



Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar

Ásványtani Tanszék

Exhalációs vasérc genetikai vizsgálata a Darnó-hegyen

Tudományos Diákköri Dolgozat

Készítette: Oláh Erika, Földtudományi BSc

Témavezető: B. Kiss Gabriella dr.

Budapest

2014.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	2
2. Kutatástörténet és geológiai háttér	3
2.1 Regionális földtan.....	3
2.2 A Darnó-hegy földtani felépítése és kutatástörténete.....	4
2.3 Exhalatív vasérc.....	7
3. Vizsgálati módszerek.....	8
4. Eredmények	10
4.1 Terepi észlelések.....	10
4.2 A kőzet makroszkópos és mikroszkópos vizsgálata.....	10
4.3 Elektron mikroszondás (EPMA) mérések eredménye	11
4.4 Fluidzárvány vizsgálatok, mikrotermometria.....	12
4.5 Teljes kőzet kémiai elemzés eredménye	15
4.6 Röntgen pordiffrakciós vizsgálat eredménye	15
5. Diskusszió.....	16
6. Összefoglalás	21
7. Köszönetnyilvánítás	22
8. Irodalomjegyzék	23
9. Fotótáblák	26

1. BEVEZETÉS

Az észak-magyarországi Darnó-hegy a Bükki-egység legfelső takarójaként igen komplex földtani felépítésű térség. A főként triász és jura tengeraljzati magmatitokból és kapcsolódó üledékes kőzetekből álló összletben megtalálhatóak még paleozoos és kainozoos üledékes kőzetek is (Kovács *et al.*, 2008). A dolgozatom témájául szolgáló vasérc indikációt először Kiss (1958) írta le, bár ekkor még nem tudott teljes mértékben kielégítő magyarázattal szolgálni az ércesedés genetikájával kapcsolatban, mivel a térség földtani viszonyaira még nem volt teljes mértékben elfogadott modell. Az utóbbi évtizedben a területen lévő kutatások fellendülése után sikerült megválaszolni a fél évszázada nyitva maradt kérdéseket és komplett képet alkotni a terület geológiájáról, valamint sikerült széles körűen elfogadott földtani modellt alkotni (ld. pl. Kovács *et al.* 2010 és a benne található hivatkozások). E szerint a fent leírt képződmények egy akkréciós melanzs komplexum részei, a triász és jura tengeraljzati képződmények a Neotethys különböző fejlődési stádiumait - triász előrehaladott tengeraljzati riftesedés és jura ívmögötti medence felnyílása – képviselik (ld. pl. Kiss *et al.*, 2011, 2012 és a bennük található hivatkozások).

Így az 55 éve leírt ércindikáció genetikáját a földtani háttér ismeretében érdemes újragvizsgálni, melyhez a Kiss (1958) által is használt tradicionális módszereken túl a ma rendelkezésre álló kutatási eszközök is komoly segítségül szolgálhatnak. Vizsgálataim során a terepi munka után makroszkópos, sztereo- és polarizációs mikroszkópos megfigyeléseket végeztem a kőzet arculatának meghatározására, majd kémiai, elektron mikroszondás, fluidzárvány mikrotermometriai és röntgen pordiffrakciós mérésekkel bővítettem az ismeretanyagot. Ezen ismeretek alapján próbáltam meghatározni a tengeraljzati hidrotermás tevékenység fizikai és kémiai paramétereit. Munkám legfontosabb célja tehát a megtalált kőzetminták genetikájának lehető legpontosabb meghatározása és a keletkezési körülmények jellemzése, a feltételezett üledékes exhalációs eredet megerősítése céljából.

2. KUTATÁSTÖRTÉNET ÉS GEOLÓGIAI HÁTTÉR

2.1 REGIONÁLIS FÖLDTAN

A Kárpát (Pannon) - medencét az Alp-Kárpáti-Dinári-hegységrendszer öleli körül, amivel szoros földtani kapcsolatban áll (1. ábra). Aljzatát két nagy szerkezeti egység, az északi részen elhelyezkedő, afrikai eredetű Alcapa és az eurázsiai lemezzel rokonítható Tiszai-egység alkotja, melyek közt a Közép-magyarországi vonal húzódik, amely egy DNy-ÉK-i csapású, több száz kilométeres hosszúságban a medencét átszelő diszlokációs zóna (Csontos, 1995).

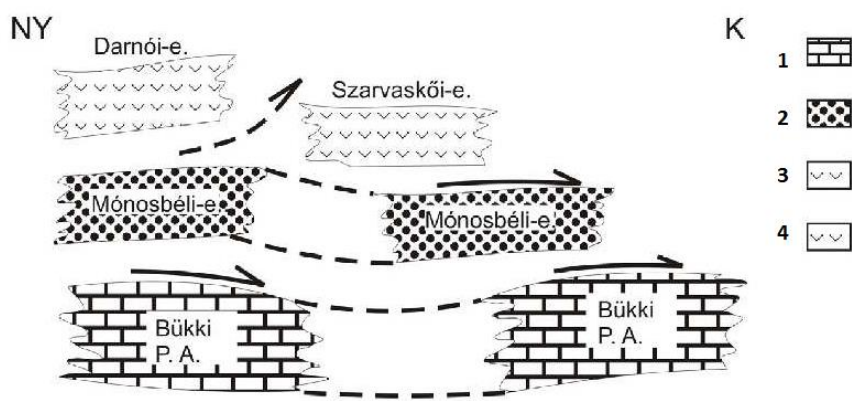


1. ábra - A Bükk-egység helyzete a Kárpát-medencében. A 'D' betű és a négyzet a vizsgált területet jelöli (Kovács *et al.*, 2008) 1 – az alpi lemeztektonikai ciklus kezdetén a Neotethys európai pereméhez tartozó egységek, 2 – a Neotethys ofiolitos komplexuma, 3 – a Pennini-egység és a Külső-Dáciák ofiolitos komplexuma, 4 – Pieniny-szirtöv, 5 – az alpi ciklus flisövei, 6 – a Neotethys adriai (apuliai) peremének egységei, 7 – Drina-Ivanjicai-egység, D = Darnói-egység, ZKD = Zagorje - Közép-Dunántúli-egység

Ez a két mikrolemez csak a földtörténeti közelmúltban, a kainozoikum elején került egymás mellé az alpi hegységképző erők következtében, így a Neotethys-óceán különböző részeit reprezentálják. Az összetett felépítésű Alcapa (Alpi-Kárpáti-Pannon)-egységet Magyarországon a Kelet-alpi egységek, a Veporidák és legnagyobb részt a Pelsoi-egység képviseli. Utóbbi a Magyar-középhegység prekainozoos képződményeit reprezentáló nehezen lehatárolható részegység, melyen belül megkülönböztetjük a Rába-vonal és a Balaton-vonal között található Dunántúli-középhegységi-egységet; a Balaton-vonal és a Közép-magyarországi-vonal között elhelyezkedő Közép-Dunántúli/Szávai-egységet;

továbbá a Gömörikumot, az Aggtelek-Rudabányai-egységet, az észak-magyarországi szigethegységeket (Szendrői-egység és az Upponyi-egység), a Bükki-egységet és a vitatott Zempléni-egységet; mely utóbbiakat Észak-magyarországi-egységként foglalhatjuk össze (Császár, 2005).

Dolgozatom témája a takarós felépítésű Bükki-egységet érinti (2. ábra), melynek részei letről felfelé haladva a következők: a fiatal paleozoos *Bükki Parautochton*, a lejtő fáciesű üledékkomplexummal jellemezhető *Mónosbéli-egység*, a nem teljes ofiolitos sorozatot és kapcsolódó üledékeket tartalmazó *Szarvaskői-egység* és a szubmarin vulkanizmushoz köthető kőzetekkel is rendelkező *Darnói-egység* (Kovács *et al.*, 2008).



2. ábra - A Bükki-egység felépítésének modellje (Kovács *et al.*, 2008) 1 – Bükki Parautochton: triász és jura üledékek, 2 – Mónosbéli-egység: jura üledékes kőzetek, 3 – Szarvaskői-egység: jura intruzív és vulkáni kőzetek, 4 – Darnói-egység: triász vulkáni kőzetek

2.2 A DARNÓ-HEGY FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE ÉS KUTATÁSTÖRTÉNETE

A Darnó-hegy Recsk és Sirok közt található nagyjából 7km² kiterjedésű és legmagasabb pontján 350 méter magas, környezetéből szigetszerűen kiemelkedő domborulat, amely bár földrajzilag a Mátrához tartozik, földtani felépítés szempontjából egyértelműen a Bükk-hegység nyugati részét képezi.

A területre földtani szempontból először a báj-pataki termésvíz hívta fel a figyelmet, amely eredményeképp az XIX. század közepén komoly ércföldtani kutatások indultak meg, bár jelentős bányászat végül nem volt a térségben. Később a recski földtani, szerkezeti kutatások során, az 1970-es évek végén, három darab 1200 méteres fúrás (Rm-131, -135, -136) mélyült a területen. Ezen kutatásoknak akkor nem volt célja a földtani háttér pontos

1. ábra. A Darnó-hegy környékének földtani térképe. J e l e k : 1. holocén erdei nyirok, 2. patakhordalék, kavics, 3. pannóniai (?) homok, 4. piroxéndazit, 5. andezitagglomerátum, 6. „középső” riolitufa, 7. helvėti arcás-chlamos homokkő, 8. helvėti közszcicskő szürke agyag, slir, 9. „alsó” riolitufa, 10. bentonit, bentonitosodott riolitufa, 11. burdigalai alapkonglomerátum, 12. radiarlit- és kovapalatórlemékes vörös agyag kovás fatörzsekkel, 13. kovás vasértörlemék, 14. kovás vasérc, 15. diabáz, 16. középsőtriász, oolitós mészkő, 17. középsőtriász világosszürke (várhegyi) mészkő, 18. ladini (?) radiarlit, kovapala, kovás agyagpala, 19. Felsőpermi mizzias, bitumenes mészkő, 20. Permi agyagpala, 21. érces, karbonátos, kovás erek és telérek

Kiss (1958) a terület földtani viszonyait a kor ismeretei szerint összefoglalva írja le és ábrázolja térképén az ércföldtani vizsgálatainak keretét adva (4. ábra). E szerint a Darnó-hegyen található összepikkelyezett perm-triász képződmények a következők: a Bükk-hegységi analógiára ladininak tekinthető szürke agyagpala és homokkő, továbbá vörös kovapala, melyek a perm-i sötétszürke bitumenes mészkő tektonikus fedőjébe illenek. Említ még egy ősmaradványt nem tartalmazó világosszürke, foltokban sárga ooltos mészkövet, amelynek települése nem világos a rossz feltárási viszonyok miatt, de a Bükk-hegység bizonyos alsó triász mészkőtípusával azonosítható. A publikáció tartalmazza a kréta korúnak vélt Hosszú-völgyi diabáz részletes petrográfiai leírását, míg a harmadkori tagokat csak megemlíti. A báj-pataki rézércesedés mellett ír a Darnó-hegy ÉNy-i szárnyán lévő tengeralatti üledékes exhalációs vasérc előfordulásáról, melyet a bázisos magma FeCl_3 és SiCl_4 exhalációinak tengervízzel való reakció termékének tekint (Fe_2O_3 és SiO_2). Szádeczky ezt a nagy oxidációs fokú képződményt az exhaláció klór és fluor tartalmának

helyi redoxpotenciál növelő hatásának tulajdonítja. Kiss (1958) szerint az érces anyag vegyesen finom és durva szemcsés kvarcból, hematitból és alárendelten goethitből áll, melyek arányának változása hozza létre a számos kovapala változatot a jáspistól a kovás vasércig, melyek tehát ugyanazon genetikai folyamat heteropikus kifejlődéseinek foghatóak fel. Az exhalációs kovás-vasas oldatok kedvező biotópot létesítettek a radioláriák számára, ez eredményezte a kovapala képződését. Ezt a folyamatot - a kréta korúnak vélt diabáztól és a rézértől függetlenül - egy középső triász geoszinklinálisban megindult nagyobb szabású tengeralatti diabáz magma tevékenységgel hozza összefüggésbe, melynek termékei Diósgyőrtől délre széles elterjedésűek.

Az utóbbi évtizedben született meg az a széles körben elfogadott földtani modell (Kovács *et al.*, 2008 és a benne található hivatkozások), mely szerint a Darnó-hegy mezozoos komplexuma két részre osztható; a felső pozícióban lévő hiányos ofiolitos sorozatot (párna bazalt és masszív gabbró) és kapcsolódó mélytengeri üledékeket (vörös radiolarit és pelágikus mészkő, kékesszürke szilikátos pala) tartalmazó Darnói-egységre (s.s.) és az ez alatt található lejtő fációs üledékeket tartalmazó Mónosbéli-egységre. Az itt található prekainozoos üledékes kőzetek nagyrészt abisszális üledékek, így a vörös radiolarit/kovapala és pelágikus mészkő triász (ladini-karni) vagy jura korú (bathi-callovi), míg a kékesszürke szilikátos pala egyértelműen jura korú (callovi).

A régebbi tanulmányok bár általánosan megállapodtak az itt fellelhető bazaltok szubmarin eredetében, mégis ellentmondásos következtetésekre jutottak a kőzetek pontos genetikájával kapcsolatban. Az Rm-135-ös számú fúrás által több száz méter vastagságban feltárt intruzív gabbró és mikrogabbró geokémiai vizsgálatok alapján MOR típusúnak bizonyult, feltűnően magas Ti-tartalommal, továbbá a kormeghatározások adatai alapján középső jura korúnak datálható. Ezzel szemben a bazaltok középső kréta metamorf kort adnak (Józsa, 1999). A bazalt két típusának egyértelmű elkülönítésére a peperites fácies felismerése adta meg a lehetőséget. A triász előrehaladott riftesedéshez kapcsolható a fehér és rózsaszín mandulaköves, jelentős mennyiségű plagioklász, mikrokristályos és üveges anyagot ill. olivin utáni átalakot tartalmazó mésziszap zárványos típus, míg azok a bazaltok, amelyekből hiányzanak a fent említett jellegzetességek, és gazdagok klinopiroxénokban, hasonlóak a Szarvaskői-egységben megjelenő bazaltokhoz és feltételezhetően jura korúak (Kiss *et al.*, 2010, 2012).

2.3 EXHALATÍV VASÉRC

A vas átlagos előfordulása a földkéregben 5,76 t%, így minden olyan előfordulást, amely ehhez képest 3-4-szeres dúsulású, vasércnek nevezhetünk. Alapvetően két típusú elsődleges oxidos előfordulása ismert: a hematit ($\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$) és a magnetit ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$). Nem meglepően vulkanikus kőzetekben gyakoribb a vas két vegyértékű formája, míg az üledékes kőzetekben a hármas vegyérték gyakrabban előfordul (Wedepohl 1969, 1971 és Maynard 1983).

Dill rendszertana (Dill, 2010) négy fő típusba sorolja a vasérc előfordulásokat: magmás eredetű, szerkezethez kötött, üledékes és metamorf folyamatokhoz kötődő előfordulások. Ezek közül a magmás eredetű előfordulások közt ír le egy olyan altípust, amely jellemzőiben leginkább hasonlít az általam vizsgált Darnó-hegyi vasérctípushoz. Az ún. vulkáni-üledékes sorozatokhoz kötődő ércesedés típus példaként hozza fel a németországi Lahn-Dillt, ahol bázisos magmás tevékenység által generált tengeraljzati kigőzölgéses környezetben képződött kovás vasérc található. Az előfordulást erős laterális fácies változással jellemzi, melynek okai a környezet változó Eh, pH ill. hőmérséklet viszonyai, melynek következtében különböző vas-kova arányú ércközetek alakultak ki. Ezeket a lahn-dill-i előfordulásokat 38-45%-os Fe-tartalom, 0,1-0,2% mangán-, 0,16% foszfor- és 0,15-0,6% kéntartalom jellemzi, de az ebbe a típusba tartozó meleg vizes tengeri hévforrások által generált előfordulások jelentős mennyiségű Mn, Ni, Cu, Zn, Ag, Pb és Cd-t is tartalmazhatnak. A típus magyarországi példaként említi a mecseki alsókréta zengővárkonyi vasércesedést (Dill, 2010).

Kiss (1958) a tanulmányában a Darnó-hegyi vasérc indikációról megállapította, hogy a szilikátos vasérc középső triász magmaműködéssel hozható kapcsolatba és tengeraljzati exhalációs terméknek tekinthető. Bár ekkor még nem rokonítja a Lahn-Dill teleppel, később már ahhoz az előforduláshoz hasonlítja a Darnó-hegyi ércindikációt (Kiss, 1982). A hasonlóságot elsősorban a képződmény petrográfiai jellegei alapján állapította meg, így a tengeraljzati folyamatokkal való kapcsolatra csak közvetett bizonyítékokkal szolgált.

3. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

Terepi munkámat a Darnó-hegy északnyugati részén végeztem, ahol céloim szerint megtaláltam a Kiss (1958) térképén feltüntetett helyen lévő exhalációs vasércet.

A gyűjtött minták makroszkópos leírását kézi nagyítóval és sztereomikroszkóppal végeztem, továbbá fotódokumentációt készítettem Nikon D90 fényképezőgéppel.

A közet további mikroszkópos vizsgálatához csiszolatokat készítettem. Az áteső fényes vizsgálatokhoz 30 μ m-es vastagságú, polírozott vékonycsiszolatot készítettem kétkomponensű WEICON típusú műgyantával szabványos (27*46*1,25 mm méretű) üveglemezre ragasztva. A ráeső fényes vizsgálatokhoz 2,54 cm (1 inch) átmérőjű polírozott felületi csiszolatot készítettem, Araldite műgyantába ágyazott ércmintákból. Fluidzárvány vizsgálatok céljára 90-120 μ m vastag, két oldalán polírozott vékonycsiszolatokat készítettem, melyeket Sky Art pillanatragasztóval ragasztottam szabványos üveglemezre. A petrográfiai leírásokhoz Nikon Alphaphot-2 ráeső és áteső fényes vizsgálatokra is alkalmas polarizációs mikroszkópokat használtam. A fluidzárvány vizsgálatokra készült csiszolatok leírását Olympus BH2 mikroszkópon végeztem, míg a mikrotermometriai vizsgálatok során Linkam FT-IR 600 típusú hűthető-fűthető tárgyasztallal felszerelt Olympus BX51 mikroszkópot használtam. A műszer pontossága 0°C felett 1°C, míg 0°C alatt 0,1°C, melynek kalibrációját szintetikus fluidzárványok segítségével végezték. A fluidzárvány vizsgálatok során melegítéssel homogenizációs hőmérsékletet, folyékony nitrogén alkalmazásával történő fagyasztással pedig olvadáspont csökkenést mértem, hogy az anyaoldat tulajdonságairól információkat szerezzek. A mérések során komoly nehézséget okozott, hogy a zárványok általában igen kis méretűek (~5 μ m) voltak, illetve a homogenizáció után gyakran nem tért vissza a gőz fázis, de a metastabil olvadás is jellemző volt. A zárványfluidumot minden esetben NaCl-víz rendszerrel modelleztem, mivel - bár eutektikus pontot nem észleltem - valamennyi esetben a zárványok -50°C-ra megfagytak. A mikroszkópos megfigyelések során a fotódokumentációt Olympus Camedia C-5060 kamerával készítettem.

A felületi csiszolatok közül háromról a Leobeni Egyetem Eugen F. Stumpfl Mikroszkóp Laboratóriumában EPMA műszerrel is készültek mérések, WDS ill. EDS üzemmódban. A méréseket témavezetőm, B. Kiss Gabriella és Federica Zaccarini végezték el. A WDS mérések célja a mintában található hematit szemcsék összetételére (nyomelem-tartalmára)

vonatkozó információk gyűjtése volt, míg az EDS spektrumok segítségével a polarizációs mikroszkópban nem meghatározható ásványfázisokat határoztuk meg. A mérések 10 nA sugáráram és 15 kV gyorsító feszültség mellett készültek. A hematit összetételének mérési eredményeit oxidos formában kaptam meg. A műszer kimutatási határai a vizsgált elemekre: MgO 0,0189 t%, Al₂O₃ 0,0169 t%, Cr₂O₃ 0,0361 t%, MnO 0,0444 t%, FeO 0,0391 t%, ZnO 0,0624 t%, TiO₂ 0,0455 t%, V₂O₃ 0,0374 t%. A detektálási idő 15 s, míg a háttér esetében 5 s volt (kivéve a Zn esetében, ahol ezek a számok 20 s és 10 s voltak).

Az ELTE Ásványtani Tanszékén Siemens SRS3300 Hullámhossz Diszperzív Szekvenciális Röntgen-fluoreszcens Spektrométer (WDXRF) segítségével a minták teljes közet összetételére vonatkozó mérések is készültek. Az általam készített pormintákból bórsav hozzáadásával készültek pasztillák a mérésekhez, melyeket Papp Richárd végzett el. A mérések szcintillációs és proporcionális detektorokkal, 30kV feszültséggel és 100 mA áramerősséggel készültek. A mérési eredmények többnyire csak kvalitatív adatként értékelhetők, mivel a műszer jelenleg tesztelés alatt áll. Az eddigi teszteredmények alapján azonban a főelemek tekintetében a mérések igen megbízhatónak és reprodukálhatónak bizonyulnak. A vizsgálat során duplikát minta is leadásra került a mérési eredmények ellenőrzése végett. A kétségek felmerülésének elkerüléseképp azonban a kapott információkat csak kvalitatív módon használtam fel.

A kémiai vizsgálat további ellenőrzésére, és a hematit-kvarc arány pontosabb meghatározására dezorientált röntgen pordiffrakciós felvétel is készült. A Siemens D-5000 típusú Bregg-Brentano geometriájú diffraktométerrel felszerelt műszer, Θ - Θ üzemmódban működött, Cu K α ($\lambda=0,154178$ nm) sugárzás, másodlagos grafit kristály monokromátor és szcintillációs detektorhasználatával.

Az adatok feldolgozására MS Excel táblázatkezelő szoftvert használtam.

4. EREDMÉNYEK

4.1 TEREPI ÉSZLELÉSEK

A Darnó-hegy egyik Kishegyhez közeli északi gerincén lelhető fel a dolgozatom témájául szolgáló ércindikáció, amelyre Kiss (1958) térképe alapján találtam rá (4. ábra). A helyszín a 24-es számú főút Recsk és Sirok közti szakasza felől részben erdészeti úton keresztül közelíthető meg. A gerinctetőn, helyben álló törmelékben megtalált, vörös színű kovás kőzetet feltárás hiányában nem tudtam a befogadó kőzet kontextusában vizsgálni, az azonban megállapítható volt, hogy a gerinc különböző pontjain egymástól kis mértékben eltérő megjelenésű közettörmelékek fordulnak elő.

4.2 A KŐZET MAKROSZKÓPOS ÉS MIKROSZKÓPOS JELLEMZÉSE

A vizsgált vörös színű kovás minták anyagát főképp finom eloszlású hematit és kvarc alkotja, melyek változó aránya és egyéb szöveti jellegek alapján két fő és egy altípus különíthető el: A *hidrotermás hematitos* típus, mely átmenetet képez a másik típus, a *hematitos kovaüledék* és a Kiss (1958) által leírt exhalációs vasérc között. Az előbbi altípusának határozható meg a hasonló tulajdonságokkal jellemezhető, de *laminált* szövetű változat (I.tábla/A-F).

A hidrotermás hematitos típus mátrixában a kvarc néhány milliméteres, maximum fél centiméteres fészkek formájában fordul elő, továbbá az alapanyagbeli finom eloszláson felül a hematit néhol 4-5 mm-es foltokban finom kristályosan is megjelenik. Ezek sztereomikroszkópos vizsgálata során látható volt a nagyobb, kb. 50 μ m-es kristályok szögletes, pikkelyes alakja (II. tábla/B). A típus áteső fényes polarizációs mikroszkópos vizsgálata során jól megfigyelhető volt, hogy a pikkelyes, durvább kristályos hematit a legkorábban kivált ásványfázis, melyet (részben azzal átfedően) 50-100 μ m-es kvarc és prehnit követ (II. tábla/D). A hematit a kvarcokban sokszor szilárd zárványokként is jelen van, sokszor azok növekedési vonalait kirajzolva. Ilyenkor a legkülső zónában már nem jelenik meg hematit, ill. ezen a kvarcon kívül megjelennek tiszta kvarc kristályok is (II.tábla/E). Az altípus 1-2 mm vastag lemezekkel jellemezhető, enyhén lilásabb árnyalattal, ahol a lemezek váltakozásának oka a kvarc-hematit arány váltakozásában keresendő. Ércmikroszkópban vizsgálva gömbös-vesés struktúrák kirajzolódása is gyakori volt a típus példányaiban (III.tábla/A), illetve észlelhetőek voltak más ásványfázisok is, de

ezek meghatározása főleg méretük és kismértékű előfordulásuk miatt csak a mikroszondás vizsgálatok során volt kivitelezhető. A kövek felszínén megfigyelhető volt mállástermekként a limonit, ami mikroszkópban is néhol látható volt a hematit átalakulási termékeként.

A *hematitos kovaüledékes* típus erezett, felbreccsásított üledékes anyagában az előző típushoz képest kevesebb hematit található, melyet néhány milliméter vastag kvarc erek járnak át, ezekben egyáltalán nem fordul elő a hematit. (III.tábla/C) Láthatóak a mintában 1-3 cm-es üregek, melyeket 1-2 mm-es trigonális prizmás nyúlt kvarc kristályok nőnek körbe. Továbbá a típus egyik példányában áteső fényes polarizációs mikroszkópban megfigyelhetőek 0,1-0,2 mm átmérőjű radiolária vázak és hasonló méretű hosszúkás kovaszivacstűk is. (II.tábla/C)

A helyben álló törmelékben megtalálható volt még egy egyik típusba sem sorolható minta, amelyet a mikroszkópos vizsgálat alapján szinte csak kvarc és prehnit alkot, megközelítőleg egyenlő arányban. (II.tábla/A) Itt a kvarc nagyon finom szemcsés, néhol kalcedon-szerű megjelenésű, míg a prehnit apró kristályos érkítőltések formájában van jelen. Ezek mellett elszórtan kocka alakú pirit szemcsék találhatóak, különböző mértékben limonittá alakulva. (II.tábla/F)

4.3 ELEKTRON MIKROSZONDÁS (EPMA) VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI

A Leobeni Egyetem laboratóriumában 3 mintámról készültek elemzések, mindhárom a *hidrotermás hematitos* típus képviselője, ezek közül egyik a *laminált* altípusé. A mérések célja elsősorban a mintákban található finom kristályos hematit összetételének és nyomelem tartalmának megismerése volt. (III.tábla/B) A vizsgálat alapján megállapítható volt, hogy a mintában lévő hematitokban nyomelemként megjelenik az Al, Mn, V, Ti, Mg és Zn. A mérés során a 15-ből 2 alkalommal biztosan nem hematit került meghatározásra, az egyik esetben mangán-oxid, a másik esetben egy Fe-Ti-oxid összetételű ásvány. A mérések eredményeit az 1. táblázat tartalmazza.

A mérés során a *hidrotermás hematitos* mintában EDS-spektrum alapján további 3 ásványfázis került azonosításra, melyek a prehnit, a barit és egy kalcium és ritkaföldfém tartalmú foszfát fázis (talán apatit vagy monacit, a szemcsék kis mérete, és a zavaró szomszédos fázisok miatt bizonyosan nem eldönthető) (IV. tábla/A-C). Ezek közül a prehnit foltokban a kvarccal és a hematittal együtt, gyakorlatilag szingenetikusán jelenik

meg (III.tábla/D), míg a barit és az apatit-monacit erek mentén vagy kis méretű foltokban, láthatóan utólagos folyamat eredményeként (III.tábla/F).

Minta- szám	K. hat. (t%)	Megjegyzés	0,0189	0,0169	0,0361	0,0444	0,0624	0,0455	0,0374		
			MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	ZnO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Total
D1	1	hematit	0,048	3,583	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,109	101,14	104,880
	2	hematit	0,035	0,838	0,050	0,058	0,070	d.l.a.	0,120	101,52	102,691
	3	hematit	0,021	1,136	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,162	99,59	100,909
	4	hematit	0,031	1,026	d.l.a.	0,106	d.l.a.	d.l.a.	0,071	99,42	100,654
D3	5	hematit	d.l.a.	0,688	d.l.a.	0,361	0,148	0,083	0,072	101,99	103,342
	6	hematit	0,028	1,119	d.l.a.	0,119	d.l.a.	0,108	0,056	100,19	101,620
	7	hematit	0,049	1,126	d.l.a.	0,222	0,089	0,074	0,046	100,51	102,116
	8	hematit	d.l.a.	0,746	d.l.a.	0,190	0,155	0,151	0,033	100,42	101,695
	9	hematit	0,027	0,979	d.l.a.	0,147	d.l.a.	0,199	0,040	99,87	101,262
	10	hematit	0,077	0,077	d.l.a.	0,335	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	100,75	101,239
	11	hematit	d.l.a.	0,831	d.l.a.	0,197	d.l.a.	0,125	0,072	100,76	101,985
	12	hematit	0,018	0,843	d.l.a.	0,268	d.l.a.	0,076	0,087	100,49	101,782
D4	13	hematit	1,875	4,473	d.l.a.	1,660	d.l.a.	1,494	0,192	77,066	86,760
	14	Fe-Ti-oxid	1,767	0,254	d.l.a.	1,721	0,202	23,477	0,236	71,19	98,847
	15	Mn-oxid	1,408	2,257	0,041	61,525	d.l.a.	d.l.a.	0,033	1,209	66,473

1. táblázat - A hematit kristályok összetétele és nyomelem tartalma (d.l.a. – detektálási limit alatt, sötétszürke háttér: mért érték detektálási határon, világosszürke háttér: biztosan nem hematit összetételű ásványfázis) – D1 és D3 minták a *hidrotermás hematitos* típus, míg a D4 a *laminált* altípus képviselői.

4.4 FLUIDZÁRVÁNY VIZSGÁLATOK, MIKROTERMOMETRIA

A rendelkezésre álló mintákból 2 darab vékonycsiszolat készült fluidzárvány mikrotermometriai mérések céljából. Az egyik minta a *hidrotermás hematitos* típust képviseli, míg a másik a *hematitos kovaüledékes* típust reprezentálja. A vizsgálat célja az ércesedést hozó folyamatra vonatkozó információk szerzése a kvarc kristályok képződési körülményeinek megállapításával.

Az első esetben az előzetes petrográfiai vizsgálat során nyilvánvaló volt a kvarc és a hematit viszonya, hiszen utóbbiak szilárd zárványokként is előfordultak a kvarcokban, sokszor azok növekedési vonalait kirajzolva. A második esetben a hematitot tartalmazó

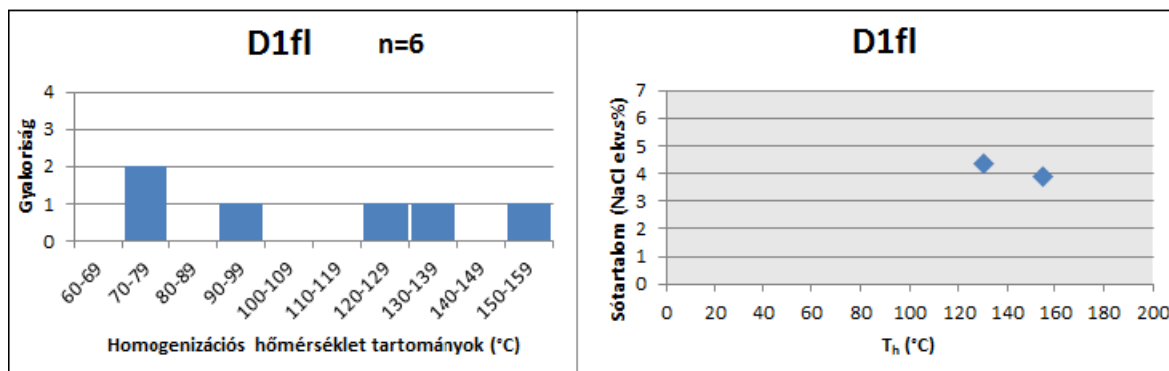
kovás üledékben nem voltak mérésre alkalmas ásványok, ezért a későbbi hidrotermás esemény kvarc ereiben található elsődleges zárványokkal foglalkoztam.

A mintákban található kvarc zárványpetrográfiai szempontból igencsak egységesnek látszott, így a jellemzőket egyszerre taglalom. A szemcsékben sok másodlagos zárványsík található, melyeket feltételezhetően több generáció alkot, de a vizsgálataimnak nem volt célja, hogy ezeket elkülönítsem. Az elsődleges zárványok elkülönítése azok főbb tulajdonságai alapján történt, miszerint önállóan megjelenő vagy másodlagos síktól távol elhelyezkedő ún. zárványfelhőben lévő kisebb csoportosulás tagjai. A kvarc helyenként növekedési zónákat is tartalmazott, melyekben többnyire igen apró ($<1\ \mu\text{m}$) elsődleges zárványok jelentek meg, ám ritkán ilyen környezetben is találtam mérhető elsődleges zárványt. Összességében véve megállapítható volt, hogy egyértelműen elkülöníthető, mérésre alkalmas méretű elsődleges zárványt keveset tartalmaztak a mintáim. Ezek mérete általában $5\text{-}10\mu\text{m}$ közötti és $5\text{-}10\%$ gőz- és $90\text{-}95\%$ folyadékfázist tartalmaztak, alakjukat hosszúkás szögletes vagy kerekded izometrikus forma jellemzi. (V. tábla/A-D) Ezzel szemben a másodlagos zárványok alakja, mérete és fázisarányai generációtól függőek, a kerekded, apró ($\sim 5\mu\text{m}$), egyfázisú zárványoktól a nagyobb ($10\text{-}15\mu\text{m}$), szabálytalan alakú, kétfázisú zárványokig változó volt. (V. tábla/E-F)

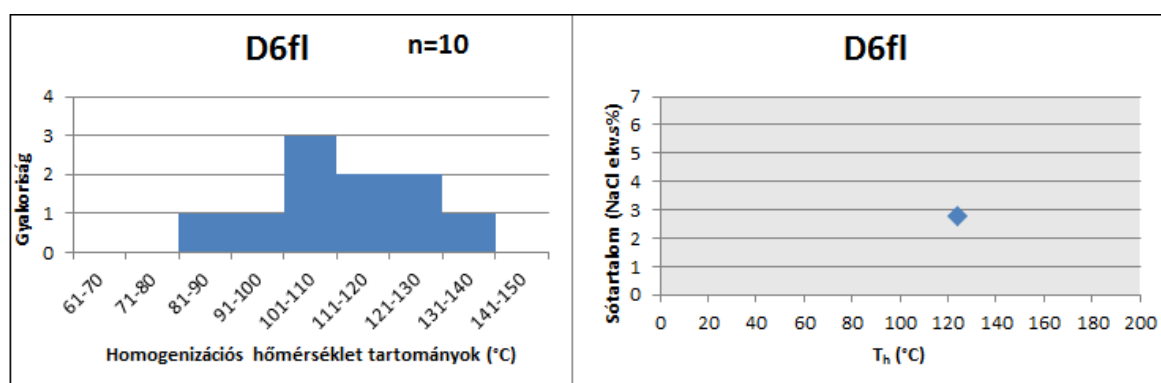
A méréseket az elsődleges zárványok apró méretén kívül nehezítette, hogy a homogenizáció után sok esetben nem tért vissza a gőz fázis a szobahőmérsékletre való visszahűtés után sem, amely problémára a többszöri fagyasztás sem jelentett megoldást. Továbbá a zárványok fagyasztásos vizsgálatokor metastabil olvadás is gondot jelentett, aminek során nem volt jelen a gőz fázis az olvadás során (Roedder, 1981), azaz nem volt lehetőség a zárványfluidum sótartalmának megbecslésére.

A mikrotermometriai vizsgálatok eredményeként elsődleges zárványokban 16 homogenizációs hőmérsékletet és 3 olvadáspont csökkenést sikerült összesen meghatározni a 2 mintában. A homogenizációs hőmérsékletek a *hidrotermás hematitos* mintában 70 és 155°C között (5. ábra), míg a hematitos kovaüledék mintában 88 és 138°C között változtak (6. ábra). Miután ezek a vártnál nagyobb szórást mutattak, ezért további 3-3 homogenizációs hőmérsékletet is mértem még két másodlagosnak határozott érgenerációban. Az egyik érgenerációban $142\text{-}146^\circ\text{C}$, míg a másikban $115\text{-}120^\circ\text{C}$ -os eredményeket kaptam (7. ábra). A zárványfluidumot minden esetben NaCl-víz rendszerrel modelleztem, mivel valamennyi esetben a zárványok -50°C -ra megfagytak, bár eutektikus

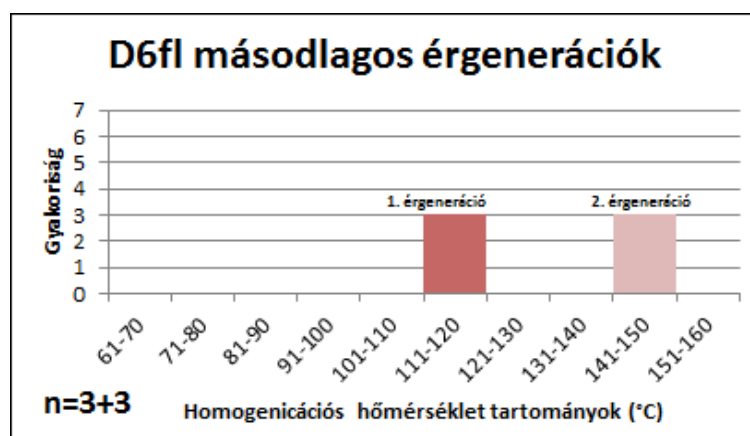
pontot nem észleltem. A *hidrotermás hematitos* mintában két stabil olvadáspont csökkenést sikerült megfigyelnem, míg a másik mintában csak egyet. Az ezek alapján számolt szalinitás értékek 3-4 NaCl ekv.s % körülre esnek (5-6. ábra) (Hall *et al.* 1988 alapján).



5.ábra – A *hidrotermás hematitos* minta fluidzárvány méréseinek eredményei



6.ábra – A *hematitos kovaüledékes* minta fluidzárvány méréseinek eredményei



7.ábra – A *hematitos kovaüledékes* minta 2 másodlagos érgenerációjának homogenizációs hőmérsékletei

4.5 A TELJES KÖZET KÉMIAI ELEMZÉS EREDMÉNYE

A teljes közet kémiai elemzéshez 5 darab porminta (és azokból pasztilla) készült. Ezek négy, kismértékben különböző szövetű és összetételű közetmintából készültek, melyekből három a *hidrotermás hematitos* típust, egy pedig a *hematitos kovaüledékes* típust képviseli, továbbá ez utóbbiból duplikát minta is leadásra került. Az előbbi típushoz tartozó Minta-1 az átlagnál élénkebb vörös színű közet, a Minta-3 a laminált altípust képviseli, míg a Minta-4 jellegzetessége, hogy foltokban szabad szemmel is látható, finom kristályos hematitot is tartalmaz. A hematitos kovaüledéket a Minta-2 és Minta-5 duplikát minták reprezentálják. A vizsgálat célja a közettípusok fő- és nyomelem tartalmának megismerése volt, egyrészt hogy összehasonlíthassam a Kiss (1958) által leírtakkal, másrészt hogy azokon kívül akár további nyomelemeket is meghatározhassunk. Mivel a műszer még tesztelés alatt áll, az eredményeket csak kvalitatív módon használtam fel. Az elemzések szerint a mintákban nagyságrendileg a Fe_2O_3 mennyisége kb 5-10%, a SiO_2 -é pedig 85-95% körül mozog. A nyomelemeket illetően Al, Mg, Mn, Ca, S, K, W, Ti, P és Cu található a mintában.

4.6 RÖNTGEN PORDIFFRAKCIÓS VIZSGÁLAT EREDMÉNYE

A kémiai elemzés ellenőrzése végett dezorientált röntgen pordiffrakciós felvételek is készültek a hematit-kvarc arány minél pontosabb meghatározására. Mindehhez ugyanazt a pormintát használtuk, mint amit a kémiai elemzésekhez. A felvételen a kvarc és a hematit 100-as intenzitású csúcsok alatti területek arányával jól közelíthető a vizsgált ásványfázisok aránya (Dr. Németh Tibor szóbeli közlése, 2013). Ennek eredménye megerősítette a kémiai vizsgálat kvalitatív eredményeit, mi szerint a vizsgált *hidrotermás hematitos* minta *laminált* altípusában, arányaiban kb. 6,5% hematit és 93,5% kvarc található. (VI. tábla)

5. DISZKUSSZIÓ

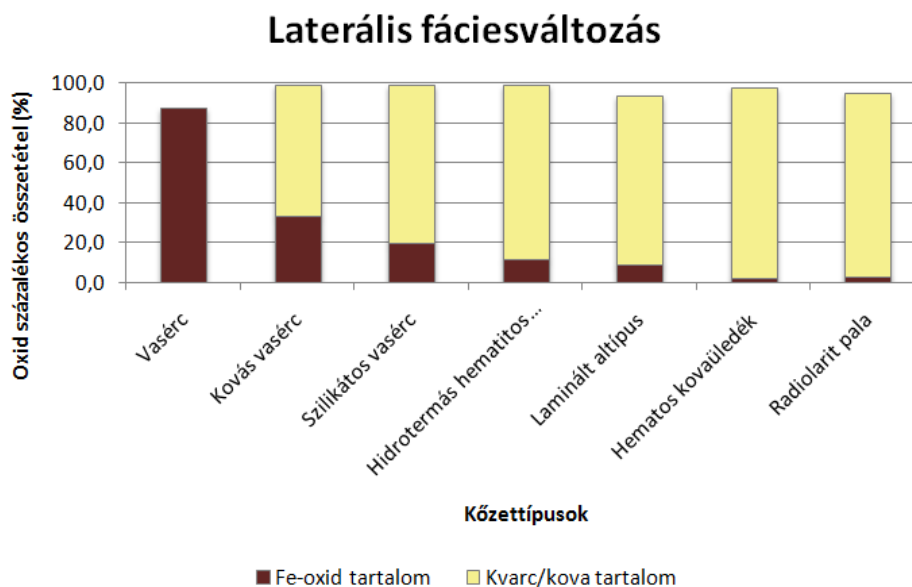
A dolgozatomban témájául szolgáló Darnó-hegyi vasérc indikációt Kiss (1958) írta le először és foglalkozott vele eddig egyedülként. Bár az indikáció néhány későbbi munkában említés szintjén megjelenik (pl. Földessy 1970), igazán részletes jellemzés - eltekintve a Kiss (1958) által leírt mikroszkópos jellemzőktől és főelem összetételi információktól - még nem látott napvilágot. Kiss (1958) e vizsgálatai alapján megállapította, hogy a vasérc tengeraljzati exhalációs terméknek tekinthető és középső triász magmaműködéssel hozható kapcsolatba, ám a földtani háttér ismeretességének akkori bizonytalanságai miatt további következtetéseket nem tudott levonni, ill. számos kérdést nyitva hagyott.

Terepi észleléseim során az ércindikációt nem tudtam a befogadó kőzet kontextusában vizsgálni, mivel a mintáim helyben álló törmelékből származnak. Azonban Kiss (1958) szerint a befogadó kőzet feltételezhetően a ladini radioláriás kovapala, ami ma Dallapusztai Radiolarit Formáció néven ismert (Gyalog *ed.*, 2000). Ennek kristályos alapanyagában radiolária vázak, amorf kovás fészkek és finom eloszlású hematit (és átalakulási termékeként goethit) található, mely utóbbinak a váltakozása hozza létre a számos kovapala változatot a jáspison keresztül egészen a kovás vasércig. Az exhalációs kovás-vasas oldatok kedvező biotópot létesítettek a radioláriák számára, s ez eredményezte a befogadó kovapala képződését (Kiss, 1958).

A gyűjtött minták makro- és mikroszkópos vizsgálatok alapján egy laterális fácies változással jellemezhető sor tagjai, amit a hematit-kvarc arány változásával jellemezhetünk legjobban. A sor disztális végére sorolt mintákban (*hematitos kovaüledékes* típus) mikroszkópos vizsgálatok által megállapíthatóan láthatóan kevesebb hematit van (<5%), ami jellemzően finom eloszlású, alapanyagában radiolária vázak találhatóak, melyek az üledékes eredetre utalnak. Továbbá milliméteres kvarc erekkel átjárt, breccsás szövetű, ami a közetté válás utáni további hidrotermás tevékenységre utal, de ezek az erek már nem tartalmaznak hematitot. A skála másik végén (*hidrotermás hematitos* típus) az alapanyagában finom eloszlású és pikkelyes, egyértelműen hidrotermás eredetű hematitot is tartalmazó, 2-3 milliméter átmérőjű szingenetikus kvarc fészkekkel tarkított szövetű változat található. A kvarc előtti, önálló ásványként, valamint annak szilárd zárványaiként előforduló hematit (akár a kvarc növekedési zónáiban is előfordul), a szemcsék legkülső zónájában már nem található meg, továbbá találunk hematit-mentes kvarcot is, amiből az következik, hogy a kvarc kiválása valamelyest később kezdődött és tovább tartott, mint a

hematit. A mintákban felismert prehnit a hematit kiválása után kezdett kialakulni, de még azzal átfedően. Ezek a megfigyelések egy részről alátámasztják, hogy az általam vizsgált minták befogadó közege is a Kiss (1958) által feltételezett radioláriás kovapala, más részről pedig kiegészítik az általa megfigyelteteket. A munkám során megtalált két csoport ugyanis átmenetet képez a Kiss (1958) által azonosított szilikátos vasérc és a radiolaritpala típus között, továbbá sikerült általa nem megtalált ásványfázisokat is azonosítani (szingenetikus prehnit és Mn-oxidok, ill. epigenetikus barit és Ca-RFF-foszfát). Ezzel nemcsak a rendszer új elemeit ismertük fel, hanem a térbeli viszonyok felismeréséhez is hozzájárultunk; a megtalált minták így beilleszthetők a rendszer disztális zónájába. Az egyetlen kvarc-prehnit-pirit tartalmú minta is elhelyezhető a rendszerben, amennyiben figyelembe vesszük a Dill (2010) által leírt laterálisan gyorsan változó Eh, pH viszonyokat.

A teljes közet kémiai elemzés eredményei tovább pontosítják a fent leírtakat. Bár az eredmények kvalitatívan kezelendők, a röntgen pordiffrakciós vizsgálat által megerősített Fe_2O_3 tartalom alapján a 4.2 fejezetben leírt *hidrotermás hematitos* típus nagyobb vastartalommal (~10 oxid%), míg a *hematitos kovaiüledékes* típus kisebb (~2-3 oxid%) vastartalommal jellemezhető. Ezek alapján beilleszthetők a Kiss (1958) által felállított vasérc, kovás vasérc, szilikátos vasérc és radiolarit pala sorozatába. (8. ábra)



8. ábra – A kvarc-hematit arány változásán alapuló laterális fácies változással jellemezhető kőzettípus sor (Kiss (1958) mintái: vasérc, kovás vasérc, szilikátos vasérc és radiolarit pala)

Megállapítható továbbá, hogy a mangán tartalom egyik esetben sem, ideértve Kiss (1958) méréseit is, haladja meg az 1%-ot, ellenben a vas igen magas értéket is elérhet. Normál tengeri üledékes körülmények között a Fe/Mn arány közelítőleg 1, így az ott képződött üledékes vasércekre is ez jellemző (Bonatti *et al.*, 1971). Mivel esetünkben semmiképpen sem ilyen arány tapasztalható, így a tengeraljzati üledékes folyamatokhoz kötődő keletkezés teljesen elvethető. A minták nyomelem tartalmát illetően nikkelt, kobaltot és krómot nem mutatott ki a kémiai vizsgálat, és réz is csak egy mintában, nyomnyi mennyiségben jelent meg. A szubmarin exhalációs, hidrotermás vasérc telepek esetében ezen elemek mennyisége szintén nagyon alacsony. Összevetve ezt a normál tengeri üledékes sorozatok lelőhelyeinek adataival, ahol lassan rakódtak ki normál tengervízből ezek az oldott anyagok, ott a Ni-Co-Cu-Cr elemek mennyisége általánosan magas, megközelítőleg 1% körül mozog (Bonatti *et al.*, 1972). Ezek a tényezők is alátámasztják a tényt, hogy a vizsgált vasérc indikáció genetikáját tekintve tengeraljzati magmaműködéssel kapcsolatba hozható, exhalációs oldatok termékének tekinthető.

A mintában azonosított nyomelemek eredetének többségét a megfigyelt ásványparagenezis, és azok összetételi jellemzői (ld. az EDS spektrumok és az EPMA mérések) jól magyarázzák (2. táblázat). Ezeket a nyomelemeket Kiss (1958) is meghatározta, ám nem kötötte őket ásványfázishoz, eredetüket nem nyomozta.

Al:	prehnit, hematit
Mg:	prehnit, hematit
Mn:	Mn-oxid, hematit
Ca:	prehnit, apatit-monacit
P:	apatit-monacit
Ti:	Fe-Ti-oxid, hematit

2. táblázat – A minták nyomelem tartalma ásványfázisokhoz kötve

A hematit elemi cellájában nagyon kevés helyettesítés lehetséges. Az alumínium és a titán mennyisége általában közelítőleg 1% körül mozog, míg a króm és a vanádium tartalom jellemzően ettől kevesebb (Gaines *et al.*, 1997). A *hidrotermás hematitos* típus elektronmikroszkopos mérései alapján a mintákban található hematitok értékei ettől részben eltérnek. Alumínium tekintetében bár a legtöbb hematit valóban 1% körüli Al_2O_3 -ot tartalmaz, két esetben ez a szám jóval nagyobb, 3,58 és 4,47%. A titán tartalom viszont jóval alacsonyabb a tipikusnál, így az esetek felében nem is mérhető, egyébként pedig 0,1-0,2% között változik, bár egy kivétel itt is van, 1,5% TiO_2 tartalommal. A króm tartalom

egy esetben 0,05%, egyébként nem mérhető, tehát ebben is szegényebbek a hematitok. A vanádium tartalom mindenhol 0,1% körüli (kivétel egy 0,2%), ami nagyjából megfelel az elvárt értéknek. Továbbá <0,1% MgO, <0,5%MnO és 2-3 mintában ~0,01% körüli ZnO került azonosításra. Megfigyelhető, hogy a kiugró nyomelem tartalmak a laminált altípus mintájából vannak, így ez valamilyen oknál fogva nyomelemekben gazdagabb. Szakirodalom hiányában ezekből az EPMA mérésekből egyelőre több következtetés nem vonható le, de az egyértelműen megállapítható, hogy a hematitok nyomelem tartalma szignifikáns, így mindenképpen érdekes jövőbeli kutatási irányvonalat jelöl ki.

A fluidzárvány mikrotermometriai vizsgálatok minimum keletkezési hőmérséklet és becsült szalinitás adatai alátámasztják a fent megfogalmazottakat. A két vizsgált minta a petrográfiai megfigyelések alapján különböző genetikájú kvarcot tartalmaz. Míg a *hidrotermás hematitos* mintában a kvarc képződése egyértelműen a hematit keletkezésével egyidős is lehetett, addig a *hematitos kovaüledékben* a kvarc egyértelműen utólagos erek formájában jelenik csak meg. Mind a hidrotermás átmeneti és a még inkább disztálisnak mondható kovaüledékes minták kvarc ereiből alacsony minimum keletkezési hőmérsékletek adódtak (70-155°C és 88-138°C). Bár az adatoknak nagy a szórása, ez azzal jól magyarázható, hogy egy gyorsan hűlő rendszerben akár egy kvarc szemcsén belül, vagy két kvarc szemcse között is nagy keletkezési hőmérsékleti különbségek lehetnek. Ezzel szemben az ellenőrzésképpen megvizsgált másodlagos zárványok igen szűk minimum keletkezési hőmérséklet tartományt jeleznek, ami láthatóan eltérő, tartósabban állandó hőmérsékletű folyamatokra utal. Fontos megjegyezni, hogy ezek az adatok csak minimum keletkezési hőmérsékletek, melyeket független nyomás becslési módszerrel kellene korrigálni, hogy pontos hőmérsékleti adatokat kapjunk, de jelen esetben ez sajnos nem áll rendelkezésre. Amennyiben figyelembe vesszük, hogy a vizsgált hidrotermás rendszerre csak a ránehezedő vízoszlop nyomása hatott (hiszen tengeraljzati folyamatról beszélünk), látható, hogy a várható hőmérsékleti korrekció csak kis mértékben befolyásolná a keletkezési hőmérsékletet. Számolva például egy hipotetikus 3000 méter körüli vízmélységgel, körülbelül 15°C-ot emelkedne a keletkezési hőmérséklet a homogenizációs hőmérséklethez képest (Bodnár és Vityk, 1994), de az adatok szórása miatt ez jelentősen nem változtat az eredményen. A sótartalom becslések a *hidrotermás hematitos* mintára 3,87-4,34% NaCl ekv.s%-ot adtak, ami a tengervíz átlagos sótartalmától (Kennett, 1982) kicsit töményebb anyaooldatot feltételez, így ez is alátámaszthatja, hogy a hidrotermás fluidum forrása a cirkulációs rendszerben megtett útja során kis mértékben betöményedett

tengervíz lehetett. Ezzel szemben a disztális minta utólagos kvarc ereiből becsült szalinitási adat 2,74% NaCl ekv.s%, ami tengervíz alatti sótartalmat jelent. Ez alátámasztja a két minta különböző megjelenésű kvarcainak különböző genetikáját, és egyben ez utóbbi típus utólagos eredetét.

A fent leírtak alapján bizonyításra került a vizsgált vasérc indikáció tengeraljzati magmatizmusához köthető üledékes exhalációs (SEDEX) eredete, ami jól illeszkedik a földtani modellbe, hiszen a riftesedés korai szakaszához kötődően jellemző a vastartalmú SEDEX telepek megjelenése is (Bonatti *et al.*, 1972; Boström *et al.*, 1979). A kapott eredmények így a Darnó-hegyi melanzsban megjelenő számos különböző ércindikáció egymáshoz való viszonyainak jobb megértését is szolgálják.

6. ÖSSZEFOGLALÁS, KONKLÚZIÓK

Az észak-magyarországi Darnó-hegy területe bonyolult földtani felépítésű komplexum, melyre az utóbbi évtizedben sikerült csak széles körben elfogadott geológiai modellt alkotni (ld. pl. Kovács *et al.* 2008, és a benne található hivatkozások). Ércindikációit Kiss (1958) írta le több mint fél évszázaddal ezelőtt. Ekkor megállapította, hogy a megjelenő szilikátos vasérc középső triász magmaműködéssel hozható kapcsolatba és tengeraljzati exhalációs terméknek tekinthető, melynek alátámasztására számos mikroszkópos vizsgálatot és kémiai elemzést is végzett, de a földtani háttér pontos ismerete nélkül további következtetésekre nem jutott, ezért történt most meg az ércesedés modern eszközökkel való újra-vizsgálata.

Munkám egyik fő eredményeként a gyűjtött mintákból makro- és mikroszkópos vizsgálatok és a teljes közet kémiai elemzés alapján elkülönítettem egy *hidrotermás hematitos* és egy *hematitos kovaüledékes* típust, melyek jellemzőik alapján jól beilleszthetők a Kiss (1958) által meghatározott fácies sorozat disztális zónájába, kiegészítve az általa megfigyelteket. A főleg kvarcból és hematitból álló közetben e Kiss (1958) által felismert fázisokon túl az elektronmikroszondás mérések során mangán-oxid, barit és egy Ca-RFF-tartalmú foszfát került azonosításra, továbbá meghatározásra került a hematitok gazdag nyomelem tartalma (Al, Mn, V, Ti, Mg, Zn) is. Ezen megfigyelések jól magyarázzák a közet kémiai összetételének vizsgálatakor tapasztaltakat, ill. ez utóbbi vizsgálattal együtt alátámasztják, hogy a vasérc kialakulása nem tengeraljzati üledékes folyamatokhoz köthető. A hematittal szingenetikus, fejlett kristályos, víztiszta kvarc alkalmas volt fluidzárvány mikrotermometriai mérésre, aminek eredményeképpen kapott minimum keletkezési hőmérsékletek és szalinitási adatok (70-155°C és 4% körüli NaCl ekv.s%) alátámasztják egyrésről a disztális, gyorsan hűlő környezetet, illetve a dúsult tengervíz eredetű hidrotermás anyaoldat megjelenését. Ezek alapján bizonyítást nyert a SEDEX folyamatokhoz kötődő eredet, mely nemcsak részleteiben jellemzésre került, de jól beilleszthető a terület földtani modelljébe, és a Neotethys triász riftesedéséhez köthető.

Mindent egybevéve, sikerült megtalálni a dolgozat céljaul kitűzött ércindikációt és megerősíteni ennek üledékes exhalációs eredetét. A fellelt mintákból továbbá megállapításra került, hogy egy laterális fácies változással jellemezhető előfordulás disztális zónájába illeszthetők. Ennek okán további kutatási irányvonal lehet az ércesebb példányok felkutatása és vizsgálata a genetika és a térbeli modell pontosítása érdekében.

7. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton szeretném kifejezni köszönetemet mindazoknak, akik segítségével ez a munka nem jöhetett volna létre.

Hálás köszönettel tartozom témavezetőmnek, B. Kiss Gabriellának lelkiismeretes munkájáért, hogy a terepi észlelésektől fogva, a vizsgálati módszerekről való konzultációkon át a dolgozat végső formába öntéséig segítette munkámat, továbbá külön köszönet illeti, hogy rám bízta ennek az érdekes témának a kidolgozását.

Köszönet illeti Dr. Frederica Zaccarinit a Leobeni Egyetemen elvégzett EPMA vizsgálatok lehetővé tételéért, amiért köszönet illeti témavezetőmet is, a mérések elvégzéséért. Köszönöm Papp Richárdnak az XRF vizsgálatok elvégzését és kiértékelését, illetve Tóthné Király Juditnak az XRD mérés elvégzését. Hálás vagyok Dr. Sente Istvánnak az őslénytani konzultációban nyújtott segítségéért és Dr. Németh Tibornak az XRD mérések kiértékelésében nyújtott segítségért.

Köszönet illeti az Ásványtani Tanszék munkatársait, szakdolgozóit és doktoranduszait, türelmükért és támogatásukért külön kiemelve Rábl Erzsébetet a minta előkészítésben való segítségéért, Molnár Zsuzsát és Takács Ágneszt a hasznos tanácsaikért és egyéb segítségükért.

Végül, de nem utolsó sorban hálás vagyok szüleimnek, páromnak és barátaimnak sokrétű támogatásukért.

A kutatás elvégzését az Osztrák-Magyar Akcióalapítvány 85öu11 számú projektpályázata (B. Kiss G. és F. Zaccarini) támogatta.

8. IRODALOMJEGYZÉK

- BODNAR R. J. ÉS VITYK M. O. (1994): Interpretation of microtermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. in Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Application, De Vivo B. and Frezzotti M. L., eds., pub. by Virginia Tech, Blackburg VA, p. 117-130.
- BONATTI E., FISHER D. E., JOENSUU O. ÉS RYDELL H. S. (1971): Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorous, uranium and thorium in deep sea sediments: *Geochim et Cosmochim. Acta*, v. 35, p. 189-201.
- BONATTI E., FISHER D. E., JOENSUU O., RYDELL H. S. ÉS BEYTH M. (1972): Iron-Manganese-Barium Deposit from the Northern Afar Rift (Ethiopia), *Economic Geology*, v. 67, p. 717-730.
- BOSTRÖM K., RYDELL H. ÉS JOENSUU O. (1979): Långban – An Exhalative Sedimentary Deposit?, *Economic Geology*, v. 74, p. 1002-1011.
- CSÁSZÁR G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, p. 141-142, 173-173.
- CSONTOS L. (1995): Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: A review. *Acta Vulcanologica*, v. 7/ 2, p. 1-13.
- DILL H. G. (2010): The „chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminium to zirconium – *Earth-Science Reviews*, v. 100, p. 1-420.
- FÖLDESSY J. (1970): A Darnó-hegyi bázisos magmás kőzetek ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata. szakdolgozat, ELTE TTK, Budapest, kézirat
- GAINES R.V., SKINNER H. C. W., FOORD E. E., MASON B., ÉS ROSENZWEIGA. (1997 ed.): Dana's new mineralogy. New York, John Wiler&Sons Inc., 1819, p. 217-220.
- GYALOG L. (2000 ed.): Új rétegtani egységek bevezetésére (ill. módosítására) tett javaslatok, MÁFI, kézirat.
- HALL D. L., STERNER S. M. ÉS BODNAR R. J., (1988): Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, v. 83, p. 197–202.

- JÓZSA S. (1999): A Darnó-hegyi óceánaljzati magmás kőzetek petrológiai-geokémiai vizsgálata. doktori értekezés, ELTE-TTK, Budapest, kézirat.
- KISS G., MOLNÁR F., †KOVÁCS S. ÉS PALINKAŠ A. L. (2010): Field characteristics and petrography of the advanced rifting-related Triassic submarine basaltic blocks in the Jurassic mélangé of the Darnó Unit. *Central European Geology*, v. 53/2-3, p. 181-204.
- KISS G., MOLNÁR F., KOLLER F. ÉS PÉNTEK A. (2011): Triassic advanced rifting related and Jurassic ophiolite-like magmatic rocks in the Bükk Unit, NE-Hungary – An overview. *Mitteilungen Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, v. 157, p. 43-69.
- KISS G., MOLNÁR F., PALINKAŠ A. L., †KOVÁCS S. ÉS HORVATOVIĆ H. (2012a): Correlation of Triassic advanced rifting-related Neotethyan submarine basaltic vulcanism of the Darnó Unit (NE-Hungary) with some Dinaridic and Hellenidic occurrences on the basis of volcanological, fluid-rock interaction, and geochemical characteristics. *International Journal of Earth Sciences*, v. 101/6, p. 1503-1521.
- KENNETT J. P. (1982): *Marine Geology*. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., p. 813.
- KISS, J. (1958): Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnó-hegyen. *Földtani Közlöny*, v. 88, p. 27–41.
- KISS J. (1982): *Ércteleptan II.*, Tankönyvkiadó, Budapest, p. 18-19.
- KOVÁCS S., HAAS J., SZEBÉNYI G., GULÁCSI Z., PELIKÁN P., B.-ÁRGYELÁN G., JÓZSA S., GÖRÖG Á., OZSVÁRT P., GECSE Zs. ÉS SZABÓ I. (2008): Permo-Mesozoic formations of the Recsk-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the pre-tertiary basement of the paleogene Recsk orefield. In: Földessy J., Hartai É. (ed.): *Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex*, Geosciences, Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining, v. 73, p. 33-56.
- †KOVÁCS S., HAAS J., OZSVÁRT P., PALINKAŠ L. A., KISS G., MOLNÁR F., JÓZSA S. ÉS KÖVÉR SZ. (2010): Reevaluation of the Mesozoic complexes of Darnó Hill (NE Hungary) and comparisons with Neotethyan accretionary complexes of the Dinarides and Hellenides – preliminary data. *Central European Geology*, v. 53/2-3, p. 205-231.

- MAYNARD J. B. (1983): Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits, Springer Verlag, Heidelberg, p. 305.
- ROEDDER E. (1981): Problems in the use of fluid inclusions to investigate fluid-rock interactions in igneous and metamorphic processes. Fortschritte der Mineralogie, v. 59/2, p. 267-302.
- WEDEPOHL K. H. (1969): Handbook of geochemistry. Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin
- WEDEPOHL K. H. (1971): Geochemistry, Holt Rinehart and Winston, New York. p. 231.

9.FOTÓTÁBLÁK (MAGYARÁZAT)

Használt rövidítések: Q-kvarc, preh-prehnit, hem-hematit, rad-radiolária, sp-kovaszivastű, py-pirit, ap-mnz – apatit-monacit.

I. tábla:

A-B-D: a hidrotermás hematitos típust képviselő minták

C: a hidrotermás hematitos típus laminált altípusát képviselő minta

E-F: a hematitos kovaüledékes típust képviselő minták

II. tábla:

A: kvarc-prehnites minta

B: hematit pikkelyek sztereomikroszkópban

C: radiolária vázak és kovaszivacstűk, kvarc erekkel átjárt hematitos kovaüledékben, áteső-fényes mikroszkópban, 1N

D: kvarc, prehnit és hidrotermás hematit pikkelyek, áteső-fényes mikroszkópban, 1N

E: növekedési zónás kvarc, hematittal és prehnittel, áteső-fényes mikroszkópban, 1N

F: prehnit érköltés kvarcban, pirittel, áteső-fényes mikroszkópban, 1N

III. tábla:

A: gömbös-vesés struktúra a kvarc-hematit anyagban, ércmikroszkópban, 1N

B: hematit pikkelyek EPMA felvételen

C: a hematitos kovaüledékes típus breccsás szövete, áteső-fényes mikroszkópban, 1N

D: hematit pikkelyek, prehnit és hematit-kvarc anyag, EPMA felvétel

E: barit és apatit-monacit érzésben, EPMA felvétel

IV. tábla:

A-C: EDS spektrumok

A: apatit-monacit

B: barit

C: prehnit

V. tábla:

A-D: (P) Primer kétfázisú (L+V) fluidzárványok

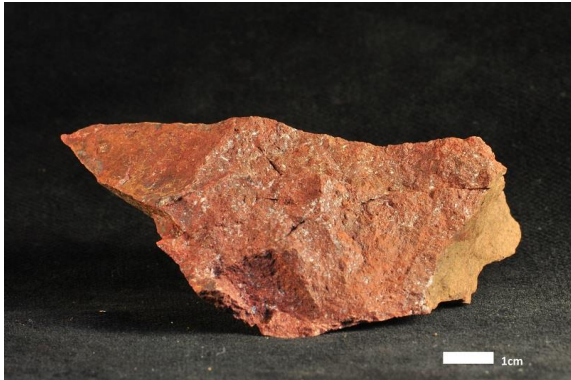
E-F: (S) Szekunder zárványsíkok a mintában

VI. tábla:

A hematit-kvarc arányról készült röntgen pordiffrakciós felvétel.

I.tábla:

A



B



C



D



E



F

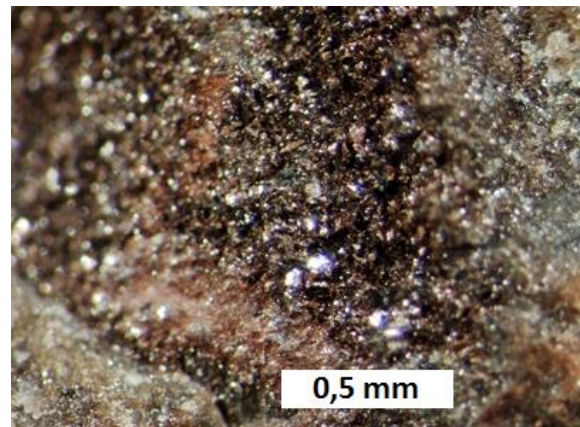


II.tábla:

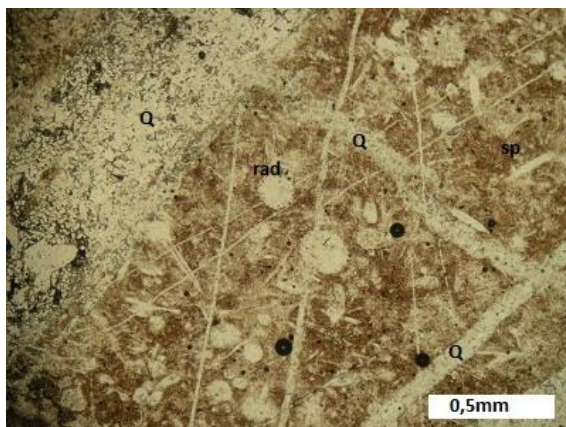
A



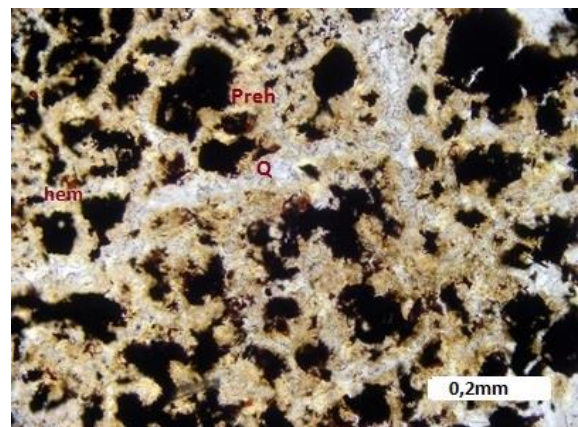
B



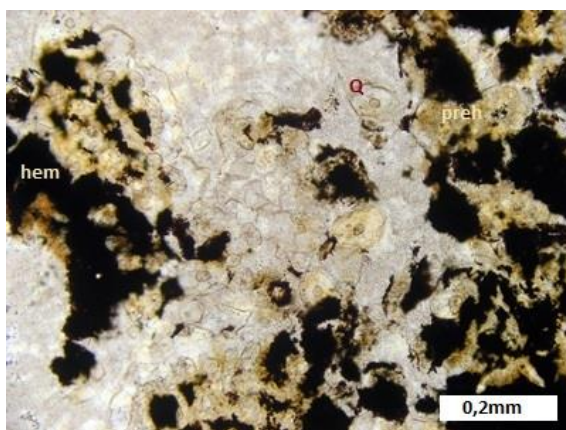
C



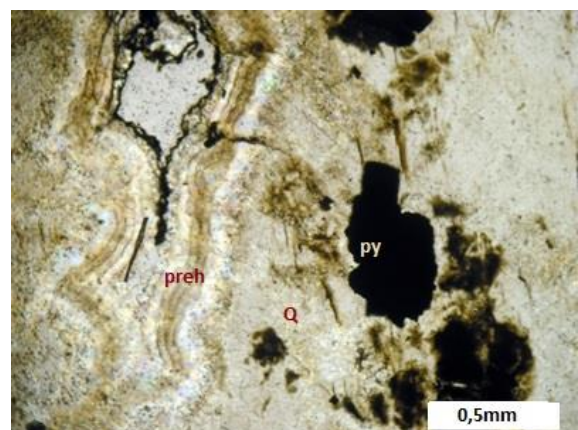
D



E

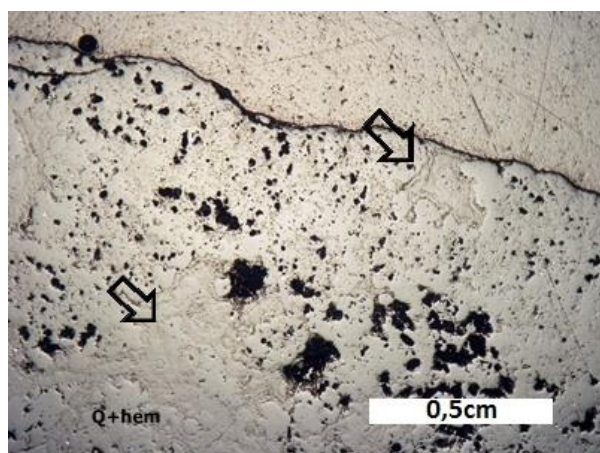


F

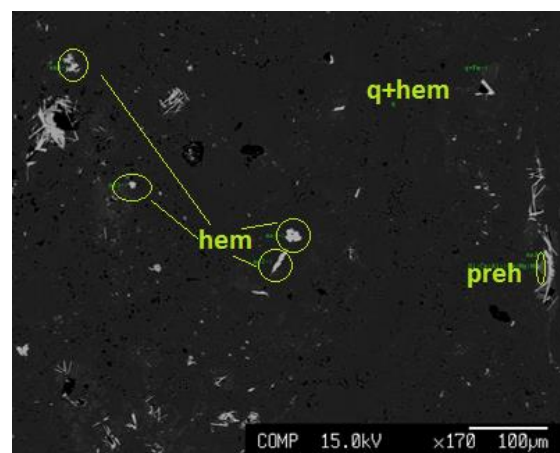


III. tábla:

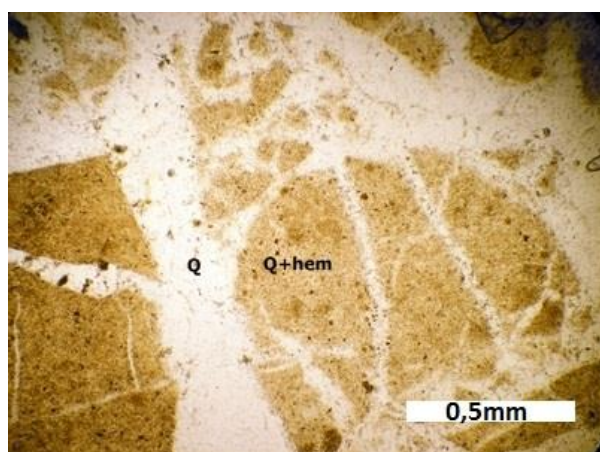
A



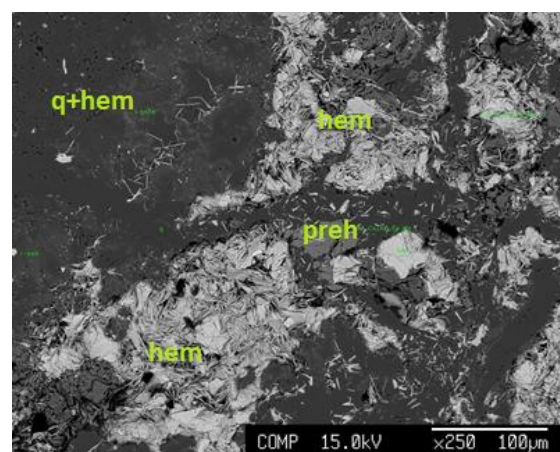
B



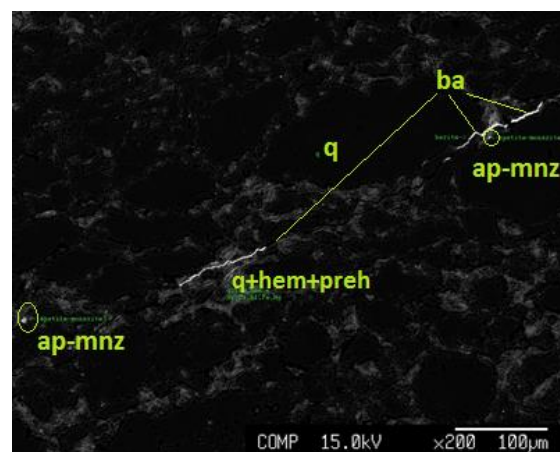
C



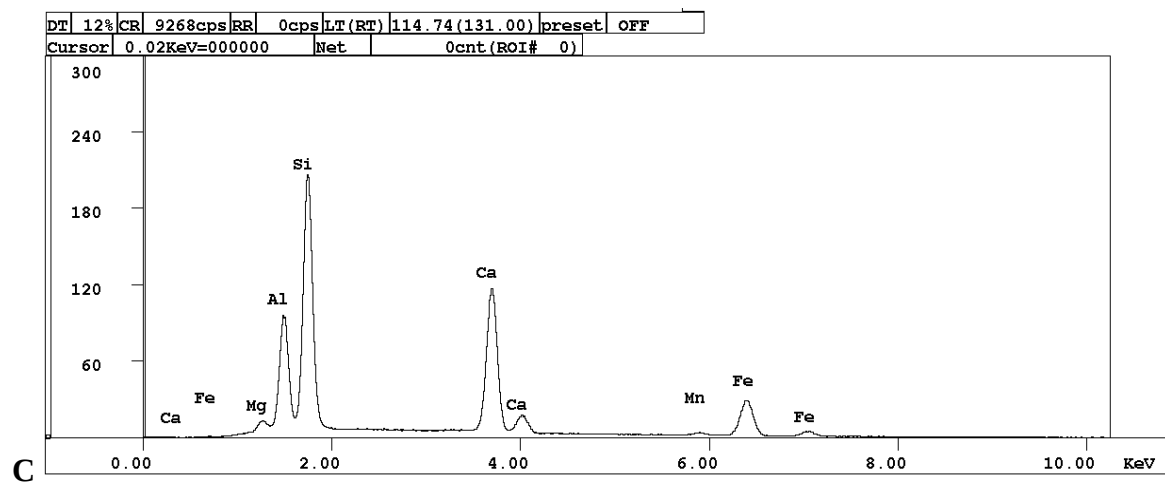
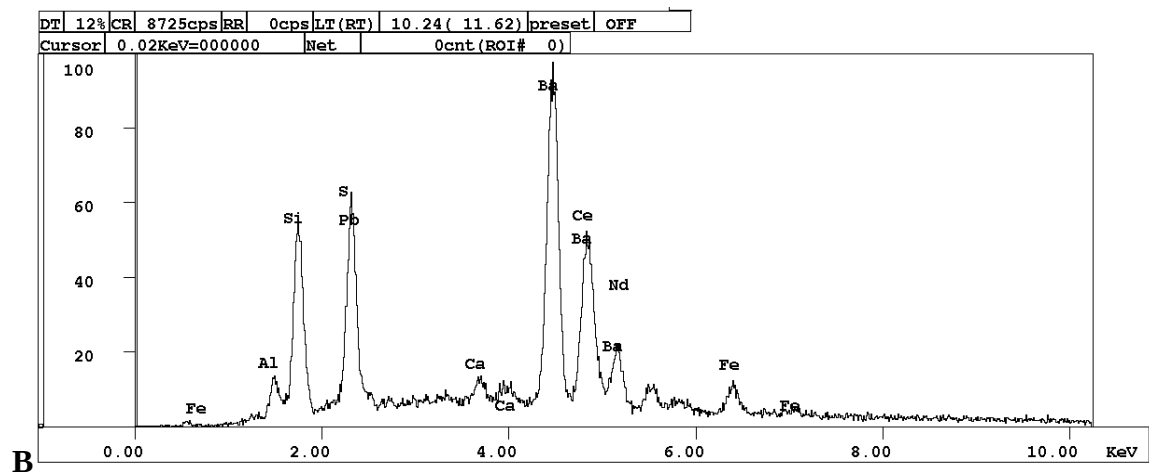
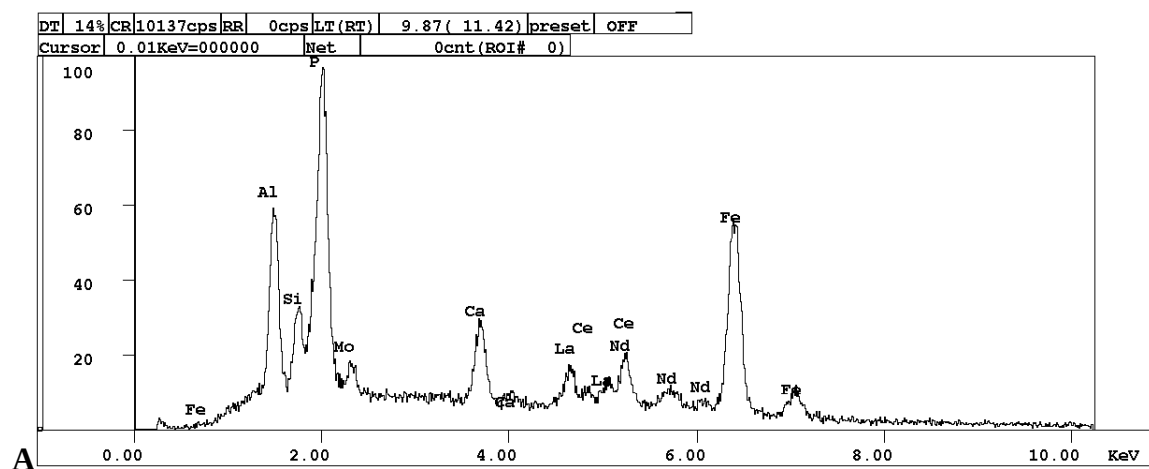
D



E



IV. tábla:

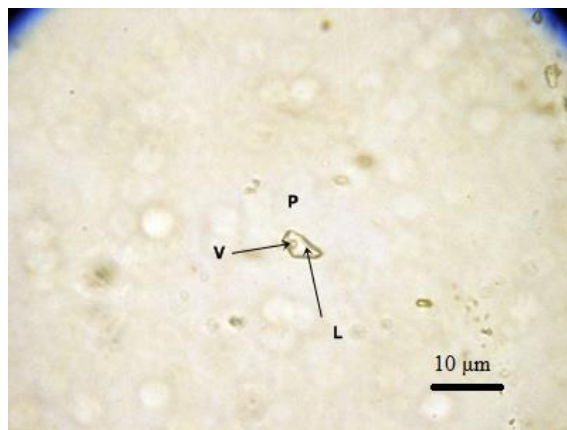


V. tábla:

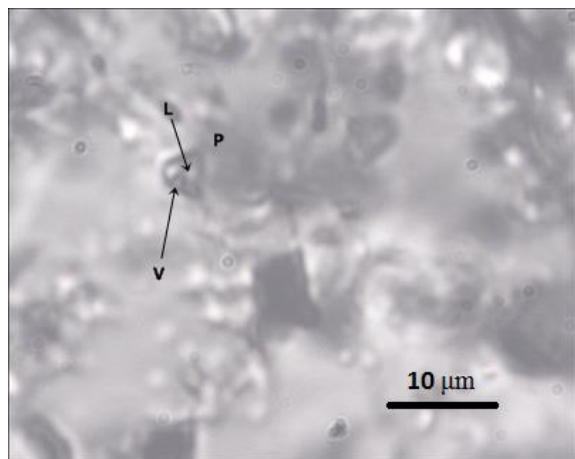
A



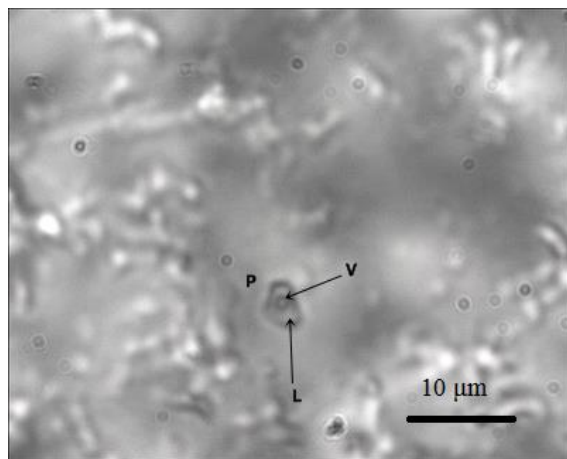
B



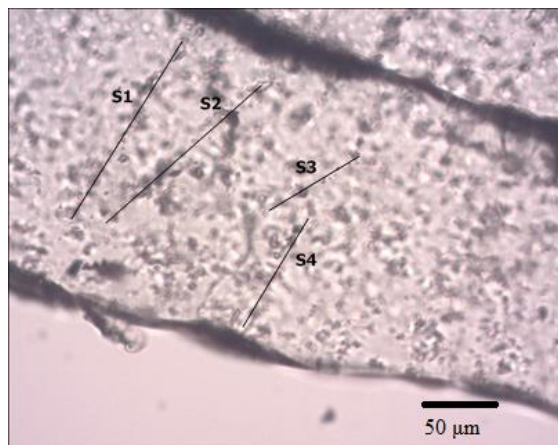
C



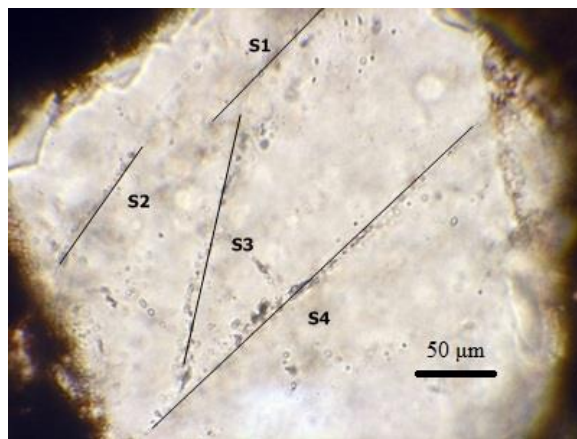
D



E



F



VI. tábla:

