jól megfigyelhetők SEM segítségével. (mus: muszkovit, ga: galenit, qz: kvarc, bar: barit, cer: cerusszit, ang: anglezit, sph: szfalerit)

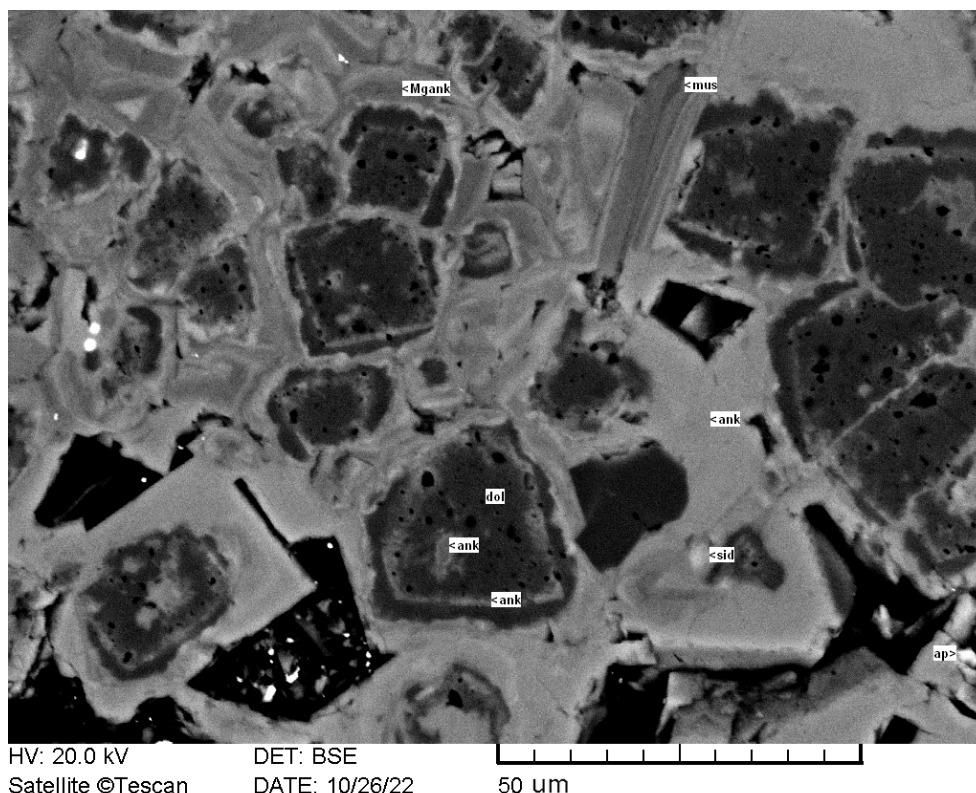
ELTE10: Táblás, durvakristályos 50-100 µm szemcseméretű baritban elszórtan, zárványként találunk xenomorf szfaleritet és galenitet. A szfalerit szemcsék külső zónája smithsonitosodott, a galenité pedig cerusszit és/vagy anglezitesedett.



15. ábra. A feláramlási zónából származó mintában már a másodlagos folyamatok is megfigyelhetők (smithsonitosodott, cerusszosodott külső zónájú szulfidok). (ga: galenit, qz: kvarc, sph: szfalerit, smt: smithsonit, cer: cerusszit, ang: anglezit, bar: barit)

A szulfidok szemcsemérete 30 µm körüli. Smithsonit (~5%) önálló ásványként is jelen van a mintában, szintén xenomorf habitusú, 10-150 µm szemcseméretű kristályokként. A galenit átalakulási termékei önállóan nem találhatók meg a mintában. Hintett, xenomorf, 20-150 µm szemcseméretű kvarc kristályok alkotják a meddőt.

Összességében a következő megállapításokat tettem a két érc típus petrográfiai vizsgálatán: A sztratifonn (1) érc típus (ELTE6, ELTE9, ELTE10) karbonátos aleurolit rétegekben, lencsékként jelenik meg Rudabányán, a kőzetalkotó ásványok kvarc, rétegszilikátok és dolomit. A szulfidlencsék sávossággal rendelkeznek. A lencsét szulfidásványok; pirit, szfalerit, galenit, továbbá szulfátként barit alkotják. A szulfidok finomkristályosak. A galenit és szfalerit szemcsék xenomorfak, a pirit framboidális, vagy akár hipidiomorf megjelenésű is lehet, a barit xenomorf, maximum 20 µm-es szemcsékből áll és a maradék teret tölti ki. Az epigén (3) érc típus (ELTE1, ELTE2, ELTE3, ELTE4) szintén karbonátos kőzetben van jelen. A kőzetalkotó ásványok a kalcit, dolomit és más magnéziumtartalmú karbonátásványok; magnezit, valamint ankerit, ahogy ez a 16. ábrán is látszik.



16. ábra. A zónás Mg-tartalmú karbonátok BSE képe. (mus: muszkovit, Mgank: Mg-ankerit, ank: ankerit, sid: sziderit, ap: apatit, dol: dolomit)

A domináns ércásványok, mint a szfalerit, a galenit és a pirit, a breccsa mátrixaként jelennek meg. A barit ebben az esetben is a maradék teret tölti ki. Jelentős eltérés, hogy ezüst-szulfidokat is találunk ebben a típusban, melyek vagy zárványként fordulnak elő, vagy önállóan megjelenő, xenomorf, 15-30 µm-es kristályokat alkotnak.

4.4. SEM-EDS megfigyelések

A mintákon végzett SEM megfigyelések célja egyrésről az ásványparagenezis részletesebb megismerése, másrésről a megjelenő ásványok főelem összetételéről való információ nyerés volt.

A korábban megfigyelt ásványokon túl az ELTE 9 mintában kloritot, az ELTE 6 mintában Zn-tartalmú rétegszilikátot, az ELTE 2 mintában fakóércet, az ELTE 3 mintában a galenithez kötődő ezüstsulfidot, az ELTE 7-es mintában kalkopiritet azonosítottam. A karbonátok összetételéről is információt szereztem, a mérések eredményeként sziderit, ankerit, dolomit és smithsonit jelenlétét igazoltam. Méréseim alapján a piritben jellemzően Zn- és As-tartalom figyelhető meg a Fe és S-en kívül. A szfalerit vastartalma mindig alacsony, a (3) típusból származó minták esetében lehet 1 mol% FeS-nél nagyobb érték (ld. 3-as táblázat).

3. táblázat. A mért szfalerit S, Fe, és Zn tartalma.

		S	Fe	Zn	TOTAL	FeS mol%
ELTE1	sph1	31,66	4,08	64,27	100	6,92
	sph2	31,98	4,68	63,35	100	7,96
ELTE10	sph	32,84	0	67,16	100	0,00
ELTE4	sph	32,1	1,52	66,38	100	2,61
ELTE6	sph	33,11	0,12	66,78	100	0,21

4.5. EPMA eredmények

A mikroszondás vizsgálatra a szfalerit összetételének kvantitatív megismerése céljából került sor. E mérés során nemcsak a vastartalmat, de az egyéb nyomelemtartalmat is igyekeztünk azonosítani. Egyelőre csak a (3) érc típusból állnak rendelkezésemre adatok. Ezek alapján látszik, hogy a vizsgált ásványszemcsék a műszer kimutatási határai felett nem tartalmaznak arzént, galliumot és bizmutot, de mangán és réztartalom is csak elvétve, kis mennyiségben (200 ppm alatt) fordul elő. A szfalerit jellemzően alacsony vastartalmú (5 t% alatt), és mindig tartalmaz maximum 0,5 t% kadmiumot és higanyt, valamint az elemzések egy részében maximum 550 ppm antimont (ld. 4. táblázat).

4. táblázat. Az EPMA mérések eredményei.

nr	Comment	Fe	Mn	Sb	As	Ga	Zn	Cu	Co	Bi	Cd	S	Hg	Total	FeS mol%
.	det. lim.	0,0094	0,0101	0,0143	0,0417	0,029	0,0158	0,0136	0,0088	0,0229	0,0218	0,0074	0,0318		
1	ELTE1 sph1	0,045	b.d.l.	n.a.	b.d.l.	n.a.	65,535	b.d.l.	n.a.	n.a.	0,073	30,979	0,232	96,865	0,080273
2	ELTE1 sph2	3,728	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	62,366	0,016	b.d.l.	b.d.l.	0,127	31,623	0,124	97,987	6,533284
3	ELTE1 sph3	3,171	b.d.l.	0,024	b.d.l.	b.d.l.	62,506	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,282	31,136	0,159	97,279	5,59247
4	ELTE1 sph4	1,851	b.d.l.	0,016	b.d.l.	b.d.l.	63,993	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,252	31,855	0,169	98,141	3,268212
5	ELTE1 sph5	1,656	0,013	0,035	b.d.l.	b.d.l.	64,451	0,014	b.d.l.	b.d.l.	0,299	31,648	0,041	98,164	2,91262
6	ELTE4 sph1	4,766	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	61,971	b.d.l.	0,015	b.d.l.	0,158	32,177	0,035	99,131	8,248863
7	ELTE4 sph2	0,68	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	65,618	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,364	31,215	0,241	98,124	1,194887
8	ELTE4 sph3	1,678	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	65,159	b.d.l.	0,011	b.d.l.	0,339	32,573	0,17	99,931	2,918127
9	ELTE4 sph4	1,865	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	64,447	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,411	32,385	0,418	99,526	3,265213
10	ELTE4 sph5	2,508	b.d.l.	0,055	b.d.l.	b.d.l.	64,239	b.d.l.	0,011	b.d.l.	0,184	31,798	0,129	98,924	4,36403
	b.d.l. - kimutatási határ alatt			n.a. - nem elérhető			adatok tömeg%-ban								

5. Diszkusszió

A sztratiform, feltételezhetően SEDEX érc típus karbonátos aleurolit rétegekben, lencséként jelenik meg Rudabányán, a közetalkotó ásványok kvarc, rétegszilikátok és dolomit. A kvarc szemcsék 10-150 μm méretűek, alakjuk xenomorf, a rétegszilikátok 10 μm -nél nem nagyobb nyúlt szemcséket alkotnak. A szulfid lencsék sávos szövettel rendelkeznek, melyek képlékeny deformáción estek át, ezt gyűrt szerkezetükben és budinázsokban figyelhetjük meg bennük. A lencséket szulfid ásványok; pirit, szfalerit, galenit, továbbá szulfátként barit alkotják. A szulfidok közül főként a szfalerit és a galenit finomkristályosak, szemcseméretük jellemzően 10 μm -t körüli, ennél nagyobb csak a pirit esetében lehet. A galenit és szfalerit szemcsék xenomorfak, a pirit framboidális, vagy akár hipidiomorf megjelenésű is lehet, a barit xenomorf, maximum 20 μm -es szemcsékből áll és a maradék teret tölti ki. A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok során megállapítottam, hogy a szfaleritben vas csak igen alárendelt mennyiségben jelenik meg (0-0,12 t%).

A feltételezett MVT érc típus karbonátos közetben van jelen. A közetalkotó ásványok a következők: zónás, euhedrális, néha ikres, 20 μm szemcseméretű kalcit, dolomit, és más magnéziumtartalmú karbonát ásványok; magnezit ill. ankerit. A domináns érc ásványok, mint a szfalerit, a galenit és a pirit barittal együtt, érkitöltésként vannak jelen a befogadó breccsában, de jellemzően a galenit képződése a szfaleritnél tovább tartott (ld. 5. táblázat), ezek mellett szideritet is találunk ebben az érc típusban. A jellemzően xenomorf, durvakristályos galenit és szfalerit, 20-70 μm -es szemcsékből áll. A pirit lehet idiomorf, xenomorf valamint framboidális habitusú is, előbbi alkothat akár mm-es nagyságrendű kristályokat, utóbbiak azonban a 10-100 μm -es szemcsemérettartományba esnek. A barit a maradék teret tölti ki, szemcsemérete ennek megfelelően 10 és 100 μm -es tartományban mozog. Ezüst-szulfidokat is találunk ebben a típusban, melyek vagy zárványként fordulnak elő, vagy önállóan megjelenő, xenomorf, 15-30 μm -es kristályokat alkotnak.

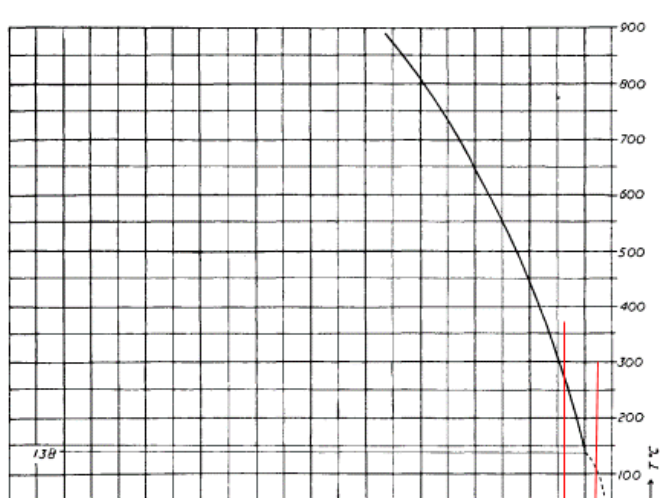
5. táblázat. Az ásványkiválási sorrend.

	Ásványok	Korai	Késői
Mindkét érc típus	szfalerit		
	galenit		
	pirit		
	barit		

A szfalerit pásztázó elektronmikroszkópos, és mikroszonda méréseiből megállapítható, hogy alacsony vastartalmú (átlagosan 2,2 t%, maximum 4,5 t% Fe tartalom), a legalacsonyabb értékek (maximum 1 t%) a sztratiform ércből származnak.

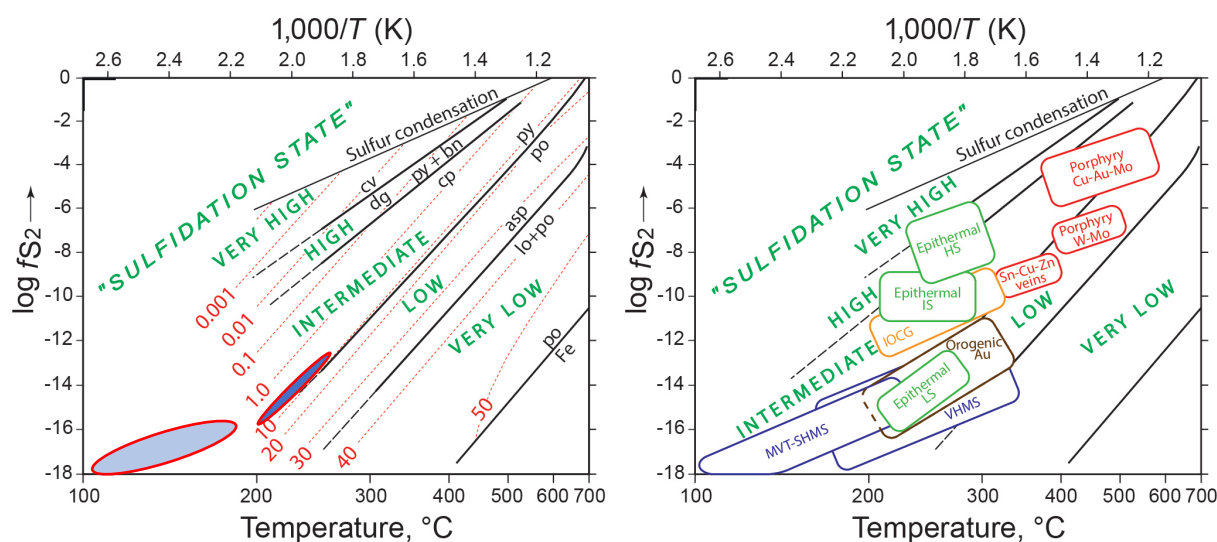
A két érc típus hasonlóságot mutat az ásványparageneziseiket tekintve (ezalól kivételt képeznek a csak a (3)-as típusban megjelenő ezüst tartalmú ásványok) a legnagyobb eltérés – amint a fenti összegzésből is kiolvasható – az ércesedést befogadó kőzetben, a szöveti bélyegeikben és az ásványok szemcseméretében, illetve összetételében mutatkozik. Mindezek alapján eredményeim alátámasztják a korábbi munkák (pl. Földessy et al., 2010, Németh et al., 2013) következtetéseit: az (1) és a (3) érc típus egyértelműen elkülöníthető. Érdekes megfigyelés azonban, hogy mindkét esetben kétféle pirit megjelenését dokumentáltam (framboidális és euhedrális). Bár korábbi források a framboidális morfológia megjelenése esetén egyértelmű biogén közreműködést feltételeztek, az újabb kutatások bemutatták, hogy alacsony hőmérsékletű hidrotermás folyamatok kezdetén, erősen túltelített oldatból is történhet framboidális pirit kiválás (Scott *et al.*, 2009). Esetünkben ezt a kérdést nem tudjuk biztosan eldönteni, de az egyértelmű, hogy a pirit legalább két lépésben, korai, framboidális morfológiával, és késői, euhedrális morfológiával is megjelenik mindkét teleptípus esetén. A másik közös jellemző a két teleptípus esetén az átalakulási termékek ásványparagenezise. Mind az (1), mind pedig a (3) ércesedés esetén megjelent a galenit átalakulási termékeként cerusszit/anglezit, a szfalerit átalakulási termékeként smithsonit, valamint Zn-tartalmú rétegszilikátok.

Az EPMA (és SEM-EDS) mérésekből kapott szfalerit ásványkémiai adatok segítségével megkaphatjuk a szfalerit képződési hőmérsékletét. A szfalerit geotermométerként való használatával többen foglalkoztak az utóbbi évtizedekben (pl. Kullerud, 1954, Scott és Barnes, 1972, Bortnikov *et al.*, 1995, Frenzel *et al.*, 2016). Mivel a vizsgált módszerek többsége magasabb vastartalmú (és így magasabb hőmérsékleten képződött) szfalerit esetén adott megbízható eredményt, vagy olyan nyomelemeken alapszik, amik esetünkben az alkalmazott módszer kimutatási határa alatti mennyiségben voltak jelen, munkámban a legkorábbi, Kullerud (1954) -féle termométert alkalmazom



17. ábra: A szfalerit képződési hőmérsékletének közelítése Kullerud (1954) módszere alapján.

(ld. 10. ábra). Az alkalmazás feltétele, hogy a szfalerittel együtt vas-szulfid (alacsony hőmérsékleten, alacsony vastartalmú szfalerit esetén pirit) is legyen a mintában. Mivel ez a feltétel esetünkben teljesül, így az ásványkémiai adatok alapján a keletkezési hőmérséklet közelíthető. Ennek alapján a (3) érc típusból származó szfalerit szemcsék kb. 100-250°C közötti hőmérsékleten képződtek (a kiugró értékeket nem számolva 2,9-8,2 mol% FeS tartalom volt jellemző). Ezzel szemben az (1) érc típusból származó szfalerit szemcsék (a SEM-EDS mérések tájékoztató értéként elfogadható eredményei alapján) valószínűleg 100°C alatti hőmérsékleten kristályosodtak (maximum 0,2 mol% FeS tartalom). A képződési hőmérséklet, valamint a szfalerit vastartalmának ismeretében a hidrotermás rendszer szulfidizációs foka is kiszámítható



18. ábra: A vizsgált (3) típusú ércesedés szulfidizációs fokának meghatározása, valamint a teleptípusa sorolási lehetőségek bemutatása Fontboté et al. (2017) munkája alapján.

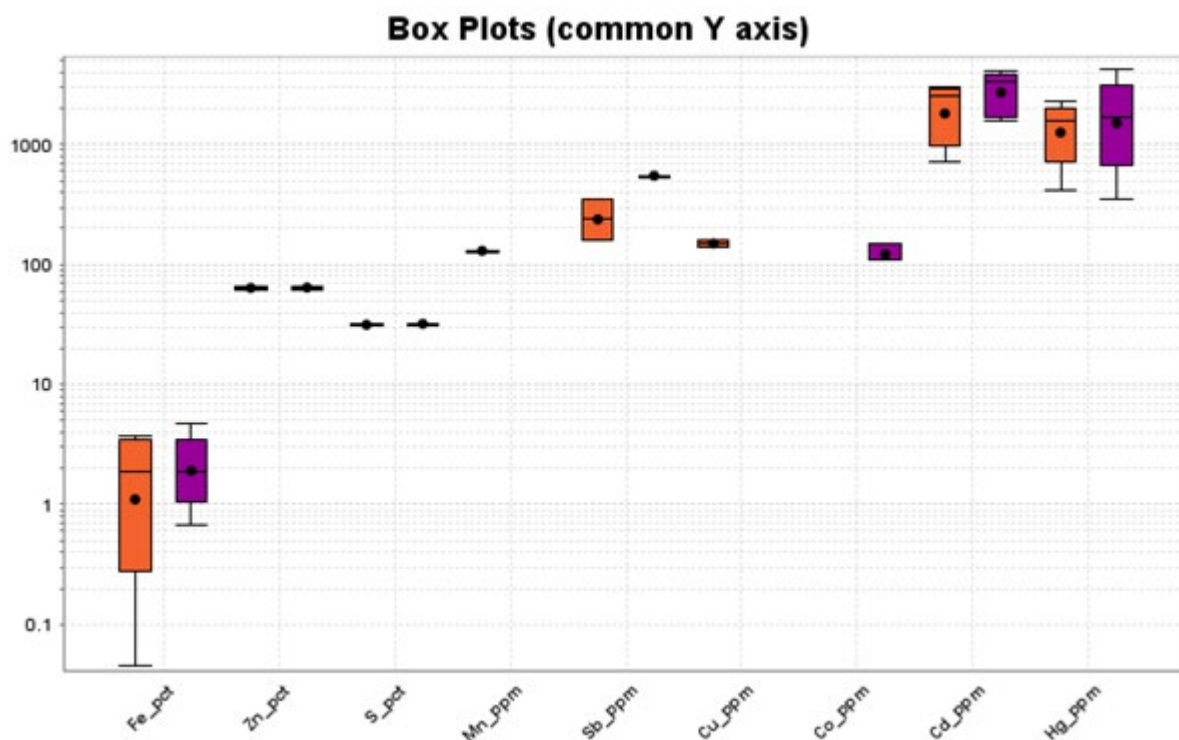
(a 200°C feletti hőmérséklettartományokra, ld. 11. ábra) (Fontboté et al., 2017). A 11. ábrán jelöltem a (3) típusú ércesedés adatait (sötétkék ellipszis a biztosan értelmezhető, 200°C feletti tartományra), ami alapján leolvasható, hogy alacsony/intermedier szulfidizációs fokú a rendszer. Továbbá, világoskék ellipszissel az azonosított alacsonyabb hőmérséklettartományt is feltüntettem. Fentiek alapján tehát az érchozó fluidum jellemzőiről kaptunk fontos új információt, hiszen hőmérsékletét és szulfidizációs fokát is meghatároztuk.

Továbbá, ezek alapján genetikai típusba is sorolható az ércesedés, hiszen a mért adatok az MVT-SEDEX mezőbe esnek (ld. 11. ábra). Mindez megerősíti a korábbi feltételezéseket (Németh et al., 2013), ugyanakkor a bizonytalanságot nem segít kellőképpen eloszlatni.

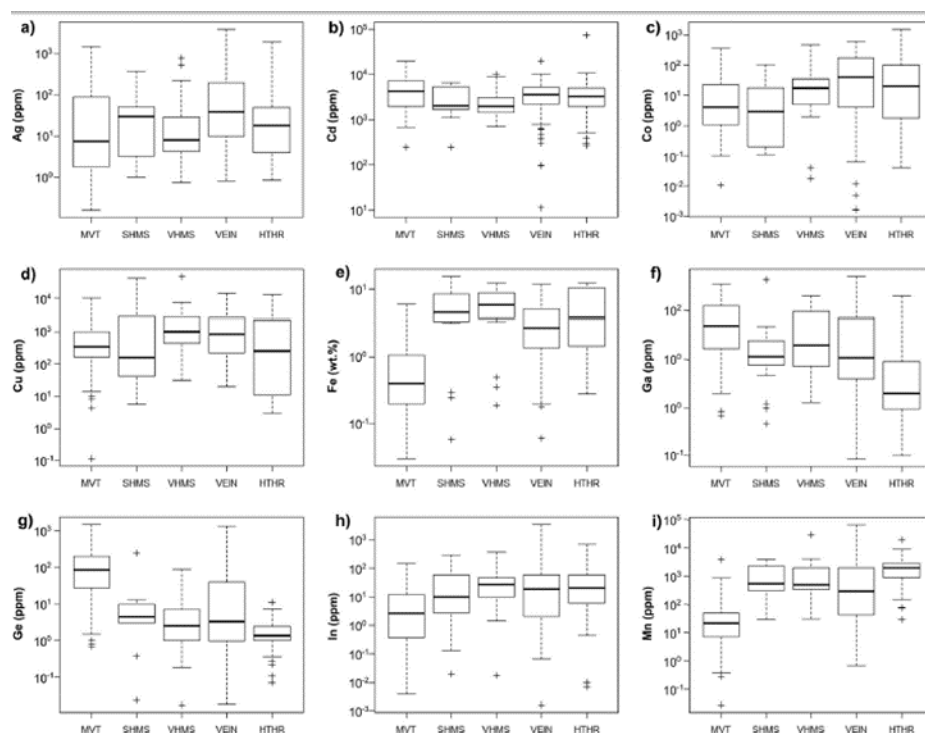
Az MVT s.l. ércesedések fő jellemzői, hogy epigenetikusak, nincs kapcsolatuk magmás rendszerekkel, főként dolomit vagy mészkő befogadó kőzetben jelennek meg, fő ásványegyüttesük: szfalerit, galenit, pirit, markazit, dolomit és kalcit, ritkán barit (Leach et al., 2005). Több altípusa is ismert (MVT s.s., Ír-típus, Skandináv-típus, Alpi-típus), melyek főképp

a geodinamikai környezetben (kollíziós, poszt-kollíziós vagy riftesedő környezet), illetve a megjelenő ércászványok egymáshoz viszonyított arányában) mutatnak különbséget. Platformkarbonátok jellemző ércesedése, gyakran rétegtani szinthez kötött, de lokálisan lehet sztratifonn is. Általában nagy kiterjedésű ércesedések, ércszállító fluidumaik mélymedence fluidumok, 10-30 tömegszázalék sótartalommal, kéregből származó fém és kén utánpótlással rendelkeznek, az ércek képződése döntően 75°C-200°C közötti hőmérséklet intervallumban történik. Leach *et al.*, (2005) az ércesedést meghatározó kontrolltényezőként a vető- és törés-, valamint a breccsazonákat és kőzetbeli változásokat jelöli meg. Ezekben a telepekben az ércászványok lehetnek durva, valamint finomkristályosak, tömeges, vagy hintett szöveti bélyegekkel. A karbonátos kőzet helyén, valamint üreg és telérkitöltőként is megjelenhetnek, az átalakulás breccsásodással, dolomitosodással és befogadó-kőzet lepusztulással jár (Leach *et al.*, 2005). Ezen tulajdonságok döntő többsége a rudabányai (3)-as típusú, polimetallikus ércesedésre is jellemző, általam is felismert jellemvonás, míg az (1) típusú ércesedés szövetileg valamelyest más képet mutat.

Az ásványkémiai megfigyelések azonban további segítséget nyújthatnak. Részletes, a nyomelemekre is kiterjedő EPMA mérések egyelőre csak a (3) típusból állnak rendelkezésre (ld. 12. ábra). Ezeket az adatokat összevetve a Frenzel *et al.* (2016) által publikáltakkal hasznos következtetéseket vonhatunk le. Abban a munkában a különböző érctelep típusokbmegjelenő szfalerit összetételét vizsgálták, és arra jutottak, hogy bár sok átfedés van, bizonyos jellemzők azonosíthatnak/elkülöníthetnek különböző genetikájú érctelepeket.



19. ábra. A vizsgált szfalerit szemcsék összetétele alapján készített box-whisker diagram. Narancssárgával az ELTE1, lilával az ELTE 4 mintából készült mérések adatai láthatóak, a Fe, Zn, S esetében t%-ban, a nyomelemek esetében ppm-ben.

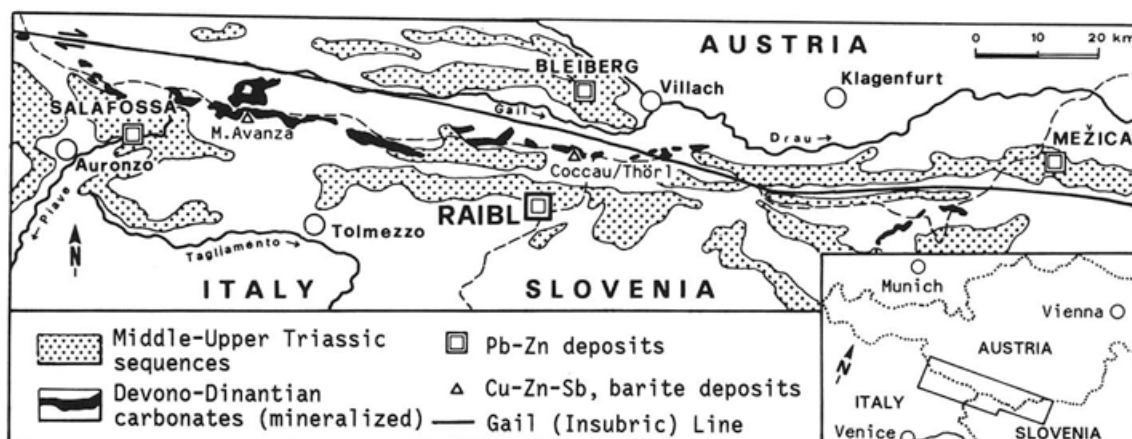


20. ábra: Frenzel et al. (2016) eredményei a különböző genetikájú (MVT, üledékes exhalációs tömeges szulfid, vulkanogén masszív szulfid, teléres, és magas hőmérsékletű hidrotermás kizorításos) ércecsedésekben megjelenő szfalerit összetételéről.

Esetünkben a földtani háttér alapján a SEDEX és MVT elkülönítésére érdemes fókuszálni. A 12. és 13. ábrák összevetése alapján jól látszik, hogy a Cd és Cu tartalom nem járul hozzá ehhez az elkülönítéshez, viszont a Fe, Mn és részben a Co tartalom egyértelműen az MVT-re

jellemző, elkülönülő tartományba esik. A helyenként magas Co tartalom a teléres hidrotermás ércesedések jellemzője is lehet, melyet a szerzők MVT-epitermás átmenetként is értelmeznek, utalva az MVT-t tápláló hidrotermás fluidumok áramlási csatornáira. Így tehát a (3) érc típus korábbi feltételezett genetikai besorolását egyértelműen alá tudjuk támasztani a szfalerit ásványkémiai jellemzői alapján.

Az MVT *s.l.* rokonítás megerősítését továbbá a hasonló korú (triász), szintén karbonátos befogadó kőzetű, hasonló tektonikai helyzetben lévő, tehát a Periadriai-Balaton-vonal-menti



világszerte ismert ún. Alpi-típusú Pb-Zn szulfidérctelepek, mint például Bleiberg, Mežica,

21. ábra: A Periadriai-vonal mentén megjelenő híres MVT *s.l.* (Alpi-típusú) sztratiform Pb-Zn ércesedések (Brigo & Cerrato 1994).

Raibl vagy Salafossa telepeiből nyerhetjük (14. ábra). Ennek érdekében a jövőben érdemes lesz adataimat összevetni a fenti területekről már publikált szfalerit összetételi adatokkal is.

6. Összegzés

A Szilicikum mezozoós tengeri üledékes kőzetei által befogadott Rudabánya a vasércesedéséről ismert, de az újabb kutatások alapján polimetallikus jelleget is mutat. Az öt különböző, egymásra szuperponálódott ércesedése közül kettő szfalerit-tartalmút vizsgáltam dolgozatomban. A korai, sztratiform, feltehetően SEDEX eredetű és a valamelyest későbbi, breccsás-teléres megjelenésű, feltehetően MVT *s.l.* teleptípusba sorolható ércet. Munkám eredményei egyértelműen megerősítik a korábbi feltételezést a teleptípus terén, a korábbiaknál részletesebb EPMA elemzések segítségével a képződési körülmények is rekonstruálhatók váltak. A SEDEX ércei feltehetően 100°C alatti hőmérsékleten képződtek, míg az MVT *s.l.* (Alpi-típusú) ércek valószínűleg 100-250°C-on keletkeztek, egy alacsony-közepes szulfidizációs fokú hidrotermás fluidumból.

7. Absztrakt

A mezozoós tengeri üledékes kőzetek által befogadott Rudabánya a vasércesedéséről ismert, de az újabb kutatások alapján polimetallikus jelleget is mutat. Mai ismereteink szerint az ércesedés több, egymást felülbélyegző esemény során jött létre: (1) korai, rétegtani szinthez kötött Pb-Zn ércesedés; (2) metasztatikus sziderit magasabb rétegtani szinten elhelyezkedő dolomitban; (3) Cu-Pb-Ba-Ag ércesedés a dolomit és a pala kontaktusa mentén; (4) szupergén dúsulás a primer ércek fölött; és (5) fiatal, alacsony hőmérsékletű hidrotermás Hg-As-Sb-Ag dúsulás. A korábbi kutatások által bemutatott, kétféle genetikájú ((1) feltehetően SEDEX és (3) feltehetően MVT) szulfidércesedésre hasonló ásványtársulás jellemző. Az (1) típusúhoz tartozó ásványkiválások főként a pélites-szilicklasztos alsó-triász kőzetekben jellemzőek, míg a (3) típusú ércképződése a vetőzónákhoz köthető, érkitöltő, vagy breccsás lehet. Dolgozatomban a két érc típusra fókuszáltam, mivel a genetikájukkal kapcsolatban számos kérdés merül fel, képződésük körülményeik részleteiben nem ismertek. Terepi megfigyeléseket és fúrómag mintázást végeztem, majd műszeres (átéső- és ráeső fényes mikroszkópia, SEM-EDS és EPMA) vizsgálatokkal próbáltam a Pb-Zn ércek képződési körülményeit rekonstruálni. A makroszkópos és a polarizációs mikroszkópos megfigyelések segítségével a szöveti bélyegek szerint jól elkülöníthető a két ércgeneráció. A rétegtani szinthez kötött (1) érces zónában a galenit és a szfalerit tömeges, durvakristályos megjelenésű, a pirit lehet framboidális, illetve euhedrális is. Szöveti bizonyítékok alapján a pirit végigkísérte az ércesedést, míg a szfalerit korai, a galenit későbbi és a barit a végső kiválási termék. Megfigyelhető a galenit cerusszittá, ill. helyenként a szfalerit smithsonittá alakulása. Meddő ásványként kvarc és különböző rétegszilikátok vannak jelen. A (3) ércesedés galenit és szfaleritje ezzel szemben tömeges, finomszemcsésen jelenik meg, a korai hintett pirit durvakristályos, míg a barit késői térkitöltő fázis. Meddő ásványként zónás karbonátok (dolomit, magnezit, ankerit), kalcit és kvarc fordul elő. A két típusú ásványainak összetételében is eltérés mutatkozik; az (1) típusú szfaleritje alacsonyabb vastartalmú, mint a (3) típusú. A (3) típusú szulfidásványainak korábbiaknál részletesebb EPMA elemzése alapján alátámasztható a korábban feltételezett MVT *s.l.* (ún. Alpi-típusú Pb-Zn) teleptípusba sorolás, illetve a képződési hőmérsékletről (100-250°C) és a rendszer szulfidizációs fokáról is információt szerezhetünk.

8. Irodalomjegyzék:

- Brigo, L., & Cerrato, P. (1994.). Trace Element Distribution of Middle-Upper Triassic Carbonate-Hosted Lead-Zinc Mineralizations: The Example of the Raibl Deposit (Eastern Alps, Italy). Ebben: Fontboté, L., Boni, M. (eds) *Sediment-Hosted Zn-Pb Ores. Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, vol 10. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-03054-7_11
- Császár G. (2005). Magyarország és környezetének regionális földtana I. Paleozoikum-paleogén *ELTE Eötvös Kiadó*, 328
- Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Danyushevsky, L., Saini-Eidukat, B., & Melcher, F. (2009). Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73/16, 4761–4791 <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.05.045>
- Fontboté, L., Kouzmanov, K., Chiaradia, M., & Pokrovski, G. S. (2017). Sulfide Minerals in Hydrothermal Deposits. *Elements*, 13/2, 97–103 <https://doi.org/10.2113/gselements.13.2.97>
- Földessy J., Németh N., & Gerges A. (2010). A rudabányai színesfém-ércesedés újrafuttatásának előzetes földtani eredményei. *Földtani Közlöny*, 140/3, 281-292
- Frenzel, M., Hirsch, T., & Gutzmer, J. (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, 52–78 <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.017>
- Henjes-Kunst, E., Raith, J. G., & Boyce, A. J. (2017). Micro-scale sulfur isotope and chemical variations in sphalerite from the Bleiberg Pb-Zn deposit, Eastern Alps, Austria. *Ore Geology Reviews*, 90, 52–62 <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.10.020>
- Herlec, U., Spangenberg, J. E., & Lavrič, J. V. (2010). Sulfur isotope variations from orebody to hand-specimen scale at the Mežica lead–zinc deposit, Slovenia: A predominantly biogenic pattern. *Mineralium Deposita*, 45/6, 531–547 <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0290-y>
- Hofstra, A.H., Korpás L., Csalagovits I., Johnson, C.A. & Christiansen, W.D. (1999). Stable isotopic study of the Rudabánya iron mine, a carbonate-hosted siderite, barite, base-metal sulfide replacement deposit. *Geologica Hungarica, Series Geologica* 24, 295–302
- Kovács, S., Less, Gy., Piros, O., Réti, Zs. & Róth, L. (1989). Triassic formations of the Aggtelek-Rudabánya Mountains (NE Hungary). *Acta Geologica Hungarica* 32/1-2, 31–63
- Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelley, K. D., Large, R. R., Garven, G., Allen, C. R., Gutzmer, J., & Walters, S. (2005). Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits: A Global Perspective. In J. W.

- Hedenquist, J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb, & J. P. Richards, *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/AV100.18>
- Less Gy. (2000). Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek-Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians – a review, *Slovak Geological Magazine*, 6/2-3, 260-268
- Molnár, Z., Kiss, G. B., Molnár, F., Váczi, T., Czuppon, G., Dunkl, I., Zaccarini, F., & Dódon, I. (2021). Epigenetic-Hydrothermal Fluorite Veins in a Phosphorite Deposit from Balaton Highland (Pannonian Basin, Hungary): Signatures of a Regional Fluid Flow System in an Alpine Triassic Platform. *Minerals*, 11/6, 640 <https://doi.org/10.3390/min11060640>
- Nagy B. (1982). A rudabányai ércesedés összehasonlító ércgenetikai vizsgálata. 14., Magyar Állami Földtani Intézet, Évi jelentés 1980-ról, 45-58
- Németh, N., Földessy, J., Kupi, L., & Iglesias, J. G. (2013). Zn-Pb mineralization types in the Rudabánya ore bearing complex. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 8/1, 47-58
- Németh, N., Földessy, J., & Turi, J. (2017). Ore geology of the copper sulfide mineralization in the Rudabánya ore-bearing complex. *Central European Geology*, 60/1, 53–72 <https://doi.org/10.1556/24.59.2016.005>
- Németh, N., Kasó, A., & Földessy, J. (2012). Sphalerite indications in the Aggtelek Mts., *Geosciences and Engineering*, 1/ 1, 255–260.
- Pantó G. (1956). A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése, *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 44/2, 329–637
- Pimminger, M., Grasserbauer, M., Schroll, E., & Cerny, I. (1985). Trace element distribution in sphalerites from Pb?Zn-ore occurrences of the Eastern Alps. *TMPM Tschermaks Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 34/2, 131–141. <https://doi.org/10.1007/BF01081557>
- Szakáll, S. (2001). The Minerals of Rudabánya. *Kőország Kiadó, Budapest*, 176 p.
- Schroll, E. (2005). Alpine type Pb-Zn-deposits (APT) hosted by Triassic carbonates. In J. Mao & F. P. Bierlein (Szerk.), *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge* 175–178. Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_46
- Scott, R. J., Meffre, S., Woodhead, J., Gilbert, S. E., Berry, R. F., & Emsbo, P. (2009). Development of Framboidal Pyrite During Diagenesis, Low-Grade Regional Metamorphism, and Hydrothermal Alteration. *Economic Geology*, 104/8, 1143–1168. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.8.1143>

Scott, S.D., Barnes, H.L. (1972). Sphalerite-wurtzite equilibria and stoichiometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1274-1295.

Szentpétery, I. (1997). Sinistral lateral displacement in the Aggtelek-Rudabánya Mts. (N Hungary) based on thefacies distribution of Oligocene and Lower MioceneFormations. *Acta Geologica Hungarica* 40/3, 265–272

Zelenka T. Kaló J. Németh N. (2005). Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete, Földtani Közlöny, Földtani Közlöny 135/4, 493–511.

6. Táblázat. A karbonátok és a pirit EDS mérési eredményei.

ank			
kV= 20	Angle= 34	B.C.= ,64	
OXIDE	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	1 OXYGENS MDL
MgO	16,44	0,43	0,22 0,563
FeO	14,29	0,30	0,11 0,557
MnO	4,11	0,13	0,03 0,159
CaO	65,16	0,60	0,64 0,367
TOTAL	100,00	0,80	1,00
dol			
kV= 20	Angle= 34	B.C.= ,64	
OXIDE	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	1 OXYGENS MDL
MgO	34,10	0,69	0,42 0,563
FeO	1,78	0,09	0,01 0,557
MnO	1,38	0,07	0,01 0,159
CaO	62,74	0,67	0,56 0,367
TOTAL	100,00	0,97	1,00
Mgank			
kV= 20	Angle= 34	B.C.= ,64	
OXIDE	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	1 OXYGENS MDL
MgO	22,99	0,58	0,30 0,563
FeO	14,73	0,34	0,11 0,557
MnO	2,45	0,10	0,02 0,159
CaO	59,83	0,64	0,57 0,367
TOTAL	100,00	0,93	1,00
sid			
kV= 20	Angle= 34	B.C.= ,64	
OXIDE	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	1 OXYGENS MDL

MgO	13,31	0,47	0,19 0,563
FeO	24,97	0,50	0,20 0,557
MnO	3,32	0,13	0,03 0,159
CaO	58,40	0,69	0,59 0,367
TOTAL	100,00	0,98	1,00
py1			
kV= 20	Angle= 34		
ELEMENT	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	ATOM%
S	51,30	0,35	64,75
Fe	48,29	0,52	35,00
Zn	0,40	0,02	0,25
TOTAL	100,00	0,62	
py2			
kV= 20	Angle= 34		
ELEMENT	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	ATOM%
S	51,54	0,36	64,97
Fe	48,14	0,54	34,83
Zn	0,32	0,02	0,20
TOTAL	100,00	0,65	
kV= 20	Angle= 34		
ELEMENT	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	ATOM%
S	50,89	0,37	64,46
Fe	48,04	0,55	34,93
Zn	0,36	0,02	0,22
As	0,70	0,05	0,38
TOTAL	100,00	0,67	
pyZn			
kV= 20	Angle= 34		
ELEMENT	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	ATOM%
S	51,01	0,32	64,63
Fe	47,31	0,47	34,42
Zn	0,49	0,03	0,30
As	1,20	0,07	0,65
TOTAL	100,00	0,57	
ELTE7			
Znpy			

kV= 20	Angle= 34		
ELEMENT	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	ATOM%
S	51,71	0,37	65,12
Fe	47,86	0,55	34,61
Zn	0,43	0,03	0,27
As	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,00	0,66	
CuASpy			
kV= 20	Angle= 34		
ELEMENT	WEIGHT %	+/- 2 SIGMA	ATOM%
S	50,18	0,35	63,91
Fe	47,53	0,52	34,75
Cu	0,54	0,03	0,35
Zn	0,46	0,03	0,29
As	1,29	0,08	0,70
TOTAL	100,00	0,63	