

Epigén ércindikációk genetikai vizsgálata a Darnó-hegyen

Tudományos Diákköri Dolgozat

Készítette: Molnár Zsuzsa, MSc II. éves hallgató

Témavezető: Dr. Kiss Gabriella, egyetemi tanársegéd



Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar

Ásványtani Tanszék

2012

Tartalom

1. Bevezetés, célkitűzések.....	3
2. Földtani háttér és kutatástörténet.....	4
2.1. Regionális földtan.....	4
2.2. A Darnó-hegy magmatitjainak földtana és kutatástörténete.....	6
2.3. A darnó-hegyi ércesedés földtana és kutatástörténete.....	11
3. Vizsgálati módszerek	15
4. Eredmények.....	17
4.1. Terepi észlelések.....	17
4.2. Makroszkópos és mikroszkópos kőzetleírás.....	17
4.2.1. A teléreket befogadó kőzet jellemzői.....	17
4.2.2. A telérek sajátosságai.....	19
4.3. Pásztázó elektronmikroszkópos (SEM+EDX) mérések eredményei	20
4.4. Elektron-mikroszondás (EPMA) vizsgálatok eredményei	21
4.5. A fluidumzárvány vizsgálatok eredményei	23
4.5. Raman spektroszkópos vizsgálatok eredményei	25
5. Diskusszió.....	26
5.1 Az ércásványparagenezis, és a belőle levonható következtetések	26
5.2. A telérek kialakulásának körülményei	28
5.3. A telérek kialakulásához vezető folyamatok	29
6. Összefoglalás.....	34
7. Köszönetnyilvánítás	36
8. Irodalomjegyzék.....	37
9. Fotótáblák (magyarázat).....	42

1. Bevezetés, célkitűzések

Az észak-magyarországi Darnó-hegy földrajzilag a Mátrához tartozik, de földtanilag a takarós felépítésű Bükki-egység legfelső pozíciójában található. A Darnó-hegy geológiai felépítése nagyon összetett, mivel különböző korú és kifejlődésű tengeraltati vulkanizmushoz kötődő kőzetek váltakoznak a paleozoos, mezozoos és kainozoos üledékes kőzetekkel. A területen több helyről írtak le érctartalmú teléreket (termésréz, kalkopirit, galenit kvarccal, karbonátokkal és prehnittel), amelyek a területen előforduló bazaltba és üledékes kőzetekbe (agyagpala, homokkő) nyomultak be. A darnó-hegyi rézércesedést a XIX. század végétől a XX. század második feléig többen kutatták, így az elmúlt évtizedek során több elmélet is született az azt létrehozó folyamat magyarázatára, bár számos kérdés nyitva maradt. Mindezek mellett a Darnó-hegy a Mátra közvetlen szomszédságában terül el, a Recski Érces Komplexumtól mindegy 2 kilométerre, ami felvetheti a két terület közötti ércföldtani kapcsolat lehetőségét is.

Az ércföldtani kutatások eredményeként a darnó-hegyi Hosszú-völgyben és közvetlen környezetében több helyen is találtak kalkopiritet, piritet tartalmazó kvarc-karbonát-prehnit-klorit teléreket, ezért egy kutatótárat is kihajtottak a völgyben (Kiss, 1958, Félegyházy és Vecsernyés, 1970). Míg Kiss (1958) pszeudohidrotermás kifejlődést feltételezett a telérek és így az ércesedés kialakulására, addig Félegyházy és Vecsernyés (1970) a kovapala üledékbe benyomuló és megrekedő érctartalmú magmás test kontaktusán lezajló folyamataival magyarázta a réz mobilizációját és dúsulását. Látható tehát, hogy a telérek kialakulására még nem született megnyugtató magyarázat, ami a modern vizsgálati módszerek alkalmazásával pótolható volna. Diákköri dolgozatom elsődleges célja tehát az volt, hogy a hidrotermás teléreket kialakító folyamatokat jellemezni tudjam, az ércásványok eredetét pontosítsam.

Munkám során a terepi megfigyeléseket, a teléreket befogadó kőzet, a telérek és a megjelenő ércesedés reprezentatív mintáin végzett makroszkópos, sztereomikroszkópos és polarizációs mikroszkópos vizsgálatával egészítettem ki, majd fluidumzárvány mikrotermometriai mérések segítségével ez ércesedés létrehozó fluidum fizikai-kémiai sajátosságait határoztam meg. Az ércesedést kialakító folyamatok hőmérsékleti viszonyainak további pontosításához a hidrotermás telérekben előforduló klorit elektronmikroszondás elemzése alapján klorittermometriai számításokat alkalmaztam, amit kombinálva a fluidumzárvány mikrotermometriai mérések adataival a keletkezési nyomás is becsülhetővé vált. Vizsgálataimat kiegészítettem pásztázó elektronmikroszondás mérésekkel és Raman spektroszkópos vizsgálatokkal.

2. Földtani háttér és kutatástörténet

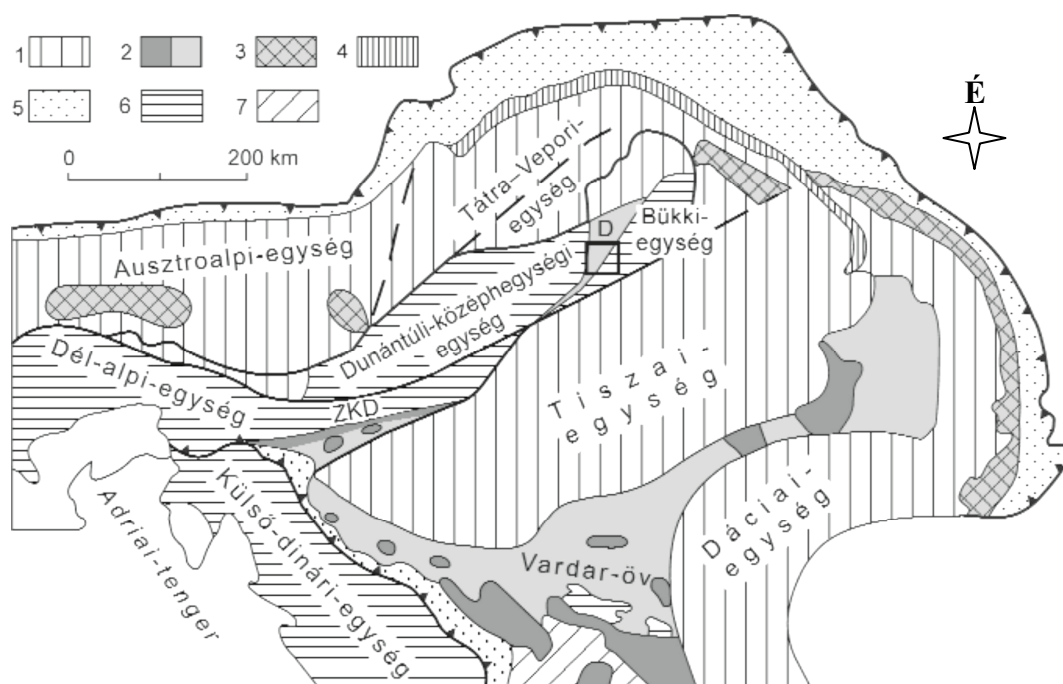
2.1. Regionális földtan

Az Alpok-Kárpátok-Pannon-Dinári régió területén négy szerkezeti egység különíthető el: az Alcapa-, a Tiszai-, a Dácia- és az Adria-egység (Csontos, 1995). A fenti egységek további alegységekből állnak, amelyek eredete, fejlődéstörténete különböző volt. E blokkokat egymással közel párhuzamos nagyszerkezeti vonalak választják el egymástól, amelyek közül a legfontosabb a Közép-magyarországi-vonal (Szepesházy, 1975).

A Pannon-medencén belül két egység található, az Alcapa- és a Tiszai-egység, melyek a Neotethys-óceán különböző részeiről származnak és csak a kainozoikum idején kerültek egymás szomszédságába az Alp-Kárpáti rendszer kialakulása közben (Csontos *et al.*, 1992). A Pannon-medence északnyugati részét az Alcapa-egység alkotja, amelynek Magyarországon megtalálható részei a Kelet-alpi-egységek, a Veporidák (Belső Nyugati-Kárpátok) és a Pelsói-egység. A Pelsói-egységen belül található a Dunántúli-középhegységi-egység, amelyet északról a Rába-vonal, délről a Balaton-vonal határol. Dél felé haladva a Közép-dunántúli-egység következik, amely határait északról a Balaton-vonal, délről a Közép-magyarországi vonal alkotja. Az Észak-magyarországi-egységek északi határát az Ógyalla-Diósjenő-vonal, déli szegélyét a Közép-magyarországi-vonal alkotja. Az Észak-magyarországi-egységen belül található a Gömörikum, az észak-magyarországi paleozoos szigethegységek (Szendrői-hegység, Upponyi-hegység), a Bükki-egység, az Aggtelek-Rudabányai-egység továbbá a Zempléni-egység (Császár, 2005) **(1.ábra)**. Az általam vizsgált terület a Bükki-egységben található.

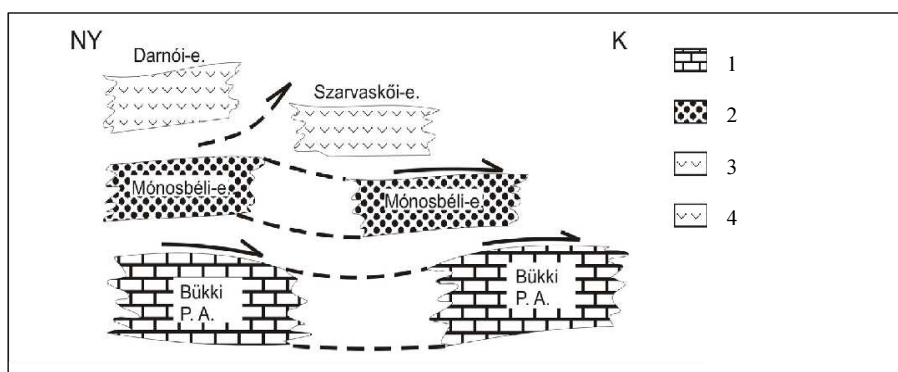
A jelenleg általánosan elfogadott szerkezetföldtani értelmezés szerint a Bükki-egység takarós felépítésű, legalul a fiatal-paleozoos – felső-jura képződményekből felépülő Bükki Parautochton található, majd felette a Mónosbéli-egység, jura korú lejtőfáciesű üledékkomplexuma következik, amin a jura korú Szarvaskői-egység található egy nem teljes ofiolitos sorozat tagjaival és ehhez társuló üledékekkel, végül legfelső helyzetben a Darnói-egység látható triász és jura szubmarin vulkanizmushoz köthető közeteivel és ezekhez társult üledékekkel (Csontos, 1999, Haas és Kovács, 2001, Kovács *et al.*, 2008) **(2.ábra)**. Feltételezhető, hogy ez a szerkezeti felépítés a Mátra kainozoos üledékes-vulkáni komplexuma alatt is folytatódik (Haas és Kovács, 2001).

A Bükk-egység szerkezetét több, különböző korú tektonikai fázis határozza meg. Ezek közül a legmeghatározóbbak az alábbiak: (1) a Mónosbéli- és a Szarvaskői-takarók valószínűleg a késő jura – kora kréta idején érkeztek; (2) a Darnó-övezet mentén elnyíródás következett be a késő-krétában; (3) feltolódások a Darnó-zóna mentén a kora miocénben; (4) balos oldaleltolódás a középső miocénben; (5) KÉK-NyDNY balos transztenziós vetők kialakulása a pannon során (Csontos, 1999).



1. ábra. A Bükk-egység és azon belül a vizsgált terület helyzete az alp-kárpáti-dinári régióban. A keret a vizsgált területet mutatja (Haas *et al.*, 2006)

1 – az alpi lemeztektónikai ciklus kezdetén a Neotethys európai pereméhez tartozó egységek, 2 – a Neotethys ofiolitos komplexuma, 3 – a Pennini-egység és a Külső-Dácidák 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



2. ábra. A Bükk-egység felépítésének modellje (Kovács *et al.*, 2008)

1 – Bükk 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 magmatitjainak földtana és kutatástörténete

A környezetéből szigetszerűen kiemelkedő, körülbelül 7 km²-es kiterjedésű Darnó-hegy földrajzilag a Mátra hegység északkeleti része, de földtani felépítése alapján a Bükk-hegység DNy-i határának tekinthető (Varga, 1966, Félegyházy és Vecsernyés, 1970). A Mátra andezittömegétől a Tarna-patak K-Ny irányú völgye választja el, míg a terület ÉK-i határát a Ceredi-Tarna patak széles, lapos völgye alkotja. A Réztető Ny-i oldalán a paleozoikumi és mezozoikumi képződmények fiatal harmadidőszaki üledékes sorozattal érintkeznek. Ez az éles képződményhatár a Darnó-vonal tektonikus övét jelzi (Félegyházy és Vecsernyés, 1970) (3.ábra).

A XIX. század első felében nagy feltűnést keltő és ma már lassan feledésbe merülő báj-pataki termésrész megjelenésének hatására a XX. század közepén ércföldtani kutatások indultak a területen, amely munkáknak többnyire nem volt célja a terület földtani leírása és magmás kőzeteinek vizsgálata, csupán az ércesedés kialakulásának a megértése (l. Kiss, 1958 és a benne található hivatkozások).

Kiss (1958) a Hosszú-völgyben található bazaltokról adott részletes petrográfiai és geokémiai jellemzést, de nem tett különbséget a különböző korú és eredetű vulkanitok között. Véleménye szerint a változatok függőleges elrendeződésben mutatkoznak: a durva szemcsés ofitos típus található mélyebben, míg a tömött szövetű, hólyagüreges-melafiros típus és a szpilitesedett változatok a feltárások magasabb pontjain észlelhetők, de véleménye szerint éles határ nélkül, fokozatos átmenettel következnek egymásra. Vizsgálataiból eredt az a feltevés is, hogy a darnói, szarvaskői, bódvavölgyi és a nagy alföldi mélyfúrásokból megismert bázisos tömegek a „Bükk-hegység bázisos batolitjának” termékei (LQM diagramon a különböző területek diabáz vátozatainak a vetületpontjai kis helyen csoportosulnak, illetve egymást fedik).

A recski érckutató program keretében a Darnó-hegy területén mélyült három fúrás (Rm-131, Rm-135, Rm-136) körülbelül 1200 méter vastagságban harántolta az ott megjelenő kőzetegyüttest. Ezek részletes feldolgozását Balla *et al.* (1980) végezték el. Kimutatták, hogy a kőzetsorozat jellemzően óceáni karakterű, és átbuktatott pozícióban van, mivel az óceáni kéreg eredetű mélységi és kiömlési magmás kőzetek magasabb pozíciókban találhatók, mint az üledékes fedő. A vizsgálatok azt is kimutatták, hogy a területre kontinentális eredetű törmelékanyag hordódott be, ami azonban nem az óceánközépi hátsági környezetre jellemző, hanem egy kezdeti tágulási övezetre.

A fúrások alapján az eddig megismert legidősebb képződmény a paleozoikumi (devon?) szericites kristályos mészkő és a felső-perm mészkő – evaporit – pala sorozat, amelyek a területen csak fúrásból ismertek (Rm-131, Rm-136). A legidősebb, felszínen előforduló képződmény (Galambos tanya mellett) ugyancsak felső-perm korú, algamaradványos, kalciteres sötétszürke mészkő, arkózás homokkő, aleurolit, illetve sötétszürke agyagpala (Kiss, 1958, Félegyházy és Vecsernyés, 1970). Ezekre a paleozoos kőzetekre tektonikusan, az előbbieken tárgyalt módon, pikkelyes szerkezetű takaróként (Balla *et al.*, 1980) települnek a további, felszínen nagy mennyiségben megjelenő mezozoos kőzetek. Alul található a szürke és vörös biomikrites mészkő, szürke és vörös kovapala, agyagpala és radiolarit, mandulaköves bazalt és bazalttufa közbetelepülésekkel. Erre települ rá a turbidites, terrigén eredetű agyagpala – aleuritpala – homokkő - mészkő sorozat. Legfelül található a rétegsorban a váltakozó lilászörös és zöldszínű párnaláva, hialoklasztit breccsa, benne dolerit, gabbró és mikrogabbró betelepülésekkel (Balla *et al.*, 1980, Józsa, 1999). A párnalávákban jellemzőek a zárványként előforduló vörös agyagpala klasztok (Félegyházi és Vecsernyés, 1970). A miocén fedőt legalul az abráziós eredetű Darnói Konglomerátum képviseli, amelynek mélyebb vízi heteropikus fáciese a Darnó-vonaltól Ny-ra közel 1500 km²-es területen megtalálható Pétervásárai Homokkő. A konglomerátumra riolitfufa és csillámos finomhomok, aleurit, agyag települ. Legfelül a képződményeket pleisztocén és holocén talajtakaró, lejtőtörmelék fedi (Józsa, 1999).

Buda és Kiss (1980) véleménye szerint a bázisos vulkanitok kora feltehetően középső-triász, mivel szoros kapcsolatban vannak a triász korúnak vélt üledékekkel. A szerzők azt is megállapították, hogy a nátriumban enyhén dúsult tengeraljzati bazaltok feltehetően korai rift stádiumban alakultak ki. Ezzel szemben Kubovics (1984) a kőzetek petrográfiai és geokémiai vizsgálata során arra a következtetésre jutott, hogy a mafikus magmatitok köpenyeredetűek, és feltehetően riftek mentén kerültek a felszín közelébe. Downes *et al.* (1990) geokémiai vizsgálata alapján (ritkaföldfém eloszlás, Nb-tartalom) azt állapította meg, hogy a Darnói-egység magmás kőzetei eltérő tektonikai környezetben képződtek, mint a Szarvakői-egységben található bázisos magmás kőzetek. A darnó-hegyi magmás kőzeteket kontinentális szegély vagy óceáni sziget eredetűnek vélte. Dosztály és Józsa (1992) szerint a darnó-hegyi párnalávákat létrehozó magmatizmus középóceáni hátságához köthető, amelynek legvalószínűbb kora a triász, esetleg a jura.

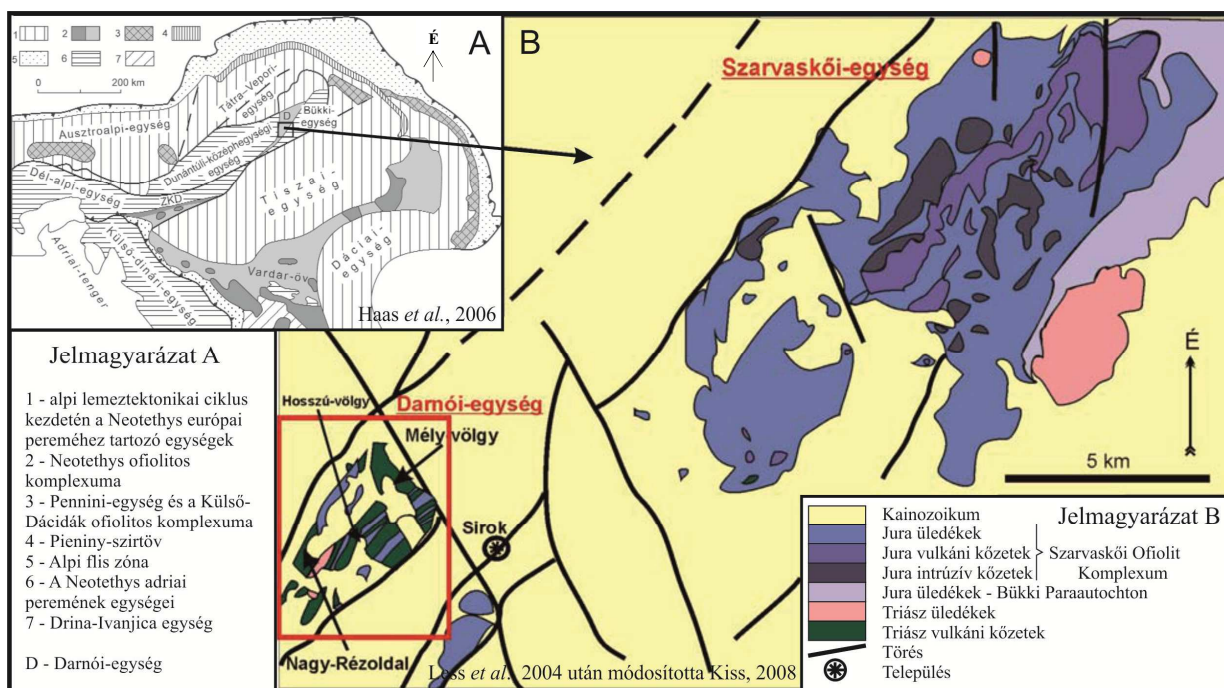
Harangi *et al.* (1996) szerint a Bükki-egység délnyugati részén található mafikus és ultramafikus kőzetek olisztolitiként fordulnak elő egy olisztosztróma sorozatban (melanzs), triász agyagpala és radiolarit mellett. A kőzetek geokémiai vizsgálataik alapján egyértelműen

MORB jellegre utalnak, és ezért a Meliatikum feldarabolódott ofiolitos sorozatának részeként értelmezték. Eszerint a darnó-hegyi mafikus, ultramafikus kőzetek a középső-, késő-trászban meglévő Vardar-óceánág északnyugati részének (Meliata) óceánközépi hátságáról származnak.

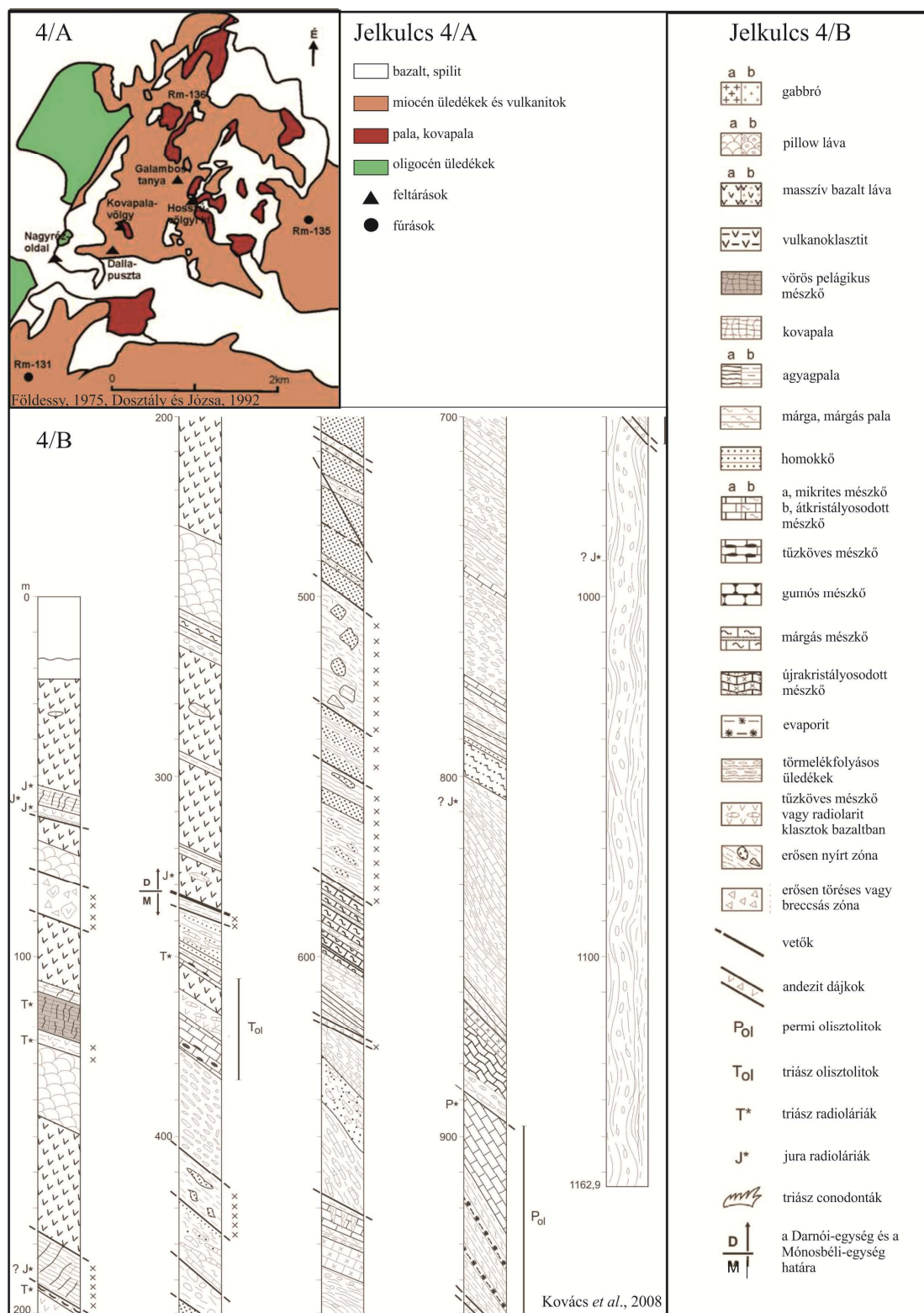
Józsa (1999) doktori értekezésében újravizsgálta a területen mélyült fúrások anyagát, azokból részletes petrográfiai, kőzet- és ásványkémiai vizsgálatokat végzett és kísérletet tett koruk meghatározására is. Vizsgálatai révén kimutatta, hogy a darnó-hegyi magmás kőzetek óceánfenéki tholeiitek, amelyek normál és gazdagodott MORB jelleget mutatnak. Véleménye szerint a darnó-hegyi óceánfenéki magmatitok egy olyan, nagy kiterjedésű ofiolitos sorozat széttagolt részei, amelyek a középső-késő triásztól a középső-késő juráig létezett óceán aljzatát képviselik. A triász óceán lemezen belül és/vagy lemezhatáron megindult szubdukciós zónája mögött kisebb kihagyással folytatódott az óceáni kéregképződés. Az így létrejött triász és jura korú részeket tartalmazó óceáni litoszféra fragmentumok az újabb, végleges bezáródást eredményező szubdukció zónája fölötti akkréciós prizmában halmozódtak fel. Az így kialakult olisztosztróma sorozat a kora krétában történt takaróképződéskor a Bükki Paraautochtonra tolódott fel. Kovács *et al.* (2008) szerint a fúrások rétegsoraiban alul a Mónosbéli-egység található meg, amely egységben tengeraljzati lejtőüledékek dominálnak. Az agyagpala mellett mészturbiditek is megjelennek, valamint olisztolitiként vörös, hólyagüreges, triász korú bazalt is található benne vörös színű, szintén triász korú, Bódvalenke-típusú mészkővel. Ezzel tektonikus kontaktussal érintkezik a felső egység, ami Darnói-egység néven különíthető el. Ebben az egységben párnalávák, és ezek üledékkel kevert változatai mellett továbbá mélytengeri üledékek, radiolaritok figyelhetők meg (triász-jura és jura). Ebben a kőzetegyüttesben a magmás kőzetek középső-felső triász és középső jura korú olisztolitiként, valamint jura üledékekkel egykorú közbetelepülésként is megjelennek, tehát kétféle bázisos vulkáni kőzet különíthető el (Józsa, 1999, Kiss *et al.*, 2010) **(4.ábra)**.

Az előbbiekkal ellentétben azonban többen úgy gondolják, hogy a területen található mafikus kőzetek a Dinaridák északnyugati részén található bazaltokkal mutatnak rokonságot (Haas és Kovács, 2001, Kovács *et al.*, 2008, Haas *et al.*, 2011, Kiss *et al.*, 2012a). Ezt bizonyítják többek között a földtani, sztratigráfiai érveken (pl. a magmás kőzetsorozatot befogadó üledékes formációk esetében is hasonlóság fedezhető fel a két terület között) túl a vizsgált hidrotermás folyamatok sajátosságai, a peperites vulkáni fácies megjelenése mindegyik területen, valamint a petrográfiai, geokémiai vizsgálatok eredményei is. Ezen eredmények tükrében a Darnói-egység nem lehetett a Meliata s.s. tektonosztratigráfiai egység része,

hanem az ott megjelenő magmás képződményeket dinári származásúnak kell tekinteni, amelyek a Közép-magyarországi-vonal mentén tolódtak át mai helyzetükbe (Dimitrijević *et al.*, 2003). A Darnói-egységben megjelenő bazaltok korrelációjának Hellenidákig való kiterjesztésének lehetőségét Kovács *et al.* (2010) vetette fel, amit a későbbiekben Kiss *et al.* (2012a) is alátámasztott a Neotethys-óceán előrehaladott riftesedéséhez köthető tengeralatti bazaltos vulkanizmus darnói-egységi, dinári és hellenidákbeli termékeinek ásványtani, közettani, geokémiai jellemzőinek összehasonlításával.



3. ábra. A Darnói-egység környezetének földtani térképe



4. ábra. A Darnó-hegy környékének földtani térképe a fúrások helyével és fontos észlelési pontokkal és az Rm-136-os magfúrás szelvénye

2.3. A darnó-hegyi ércesedés földtana és kutatástörténete

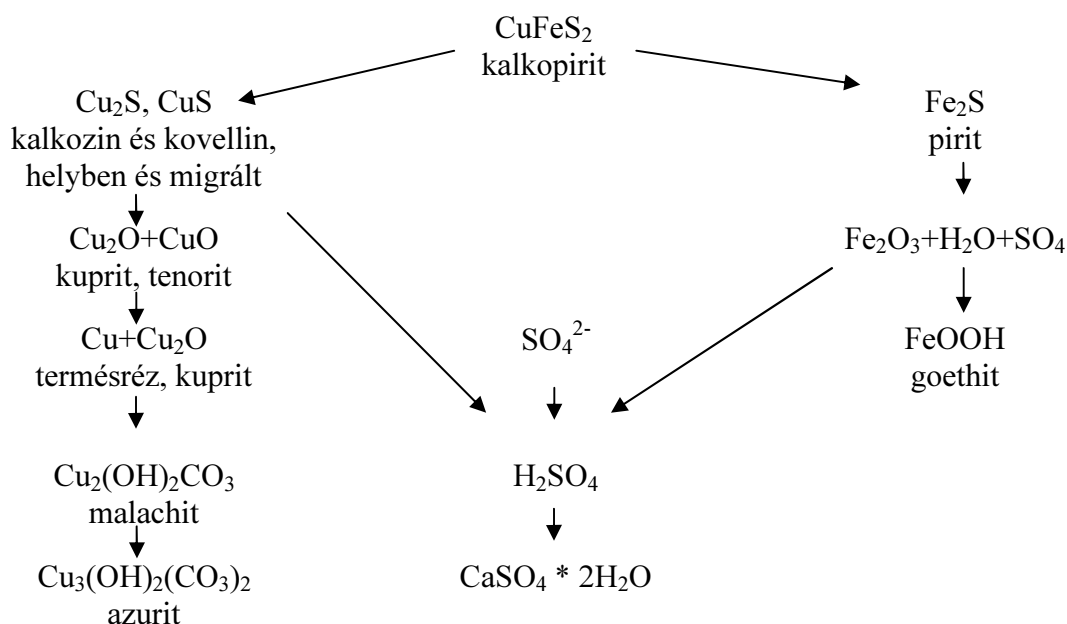
A területen számos ércindikáció ismeretes, amelyek előfordulását, genetikáját és kutatástörténetét többnyire Kiss (1958) cikkére támaszkodva szeretném bemutatni.

A Darnó-hegyre először a XIX. század közepén figyeltek fel, amikor egy pásztor a Báj-patak melletti Aszalás-hegy egyik vízmosásában termésrézre bukkant. Ez a terület a Darnó-hegytől délnyugatra található, a Tarna-pataktól délre, a Mátrában. Az első vizsgálatokat Oszwald és Haidinger bányamérnökök végezték. A vizsgálatok eredményeire támaszkodva a jelzett helyen bányászati kutatás indult, ahol megtalálták a termésréz befogadó teléreket is. A bányaintéző közlése szerint a termésréz szeszélyes, ágas-bogas lemezek alakjában jelentkezett, amelyek felületét malachit, krizokolla, helyenként kuprit s ritkább esetekben kvarckéreg vonta be. A kvarckéreggel bevont termésrézen laumontit-hoz hasonló telérkísérő kristályhalmazok voltak felismerhetők, melyek belsejét zöldes színű üveges anyag töltötte ki. A termésréz egy része gumókból álló csoportosulást alkotott. Az ércesedést befogadó telérek finoman szemcsézett, agyagos vas-oxiddal szennyezett kalcitból, helyenként pedig tiszta laumontitból álltak. Haidinger az anyakőzetet dioritnak tartotta, amely több képződési és átalakulási folyamaton esett át. Míg Kubinyi és Cotta másodlagos kialakulást feltételezett, mert csak a felszínhez közel volt észlelhető (4-6 m mélységig) az ércesedés, addig Haidinger szerint egy primer, kalcit-zeolit rézérc előfordulásról van szó. Ezzel szemben Kiss (1958) a báj-pataki termésréz kialakulását a Darnó-hegy más területein található kalkopiritnek (leírást lásd később) másodlagos fázisú lebontási termékének tekinti, ami nemcsak *in situ*, hanem a diabáz távolabbi törési vonalaiban, üregeiben is kialakult. A primer ércről távolabb eső termésréz kialakulását a kalkopirit elemeinek rézsulfid formájában való migrálásával magyarázza, amelyet valószínűleg a későbbi karbonátos oldatok migrálása is elősegített. Megjegyzendő azonban, hogy a cikk íródásakor a báj-pataki terület nem volt bejárható (a munka a Hosszú-völgy környezetének vizsgálatával készült), így összehasonlító petrográfiai vizsgálatokra nem volt lehetőség.

Az 1940-es években recski ércbányászok kalkopirit nyomokat találtak a Darnó-hegy kloritosan bontott bazaltjaiban lévő hidrotermás erekben, ezért egy tárót is kihajtottak – a Pollner-tárót - a Hosszú-völgyben (Félegyházy és Vecsernyés 1970).

Kiss (1958) a vizsgált darnói területen több, egymással párhuzamos ÉK-DNy és ritkán É-D csapású, a Pollner-tárónál megfigyelhetőhöz hasonló telérekkel álló sorozatot térképezett fel, amelyek vastagsága nagyon változó volt. A telérkitöltés tömör kvarcból, kalcitból és ankeritből állt. A tömör kvarc a diabáz (befogadókőzet) felé haladva helyenként üreges, az

üregek belseje felé haladva megnyúlt kvarckristályok töltik ki. A darnó-hegyi érces telér véleménye szerint monomineralikusan kifejlődött kalkopiritdúsulás, ami nemcsak a kovás telérben elszórtan, hanem a telér közvetlen szomszédságában a kloritosan átalakult bazaltban is megtalálható. A primer kalkopirit a későbbi átalakulási folyamatok miatt jóformán csak roncsok formájában maradt meg, de lebontási termékei szinte mindenhol megfigyelhetők. A szerző szerint a most megfigyelhető szöveti kép két lebontási folyamat eredménye. Az első szakaszban a kalkopirit, a vas és a kén migrációjának eredményeként, rézsulfátokká alakult. Ezt követte a második fő lebontási szakasz, amelyben az oxidáció következtében a kalkopirit túlnyomó része kuprittá, a vas pedig vasoxi-hidroxiiddá alakult. A fő lebontási szakasz végső termékeként termésváz is keletkezett. Kiss (1958) leírása szerint a kalkopiritet többnyire kupritos szegély övezi, vagy mirmekites összenövésre emlékeztető foltok tarkítják, melyek jelei annak, hogy az átalakulás nemcsak a peremeken, a hajszálrepedések mentén, hanem azoktól távolabbi részeken is érvényesült. Az első lebontási termékek, kalkozin és kovellin, ritkán figyelhetők meg, akkor is a kalkopiritet övező kupritos szegélyben. Az első lebontási terméket tús vasércsáv követi, ami szintén a primer érc rovására jött létre. Ebben a hidratált, vasoxidos mezőben gyakori a sajátalakú kuprit, amely tovább folytatódó átalakulásával termésvázzá redukálódott (**5.ábra**). A szerző vizsgálatai szerint a kloritosan bontott bazalt és a telér határán hidrotermásan bontott átalakulási öv nem észlelhető és a kalkopirit a teléreket befogadó kőzetben is megtalálható, így ezeket a kőzet kialakulásával egyidejű, pszeudohidrotermás képződményeknek tekinti.



5 ábra. Kiss János (1958) által megfigyelt átalakulási sor a területre

1969-ben a terület újratérképezésekor egy 8 méter hosszú kutatóárkot is létesítettek a Pollner-tározó felszíni folytatásában. Az árokban megfigyelhető, hogy az egymással párhuzamosan futó kvarc telérek 40-220 és 60-240 dőléssel jelentkeznek. A résmintázás eredményeként a telérek réz koncentrációja 0,1-0,2 %-ot mutatott (Félegyházy és Vecsernyés, 1970). A szerzők szerint egy nagy illókomponensű és érc tartalmú kőzetolvadék benyomult a szubvulkáni szintbe ill. az üledékbe, és a fedőt alkotó kovapala testben megrekedve nagy nyomáson és alacsony hőmérsékleten megszilárdult. A kovapala és a magmás test kontaktusánál a gyors hűlés hatására kalcit és kvarc erek képződtek. A redukció során a réztartalom mobilizálódott és később kivált, valamint az oxidálódott kovapalában pedig hematit képződött, és ennek eredményeként jöhetett létre az érchintés a bazaltban (Félegyházy és Vecsernyés, 1970, Földessy, 1970).

Földessy (1970) a hosszú-völgyi és a nagy-rézoldali kőfejtőkben egyaránt észlelte a kloritosan átalakult bazaltot, amelyet helyenként kovás-kalcitos erek járnak át. A szalagos megjelenésű telérekben vékony, zöld színű epidot-zoizitos szalagok között 4-5 cm-es fenn nőtt kvarckristályok, valamint prehnit táblákat tartalmazó kvarcos sávok találhatók. Mindezek mellett a telérekben felszakított kőzetfoszlányokat (bazalt, kovapala) figyelt meg. Az említett szerző leírja, hogy a terület északi és középső részén diabáz, a déli részén a magasabb területen keletkezett szpilit, párnaláva jelentkezik. Ennek a földtani helyzetnek megfelelően lehetségesnek tartja, hogy a báj-pataki termésrész és a darnó-hegyi kalkopirités telérek között olyan kapcsolat van, hogy a darnó-hegyi a mélyebb, a báj-pataki egy magasabb szintjét képviseli ugyanannak az ércesedésnek.

Négy évtizeddel később, Mucsi (2009) ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatok alapján arra a következtetésre jutott, hogy azonos makro- és mikroszkópos szöveti bélyegekkel rendelkező, valamint igen hasonló ásványparagenezissel jellemezhető telérek jelennek meg a Hosszú-völgyben megfigyelhető, két különböző korú (triász és jura) és kifejlődésű bazaltban. Számos, a Hosszú-völgyben és környékén megjelenő telért vizsgált, melyekben azonban ércesedés nyomára nem bukkant. Munkája során bebizonyította, hogy nem a kőzet kialakulásához, hűléséhez köthető, hanem epigén folyamatok alakították ki a teléreket, erezéseket. Munkája során korlátozott mennyiségben fluidzárvány vizsgálatokat is végzett az általa vizsgált, nem ércesedett telérek anyagán, eredményei alapján az ásványok kialakulása feltételezhető, hogy a regionális, alpi metamorfózis során következett be.

A Darnó-hegy szulfidos kifejlődéséhez tartoznak a Galambos-tanya mellett lévő vízmosás telértörmelékének galenitnyomai és termésrész tartalma, melyek a kovás üledék üregeit vagy

repedéseit töltik ki (Kiss, 1958). Földessy (1970) az említett vízmosásnál az agyagpala és a homokkő rétegek közé nyomult kvarcteléreket figyelt meg, amelyben ércásványokat nem talált, azonban a telérek cink, ezüst és kobalt tartalma meghaladta az üledékes kőzetekét (160 g/t Zn, 0,25 g/t Ag, 60 g/t Co). Ennek ellenére a mért értékek dúsulásnak nem tekinthetők.

A Darnó-hegy ÉNy-i részén hematitos vasérc- kovás-vaskifejlődés észlelhető, amely Kiss (1958) szerint tengeralatti üledékes exhalációs vasérctelepülés. Az érces anyag a mikroszkópos megfigyelések szerint kvarcból, hematitból és goethitből áll. A szerző szerint a kovás vasérc – a darnó-hegyi diabáztól és a rézértől függetlenül – a középső-triász időszaki magmás tevékenység kísérője, amit Földessy (1970) is megerősített.

3. Vizsgálati módszerek

Terepi munkám a darnó-hegyi Hosszú-völgyben található Pollner-táró környékén végeztem. Legfontosabb célom a területen található epigenetikus kvarc erek mentén megjelenő rézércesedés felkutatása, valamint a befogadó közet és az ércásványokat tartalmazó telérek viszonyának vizsgálata volt. A mintavételezés során a befogadó kőzetből, a telérekből és a kontaktusokról gyűjtöttem mintákat. A terepi fotódokumentáció Fuji Finepix S5600 típusú fényképezőgéppel készült.

A begyűjtött minták vizsgálatát az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi karának Ásványtani Tanszékén végeztem el.

A begyűjtött kőzetminták makro-szövetének leírására, jellemzésére kézi nagyítót és sztereomikroszkópot használtam. A fotódokumentáció Nikon Coolpix L120 típusú fényképezőgéppel készült.

A telérek és a befogadó közet, valamint kontaktusuk részletes tanulmányozására 30 μm vastag, felületén polírozott vékonycsiszolatokat készítettem, amiket polarizációs mikroszkóp segítségével vizsgáltam. A mintákat szabványos (27*46*1,25 mm méretű) üveglemezre ragasztottam kétkomponensű Araldite műgyantával. Az ércásványok tanulmányozására Araldite műgyantába ágyazott felületi csiszolatot (polírozott ércpogácsákat) készítettem, ráeső fényes mikroszkópos vizsgálatokra. Fluidumzárvány mikrotermometriai mérések céljára 90-120 μm vastag, kétoldalán polírozott csiszolatokat készítettem, amelyeket Loctite pillanatragasztóval szabványos üveglemezre ragasztottam. A mikroszkópos munkát többnyire Nikon Alphaphot-2 mikroszkóp segítségével, valamint Olympus BH2 és Zeiss Axioplan ráeső és áteső fényes vizsgálatokra is alkalmas polarizációs mikroszkópon végeztem. A petrográfiai jellemzés után a fluidumzárvány mikrotermometriai vizsgálatokat Linkam FT-IR típusú, maximum 1000x nagyítást biztosító Olympus BX51 mikroszkópra szerelt fűthető-hűthető tárgyasztal segítségével végeztem el. A műszer mérési pontossága 0 °C felett 1 °C, 0 °C alatt 0,1 °C. A műszer kalibrálását szintetikus CO₂ és H₂O fluidumzárványok mikrotermometriai analízise és nagy tisztaságú vegyületek olvadáspontja alapján végezték. A vizsgálatok során melegítéssel homogenizációs hőmérsékletet, folyékony nitrogén segítségével történő hűtéssel olvadáspont csökkenést mértem, hogy az ásványképződés körülményeiről információt szerezzek. A méréseket (elsősorban a krioszópos vizsgálatokat) nehezítette a zárványok kis mérete (~5 μm), továbbá az, hogy néhány zárványban a homogenizációs mérések után nem tért vissza a gőzfázis. A zárványfluidumot minden esetben NaCl-víz rendszerrel modelleztem,

mivel valamennyi esetben a zárványok $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ra megfagytak, illetve előfordult, hogy $-21,5^{\circ}\text{C}$ -nál eutektikus pontot észleltem. A mikroszkópokban készült fotókat Olympus Camedia C5060 típusú fényképezőgéppel készítettem.

A képződési folyamatok nyomás-hőmérséklet viszonyainak további tisztázásához a Leobeni Egyetemen EPMA (WDX) mérések készültek a telérekkel egy időben képződött klorit szemcsékből. A mérési eredményeket oxidos formában kaptam meg. Az elemzés kimutatási határai elemfüggők: F 0,1227 t%, Cl 0,0184 t%, SiO_2 0,013 t%, CaO 0,0171 t%, K_2O 0,0064 t%, BaO 0,0616 t%, FeO 0,0216 t%, Na_2O 0,0302 t%, TiO_2 0,0181 t%, MgO 0,0184 t%, MnO 0,0187 t%, Al_2O_3 0,0141 t%, NiO 0,0233 t%, Cr_2O_3 0,0094 t%. A klorit termometriai számítások alapjául Zang és Fyfe (1995) különböző ($\text{XFe}=0,4\text{-}0,8$, $\text{Al (IV)}=1,0\text{-}1,3$ (14 oxigénre)) Al (IV) és XFe tartományokra kidolgozott módszerét használtam, mivel e módszer kritériumainak feleltek meg a mérési eredmények. Az említett laborban a kalkopirit szemcsék nyomelemtartalma is meghatározásra került. Az arra vonatkozó kimutatási határértékek: Fe 0,018 t%, S 0,033 t%, Cu 0,0267 t%, As 0,0363 t%, Ag 0,0346 t%, Co 0,018 t%, Pb 0,1827 t%, Au 0,0639 t%, Ni 0,0193 t%, Sb 0,0237 t%, Zn 0,0291 t%, Te 0,024 t%, Bi 0,1141 t%, Se 0,017 t%. A méréseket témavezetőm, Kiss Gabriella végezte el, az általam készített mintadokumentáció alapján. Az általában $1\text{-}5\text{ }\mu\text{m}$ méretű ércásványok meghatározására az ELTE TTK Közettani Tanszékén található AMRAY 1830 SEM+EDAX műszert használtuk PV9800 EDS detektorral, fókuszált elektronsugárral, 20 kV gyorsító feszültséggel, 1 nA sugáráram és 100 s mérési idő mellett. A műszer kalibrálását természetes és mesterséges ásvány sztenderek segítségével végezték el. A további kalkopirit és egyéb ércásványok mérési adatai kvalitatív eredményeknek fogadhatók el. E műszer kimutatási határai az általunk vizsgált elemekre $\sim 0,1\text{ t\%}$.

Egyes zárványok összetételének vizsgálatához Olympus BXFM mikroszkópra szerelt HORIBA JobinYvon LabRAM HR 800 típusú Raman-mikrospektrométerrel is végeztünk méréseket. Célunk a kvarcban található fluidumzárványok sótartalmának meghatározásán túl a gőzfázis összetételének megismerése volt. A műszer mérési beállításai az alábbiak voltak: 532 nm (zöld) Nd:YAG frekvenciakétszerezett DPSS lézer, 600 vonal/mm optikai rács, $50\text{ }\mu\text{m}$ konfokális rekesz. A mérési idő egy likvidfázison $3\cdot 120$ másodperc, gőzfázison $5\cdot 120$ másodperc volt.

Az ábrák, illusztrációk készítésére Corel Draw 15-ös grafikai szoftvert, adatok kezelésére MS Excel táblázatkezelő szoftvert használtam.

4. Eredmények

4.1. Terepi észlelések

Az általam vizsgált terület a darnó-hegyi Hosszú-völgyben található Pollner-táró (**I.tábla/A**) környezete. A Hosszú-völgy a Darnó-hegy közepén végighúzódó, megközelítőleg észak-dél tájolású völgy, mely legkönnyebben a Sirokot Recskkel összekötő (24-es számú) műút felől, gyalogosan közelíthető meg. A Hosszú-völgyön végighaladva többféle kőzetet lehetett látni a felszínen. Több helyen zöld és vörös színű, kloritosodott, hematitosodott bazaltot észleltem szálaban álló kőzetként (út- és patakbevágásban) és törmelékben egyaránt. A bazalton kívül számos helyen találtam vörös és szürke színű agyagpalát, kovapalát szálaban és törmelékben egyaránt, valamint a neogén vulkanizmus termékei is helyenként megjelennek (riolittufa).

A terepi munka során szabad szemmel megfigyelhető kvarc, prehnit és helyenként opak ásvány tartalmú teléreket és zsinórokat találtam a Pollner-táró előtti meddőhányón törmelékben, valamint a felette található kutatóárokban szálfeltárásban, továbbá attól 3 méterrel keletre, szintén szálfeltárásban, ám vastag avar- és talajtakaró alatt (**I.tábla/B**). Az észlelt telérek mindenütt a bazaltban fordulnak elő, vastagságuk a kutatóároknál akár az 50 cm-t is eléri, míg az árok környékén az 1-10 cm-es vastagság a jellemző. A telérek iránya és dőlése általában igen nehezen volt megállapítható, ahol követhető volt, ott É(ÉK)-D(DNy) csapásirány és közel függőleges dőlés volt meghatározható.

A kutatóárokban és a meddőhányón megfigyelhető telérekben ércásványt nem találtunk, így a további vizsgálatok a kutatóároktól 3 méterre keletre található, eddig elfedett, érc tartalmú mintákra korlátozódnak.

4.2. Makroszkópos és mikroszkópos kőzetleírás

4.2.1. A teléreket befogadó kőzet jellemzői

A Pollner-táró mellett talált prehnites kvarcteléreket befogadó kőzet erősen átalakult bazalt, a kloritosodás, hematitosodás, limonitosodás sokszor makroszkópos, kézinagyító vizsgálatok során is szembetűnő volt. A bazalt többnyire zöldesszürke színű, szöveti jellege nehezen felismerhető, mivel az elsődleges kőzetalkotó ásványok szabad szemmel nem, vagy csak alig meghatározhatók. Esetenként földes megjelenésű átalakult földpát szemcsék láthatóak. A bazalt a telérrel való kontaktusán epidotosodik, ahol az epidot piztáciazöld, olykor saját alakú, szálas-tűs megjelenésű, máskor pedig csak finomszemcsés hintés formájában jelenik meg. A bazalt törési felületén (többnyire mikrorepedések mentén törik) esetenként Mn-dendrites kiválás látható. A kőzetben ritkán láthatók kicsi, 1-2 mm-es kerekded barna foltok,

amely megjelenést feltételezhetően vasoxi-hidroxidok okozzák. Olyan megjelenés is előfordul, hogy a breccásodott bazaltban kerekded változó méretű (0,2-3 cm), vörös színű klasztok fordulnak elő. A klasztok nagyon finom szemcsékből állnak, az egyedi szemcsék lupeval sem különíthetők el. A bazaltban továbbá jellemzőek a kisebb (<0,5 cm) kvarcprehnit erek, mikrorepedések és szabálytalan alakú üregek (0,5-1 cm) is.

A kőzetmintákból készült vékonycsiszolatok polarizációs mikroszkóppal való vizsgálata alapján megállapítható, hogy a befogadó kőzet szövete interszertális (*IV.tábla/A-B, V.tábla/A-B*), olykor variolitos, az agyagásványosodott plagioklász lécek közötti teret kloritosodott kőzetüveg, mikrokristályos anyag, epidot, ritkán kalcit tölti ki. Jellemző a színes elegyrészek hiánya, ill. egykori színeselegyrészek utáni klorit átalakok megjelenése. A mintákban a fő kőzetalkotó ásvány a közel sajátalakú, olykor vázkristályos kifejlődésű plagioklász, a lécek mérete 0,2-1 mm. . A plagioklász kristályok általában agyagásványosodtak, melynek mértéke változó, valamint albitosodtak, melyre a helyenként még észlelhető kis kioltási szögből (~10°) következtethetünk.

A befogadó kőzetben a klorit többféle kifejlődésben fordul elő: alapanyag átalakulási termékeként, színes elegyrészek utáni pszeudomorfózáként, hólyagüregekben és a vékony erekben sajátalakú szemcsehalmozaként (*V.tábla/C-D*). A pikkelyes, lemezes megjelenésű klorit általában sötétzöld színű, jól látható pleokroizmust mutat és interferenciaszíne olykor rendhagyó barna. Ezzel szemben a kőzet alapanyagában és átalakulási terméként megjelenő klorit mikroszkóposan más tulajdonságokat mutat, színe világosabb zöld és kevésbé pleokroós. Ezek alapján elképzelhető, hogy a kétféle klorit kémiai összetétele is különböző. Az alapanyagban továbbá megjelenik az epidot is, amely aprószemcsés kifejlődésű.

A bazaltban jelenlévő mikrorepedésekben a fentebb említett kloriton kívül látható sárga színű sajátalakú epidot, legyezőszerűen megjelenő zöldes-rózsaszínű pleokroizmust mutató prehnit és szabálytalan alakú kvarc (*V.tábla/C-D*).

A bazalt egyes, üvegesebb részei erősebben hematitosodtak a hidrotermás fluidumok hatására, így a hematitosodott és kloritosodott bazalt határa teljesen kaotikus lehet. A csiszolatokban továbbá előfordulnak hólyagüreges hematit foltok is, amelyek szintén a bazalt ilyen jellegű átalakulását támasztják alá.

Az opakásványok tekintetében a hematit az uralkodó ásvány, ami főleg a plagioklászok közötti térben fordul elő és jellemzően nem sajátalakú. A szemcsék mérete 0,5-2 mm és

gyakran limonitosodtak. A hematit mellett megjelenik a kalkopirit is az alapanyagban, apró félig sajátalakú, kerekded szemcsék formájában.

A befogadó kőzet jellegei a telérek kontaktusánál megváltoznak (*IV.tábla/C-D*). A polarizációs mikroszkópos megfigyelések alapján a bazalt erősebben átalakult, ez eredeti szövet bélyegei nehezen ismerhetők fel, az egykori kőzetalkotó ásványok már nem találhatók meg, szinte csak másodlagos ásványok (klorit, agyagásványok) vannak jelen. Néhol megfigyelhetők a teljesen átkovárosodott plagioklász halmazok az interszertális szövet reliktaiként. Az alapanyagot kloritosodott kőzetüveg alkotja. A telér és a bazalt határán mindig megjelenik az apró szemcsés, sajátalakú epidot, de a kontaktusnál limonitos foltok, erek is előfordulnak. A befogadó kőzet és a kvarc telérek határához közel, de általában a telér felületén, makroszkóposan is észlelhető a kalkopirit megjelenése és annak átalakulási termékei. A telérek kontaktusánál gyakoriak a hajszálvékony, néhol egymást keresztező, hullámos lefutású kvarc erek.

4.2.2. A telérek sajátosságai

Az általam részletesebben megvizsgált telérek vastagsága az 1 cm-es zsinóroktól a közel 10 cm-es szélességű telérekig terjedt. Terepi észlelések alapján a befogadó kőzet és a telér határa élesen elkülönül egymástól, gyakran a telér szélén üregek jelennek meg (*II.tábla/A-D*), valamint a telér belsejében kisebb és nagyobb (0,5 cm - 5 cm) szögletes, esetleg gyengén lekerekített klasztok fordulnak elő a befogadó kőzetből.

Makroszkópos megfigyeléseim alapján kimutatható volt, hogy a telérek bazalttal való kontaktusára jellemző a sávós, szalagos megjelenésű ásványzonáció (*II.tábla/F*). A telérek sávós szerkezete szimmetrikusan jelenik meg. A telérek és a befogadó kőzet határán általában megjelenik az epidot, a táblás prehnit és a klorit is. A telérek belsejében idiomorf, változó méretű (0,1 mm - 2,5 cm) tejfehér kvarc és táblás prehnit jellemző (*II.tábla/E*). Az epidotosodott, kloritosodott bazalt klasztok a telér belsejében, valamint azok szélén is megtalálhatók.

Mikroszkópos megfigyeléseim alapján elmondható, hogy a kloritosodott, epidotosodott bazalt klasztok (melyek szöveti jellemzőik alapján a befogadó kőzettel azonosnak mondhatóak) szegélyénél és a telérek belsejében tűs, szálas, valamint léces-sugaras, legyezőszerű halmazokként jelennek meg a prehnit kristályok (0,05 mm – 5 mm), amelyek változó méretű (0,1 mm – 7 mm) idiomorf, hipidiomorf kvarckristályok között találhatók (*IV.tábla/E-F*). A prehnit kristályok alárendelten, de olykor agyagásványosodtak, és gyenge pleokroizmust

mutatnak. Az erek szegélyén, repedésekben és a bazalt klasztok szegélyén gyakran figyelhető meg a sajátalakú epidot, amely általában 0,1- 2 mm hosszúságú lécekből áll (*V.tábla/E-F*). Néha a telérek belsejében is megfigyelhető az epidot, ám ott kisebb szemcsékként, mint a kontaktuson. További jellemzője még a teléreknek az utólagos oldás hatására létrejött változó méretű üregek (0,5-3 cm) megjelenése is. A kvarckristályok mérete és alakja változó, a befogadó közzel alkotott határán az üregekben gyakran sajátalakú, trigonális nyúlt prizmák is előfordulnak (*II.tábla/B,D*) de legtöbb esetben csak félig sajátalakú prizmák láthatóak. A kontaktushoz közelebb található szemcsékre jellemző a hullámos kioltás. A fentiekben túl egyes esetekben elszórtan a vékony erekben, üregkitöltésekben kalcit is található. A befogadó közet és a kvarc telérek határához közel, de általában a telérben, makroszkóposan is észlelhető a kalkopirit (*I.tábla/C-F*) és annak átalakulási termékeinek (kovellin, kuprit és malachit) megjelenése (*III.tábla/A-F*). Az ércesedés általában a kvarc-prehnit szemcsék között, valamint az üregekben található. Ráeső fényes vizsgálatokkal közel sajátalakú, helyenként kerekded kalkopirit szemcséket (10µm-1mm) lehetett találni a telérekben, amelyek általában kvarckristályok között (*VI.tábla/E*), vagy annak zárványaiként jelennek meg (*VI.tábla/F*, *VII.tábla/B*), de előfordul léces epidot kristályok között megjelenő is. A kalkopirit szegélyén gyakran megjelenik a hematit is (*VI.tábla/A-D*, *VII.tábla/A*, *VIII.tábla/C*), amely szabálytalan alakú szemcsehalmozokat alkot. Távolabb nem sajátalakú, finomszemcsés limonit is előfordul, továbbá észleltem azuritot is a közetben.

4.3. Pásztázó elektronmikroszkópos (SEM+EDX) mérések eredményei

A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokra a részletes petrográfiai leírások után került sor, így a mikroszkópos közetleírás során felmerülő kérdésekre szerettem volna válaszokat kapni a mérések során.

A minták vizsgálata közben három fő kérdés fogalmazódott meg bennem: a polarizációs mikroszkópos megfigyelések által leírt ásványokon túl milyen más (többnyire finomszemcsés) ásványfázisok jelennek meg a bazaltban; kalkopiriten és a hematiton túl milyen más ércásványok jelennek meg a telérben, az ércásványok milyen kémiai összetétellel jellemezhetőek; valamint milyen ásványként határozhatóak meg a hematitban megjelenő sárga színű szulfidzárványok.

A mérésekből megállapítható, hogy a kloritosan átalakult bazaltban a korábbiakban leírtakon túl megjelenik az aprószemcsés (<10µm) finom eloszlású barit, sajátalakú (<5 µm) krómit és Ti-, Cr-, Fe-, Zn-, Mn-tartalmú spinell, valamint cirkon (<5 µm) is.

A telérek anyagában vizsgáltuk a kalkopirit, a hematit és a limonit nyomelemtartalmát. A kimutatási határértékek az általunk vizsgált elemekre ~ 0,1 t‰, ezért a mérések kvalitatívnak, tájékoztató jellegűnek tekinthetők. A mérések során megállapítottuk, hogy a kalkopiritbe semmilyen más jellemző elem nem épül be (Sn, Zn). Új fázisként azonosítottuk a bornitot **(VII.tábla/E)** a kalkopirit szegélyén, amelyben a Fe:Cu tömegek aránya 2:11, azonban ez az ásvány sem tartalmaz kimutatható mennyiségben más elemeket. A hematit szemcsék vizsgálata során jelentős mennyiségben találtunk az ásványban SiO₂-ot (3,5-4 t‰), CuO-ot (2,8-3,7 t‰) és P₂O₅-ot (1,25-1,4 t‰). A limonit **(VII.tábla/F, VIII.tábla/A)** szemcsék vizsgálatakor pedig kiderült, hogy az elvárt FeO után (68,4-71,4 t‰) legnagyobb mennyiségben a CuO található a mintában (9,3-14,9 t‰), majd a SiO₂ (9,2-10,7 t‰), ezt követi a P₂O₅ (5,5-5,6 t‰), továbbá kimutatható mennyiségben van jelen az Al₂O₃ (1,7-2,7 t‰) és a CaO (0,15-0,29 t‰). A limonitra általában jellemző, hogy sokkal több foszfort tartalmaz, mint a hematit (Bendő Zs. Szóbeli közlése). Reflexiós mikroszkópos megfigyeléseimkor sárga színű, szabálytalan alakú szulfid zárványokat észleltem a hematitban, de kis méretük (1-3 µm) miatt nem tudtam meghatározni azokat. SEM+EDX mérések alapján a zárványok összetétele: Fe = 49,5-52,2 t‰, S = 49,6-47,8 t‰, ami alapján piritként azonosíthatóak **(VII.tábla/C-D, VIII.tábla/B)**.

4.4. Elektron-mikroszondás (EPMA) vizsgálatok eredményei

A Leobeni Egyetemen két mintából készültek mérések. A méréseket témavezetőm, Kiss Gabriella végezte el, az általam készített mintadokumentáció alapján. A vizsgálati módszerek fejezetben leírtam a műszer kimutatási határait, ebben az alfejezetben csak az eredményeket szeretném közölni.

A telérben lévő, hematittal körülvett kalkopiritből készültek mérések **(VIII.tábla/C)**. A mérések során a kalkopirit nyomelemtartalma, és azok megoszlása érdekelt minket (kvantitatív elemzések). A táblázat **(1. táblázat)** foglalja össze a kapott eredményeket.

	Kimutatási határ (t‰):	0,018	0,033	0,0267	0,036	0,018	0,0291	0,0281	
Mintasám	Megjegyzés	Fe	S	Cu	As	Co	Zn	Te	Total
Pt1202-2-an1	cpy hem-al	31,325	33,397	34,932	d.l.a.	0,060	d.l.a.	0,024	99,744
Pt1202-2-an2	cpy hem-al	30,867	34,027	34,054	d.l.a.	0,028	d.l.a.	d.l.a.	98,988
Pt1202-2-an3	cpy hem-al	31,073	33,118	33,513	0,035	0,046	0,043	0,031	97,910

1. táblázat. Hematit mellett megjelenő kalkopirit nyomelemtartalma (d.l.a.=detektálási limit alatt, szürke háttér: mért érték detektálási határon)

A táblázatban nem tüntettem fel azokat az elemeket (Ag, Pb, Au, Ni, Sb, Bi, Se), amelyeket bár vizsgáltunk, egyik kalkopirit szemcsében sem fordulnak elő.

Az említett laborban a bazaltban és a kvarc erekben található kloritok **(VIII.tábla/D)** összetétele is meghatározásra került. A kilenc mérésből három adatsor használható megfelelő biztonsággal a klorittermometriai számolásokhoz (Zang és Fyfe, 1995), a többi mérés túl alacsony totál értéket mutat. A kis totál értékek valószínűleg abból adódnak, hogy a klorit igen apró szemcsékből épül fel, így nem lehetett a hullámhossz-diszperzív méréseknek megfelelő tökéletesen sima, megfelelő méretű felületet létrehozni. A táblázatban **(2. táblázat)** az összes mérés eredményét feltüntettem, világosszürke háttérrel kiemeltem a számításokhoz használható adatokat, míg sötétszürkével ismételtlen a detektálási határértékhez közel eső adatokat jelöltem.

	minta- szám	Pt1212- 3an2	Pt1212- 3an3	Pt1212- 3an6	Pt1212- 3an1	Pt1202- 2an1	Pt1212- 3an5	Pt1202- 1an3	Pt1202- 1an1	Pt1202- 1an2
kimuta- tási határ (t%)	Megjegy- zés	chl kvarccal, érben	chl bazaltban	chl kvarccal, érben	chl kvarccal, érben	chl bazaltban	chl kvarccal, érben	chl hólyagüreg- ben,	chl bazaltban,	chl bazaltban,
0,0184	Cl	0,020	d.l.a.	0,031	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,018	d.l.a.	d.l.a.
0,013	SiO₂	26,711	27,600	26,298	26,861	25,391	26,119	25,001	21,261	19,248
0,0171	CaO	0,020	0,142	0,115	0,129	0,037	0,044	0,131	0,078	0,028
0,0064	K₂O	0,010	d.l.a.	0,008	0,042	0,014	d.l.a.	0,043	0,045	0,039
0,0616	BaO	0,065	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.
0,0216	FeO	26,999	27,952	19,271	17,382	14,784	16,182	12,706	11,013	6,272
0,0302	Na₂O	0,028	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,034	d.l.a.
0,0181	TiO₂	0,038	0,113	0,018	0,023	0,027	0,035	0,027	0,016	0,020
0,0184	MgO	13,632	13,553	18,754	18,311	16,035	14,836	16,265	13,421	10,545
0,0187	MnO	0,919	0,897	0,846	0,696	0,529	0,708	0,417	0,345	0,133
0,0141	Al₂O₃	17,236	17,919	17,760	16,775	16,814	15,074	15,314	15,054	12,132
0,0233	NiO	0,102	0,034	0,189	0,178	0,047	0,126	0,031	d.l.a.	d.l.a.
0,0094	Cr₂O₃	d.l.a.	0,043	0,024	0,020	0,012	0,039	0,010	0,016	0,015
	Total	85,776	88,260	83,356	80,427	73,717	73,180	69,973	61,310	48,447

2. táblázat. A telérekben és a bazaltban található klorit összetétele (d.l.a.=detektálási limit alatt, sötét szürke háttér: mért érték detektálási határon, világos szürke háttér: számításokhoz használható adatok)

4.5. A fluidumzárvány vizsgálatok eredményei

A Pollner-tárónál lévő, érc tartalmú kvarc-prehnit-klorit telérek anyagából gyűjtött mintákból két darab, folyadékzárvány mikrotermometriai mérésekre alkalmas csiszolat készült. Egyik abból a mintából, amelyből a kalkopirit nyomelem tartalmát is mértük (EPMA), a másik pedig abból a mintából, amelyből a klorit összetételét határoztuk meg (EPMA). Vizsgálataim célja a telérekben kifejlődött kvarc képződési körülményeinek megállapításával az ércesedést létrehozó folyamat pontosabb jellemzése volt.

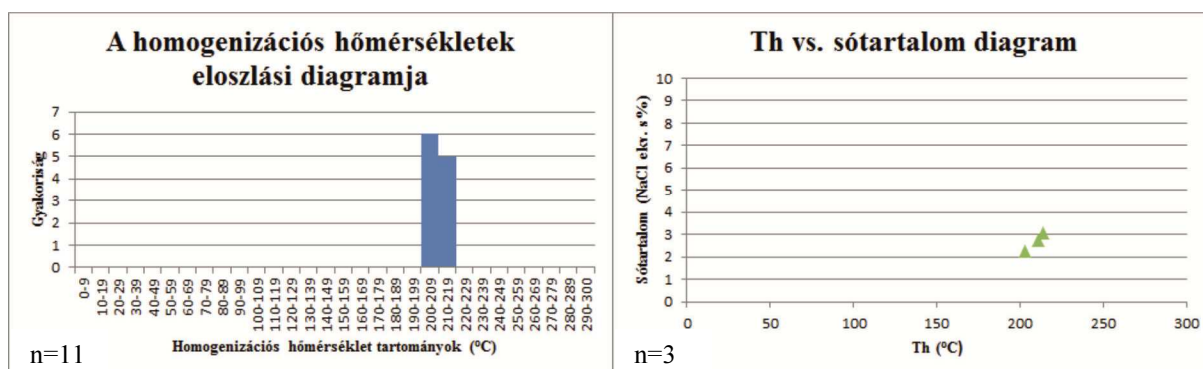
A fluidumzárvány petrográfiát a hagyományos petrográfiai csiszolatok alapos tanulmányozása előzte meg a telérek – erek pontos megismerése céljából. Bár a telérek felépítésében zonáció figyelhető meg, a petrográfiai információk alapján (nincsenek ránövekedési szegélyek, visszaoldódási felületek és éles határok) a kvarckristályok egy képződési folyamat eredményei.

A kvarc szemcsékben nagyon gyakoriak a másodlagos zárványsíkok, amelyek keresztezhetik is egymást (*VIII.tábla/E*). A másodlagos zárványokon/zárványsíkokon túl kevés elsődleges zárványt is észleltem. A primer zárványokra jellemző, hogy önállóan, a másodlagos zárványsoroktól távol, vagy repedésektől független zárványfelhőkben fordulnak elő. Az elsődleges zárványok mérete általában (*VIII.tábla/E-F*) 5-10 μm (maximum 15 μm), a bennük található fázisok aránya közel állandó, a zárványok 10-15% gőzfázist és 85-90% folyadékfázist tartalmaznak. Alakjuk lehet kerekded, szögletes, gyakran mutatnak háromszög átmetszetet, de nem mutatnak negatív kristály alakot. Ezzel szemben a másodlagos zárványok mérete jóval kisebb ($<5 \mu\text{m}$), bennük a fázisok aránya eltérő: vannak zárványok amelyek kis mennyiségben (5-20%) tartalmaznak gőzfázist, találhatók olyanok, amelyek csak folyadékfázisból állnak, és vannak olyanok is, amelyek összetételét az apró méret miatt nem láthatjuk. A szekunder zárványok mindig kerekded, szabálytalan alakúak.

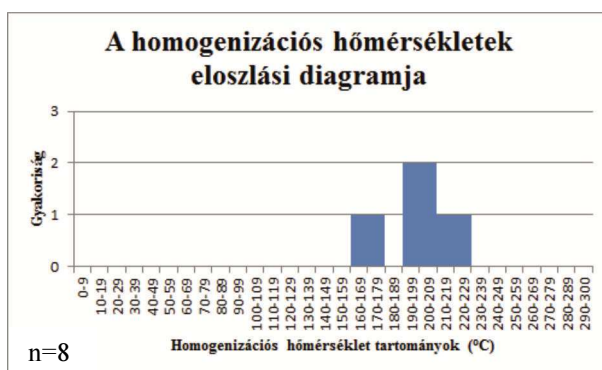
A mikrotermometriai méréseket a zárványok kis méretén túl nehezítette az a tény, hogy a homogenizálás után több zárványba nem tért vissza a gőzfázis a szobahőmérsékletre történő visszahűtés során. E probléma kiküszöbölésére a többszöri fagyasztást alkalmaztam, így a gőzfázis többnyire újra megjelent. A zárványok fagyasztásos vizsgálata során előfordult metastabil, a gőzfázis hiányával jellemzett olvadás is nehezítette a munkát (a jégfázis stabil olvadásának feltétele, hogy a folyadékfázis telített gőze jelen legyen olvadáskor, Roedder, 1981). Ez azért fontos, mert csak stabil olvadás esetén lehet a végső olvadáspontból a zárványoldat só tartalmát kiszámolni (Roedder, 1981). A probléma megoldására a zárványok kis mértékű kitágítása, az úgynevezett „*stretching*” eljárás nyújtott lehetőséget.

A mikrotermometriai vizsgálatok eredményeként 19 homogenizációs hőmérsékletet és 3 olvadáspont csökkenést sikerült meghatározni a két mintában. A homogenizációs hőmérsékletek 169-228 °C között változtak. A krioszkópos vizsgálatok eredményei alapján a zárványfluidumot minden esetben NaCl-víz rendszerrel modelleztem, mivel valamennyi esetben a zárványok -50 °C-ra megfagytak, illetve előfordult, hogy -21,5°C-nál eutektikus pontot észleltem. Csak az egyik mintában (Pt1202-3, amelyből a klorit összetétele is meghatározásra került) sikerült stabil olvadást megfigyelni, itt az olvadáspont csökkenés alapján számolt szalinitás értékek 2-3 NaCl ekv.s% közé estek (sótartalom számítás Hall *et al.* 1988 alapján).

A két minta fluidzárvényaiból mért homogenizációs hőmérséklet adatok kis eltérést mutattak egymáshoz képest. A Pt1202-3-es minta (amelyből a klorit összetétele meghatározásra került) fluidumzárványainak homogenizációs hőmérséklete $+208 \pm 5,5$ °C (**6.ábra**). Ezzel szemben a Pt2012-2-es (érces) minta zárványainak homogenizációs hőmérséklete $+197 \pm 20$ °C (**7.ábra**).



6. ábra. A fluidumzárvány vizsgálatok eredményei a Pt1202/3-as mintából (amelyből a klorit összetétele meghatározásra került)



7.ábra. A fluidumzárvány vizsgálatok eredményei a Pt1212/2-es mintából (amelyből a kalkopirit összetétele meghatározásra került)

4.5. Raman spektroszkópos vizsgálatok eredményei

A Raman spektroszkópos mérésekkel szeretnénk volna alátámasztani a fluidumzárvány vizsgálatok eredményeit, így a folyadék fázis oldott sótartalmára kapott eredményeket, valamint szeretnénk volna azt is megtudni, hogy a gőzfázis tartalmaz-e gázokat (CO_2 , CH_4).

A mérések által kapott eredményekből Mernagh és Wilde (1989) módszerével számoltam sótartalmat, de a kapott eredmény nem értelmezhető (negatív értéknek adódott). Ezek az eredmények adódhatnak abból, hogy a vizsgált zárványok mérete $5\mu\text{m}$, vagy attól kisebb volt, valamint sokban függenek attól, hogy -különösen kvarcban- a vizsgált zárványok milyen mélyen helyezkednek el a szemcsékben (Baumgartner és Bakker, 2009). Ez a sikertelenség rámutatott arra, hogy a későbbiekben a számolást célszerű volna elvégezni a fentebb említett újabb módszerekkel (pl. Sun *et al.*, 2010), illetve a Baumgartner és Bakker (2009) által kvarcra kidolgozott módszerrel is (lehetőleg nagyobb, mint a felszínéhez közel eső zárvány mérési adataiból).

A gőzfázisban végzett mérések sem adtak használható eredményeket, ami oka szintén lehet a zárványok kis mérete, és a bennük lévő gőzfázisok relatív kicsi térfogata. Feltehetően túl kicsi térfogatból készültek a mérések, így többszöri ismételés sem során kaptunk elfogadható eredményeket.

5. Diszkusszió

A Darnó-egység mezozoos szubmarin bazaltos vulkáni kifejlődéseiben megtalálható telérekben megjelenő ércidikáció vizsgálatára azért szükség, mert az eddigi munkák (Kiss, 1958, Mucsi, 2009) alapján azok genetikája nem tisztázódott megnyugtatóan. Kiss (1958) részletes leírást adott a területen található magmatitokról és a megjelenő ércesedésről. Bár a munkában részletesen vizsgálta a teléreket, azok kialakulásával kapcsolatosan csak minimális következtetést vont le (az ércesedés kialakulása a bazalt kialakulásával egyidejű, és így a teléreket pszeudohidrotermás kifejlődésnek lehet tekinteni). Ezzel szemben Mucsi (2009) vizsgálatai a befogadó kőzet geokémiai vizsgálatain túl kiterjedtek a telérek tanulmányozására is, viszont ő nem találta meg az ércesedést, csak a meddő telérek alapján vont le következtetéseket. Látszik tehát, hogy számos kérdés maradt tisztázatlan, amik megválaszolásával azonban közelebb kerülhetünk a genetika pontosításához is.

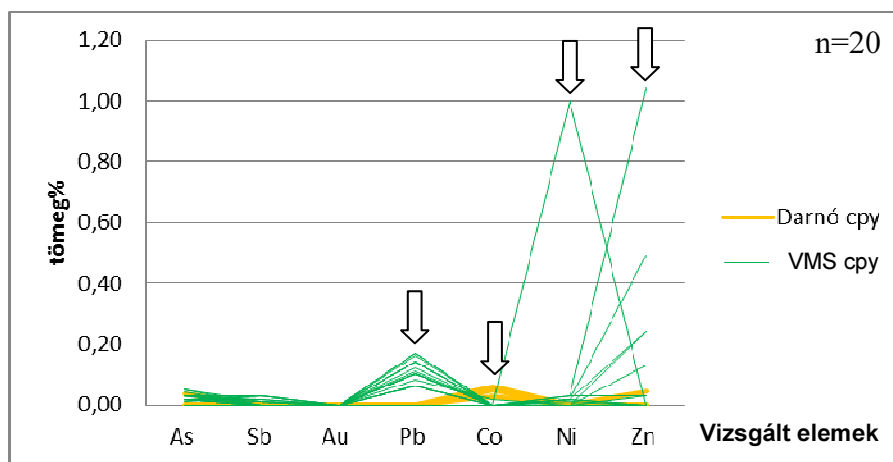
5.1 Az ércásványparagenezis, és a belőle levonható következtetések

Makroszkópos megfigyeléseim alapján a telérek felszínén, üregeiben, a befogadó kőzettel való kontaktushoz közel lehet megtalálni az ércásványokat, majd azoktól távolabb az átalakulási termékeket. Petrográfiai vizsgálataim alapján az olyakor szabad szemmel is látható kalkopirit a primer érc, ami a telérek legnagyobb mennyiségben megjelenő ásványával, a kvarccal egyszerre válhatott ki, hiszen annak szemcséi között, és benne zárványként is megjelenik. Az, hogy az opak ásványok közül a kalkopirit a legkorábbi fázis, alátámasztja az a tény, hogy általában kerekded szemcsékként, roncsok alakjában jelenik meg, felszíne gyakran egyenetlen-lyukacsos, és a vas-oxidokkal körülvéve is megtalálható reliktumokként. Üde, közel sajátalakú kalkopiritet csak a kvarc zárványaiként találhatunk. A primer kalkopirit mellett megjelenik a bornit, amely genetikájának (primer vagy átalakulási termék) magyarázatára további vizsgálatok szükségesek. A primer ércesedés átalakulási termékeként jelenik meg a makroszkóposan is megfigyelhető kovellin. A réz-szulfidok bomlási termékeként jelenik meg a kuprit apró, szabálytalan szemcsék formájában, makroszkóposan is észlelhetően a szulfidokat körülvéve. Az ércesedéstől távolabb, de az ércesedésre utaló jelként lehet értelmezni a sugaras-rostos halmazok formájában megjelenő malachitot és azuritot.

Vizsgálataimat összevetve Kiss (1958) eredményeivel elmondható, hogy a monomineralikusan kifejlődött kalkopiritdúsulás az elsődleges ércesedés. A kalkopiritet felépítő elemekből (S, Cu, Fe), de már eltérő arányokkal jellemezhetően jelenik meg a bornit a kalkopirit szegélyén. Ez új eredmény Kiss (1958) megállapításaihoz képest. A vas és a kén

egy részének migrációja után lebontási termékeként jelennek meg a réz-szulfidok, majd a réz-oxidok. Kiss (1958) által leírtak közül (kalkozin, kovellin, kuprit, tenorit) mintáimban megfigyelhető a kovellin és a kuprit. Kiss (1958) lebontási sorában a termésréz is szerepel, de az nem jelent meg az általam gyűjtött mintákban. Kiss (1958) észleléseivel megegyezik, hogy a kuprit és a termésréz lebontási termékeként jelenik meg az ércesedéstől távolabbi területeken a sajátalakú malachit és a finomszemcsés azurit. Az eltávozott vas és kén termékeként jelenik meg a pirit, amely átalakulási terméke a hematit és végül a limonit/goethit.

A Leobeni Egyetemen meghatározásra került a primer érc nyomelemtartalma. A mérésekre azért volt szükség, mert a befogadó közet (párnabazalt), ill. a megfigyelt meddőásvány-paragenezis alapján nem zárható ki a tengeraljzati hidrotermás eredet, valamint a VMS (vulkanogén masszív szulfid) telepek egyik legjellemzőbb ércásványa a kalkopirit. A mérési eredményeket az Atlanti-óceán közepén húzódó hátság vulkanogén masszív szulfid telepeibe mélyült fúrások kalkopirit elemzéseivel (Lawrie és Miller, 2000) összehasonlítva jelentős különbségek figyelhetők meg (**8.ábra**). Jól látható, hogy az Pb a darnói kalkopirit mintákban sosem jelenik meg, míg a másik területen jóformán mindig kimutatható mennyiségben van jelen. Második különbség a Co tartalomban nyilvánul meg, mert az összes darnói mintában jelen van, míg az atlanti párnaláva sorozatokban megjelenő mintákból nem mutatható ki. A fúrásból származó kalkopirit szemcsék nyomelemtartalma abban is különbözik, hogy Ni és Zn általában kimutatható bennük, míg a hazai mintákban nem. A darnó-hegyi kalkopiritnek nem sokkal, de magasabb a Fe tartalma. A többi elem (Cu, S, Sb, Au, As) hasonló eloszlást mutat mindkét területen. E vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy valószínűleg különbözik a két területen található kalkopirit ércesedés genetikája, azaz feltehetően nem a tengeraljzati hidrotermás folyamatok során alakultak ki az érc.



8. ábra. A darnó-hegy és az ODP fúrásból (Lawrie és Miller, 2000) származó kalkopirit ásványok nyomelemtartalma

5.2. A telérek kialakulásának körülményei

A vizsgált és a területen található többi, igen hasonló kifejlődést mutató teléreknek nincs egyértelmű irányultságuk, a megfigyelhető csapásirányok nagy szórást mutatnak (mért értékek: 130-310/40°) (Kiss, 1958, Félegyházy és Vecsernyés, 1970, Mucsi, 2009), ami akár az utólagos tektonikai mozgások következménye is lehet.

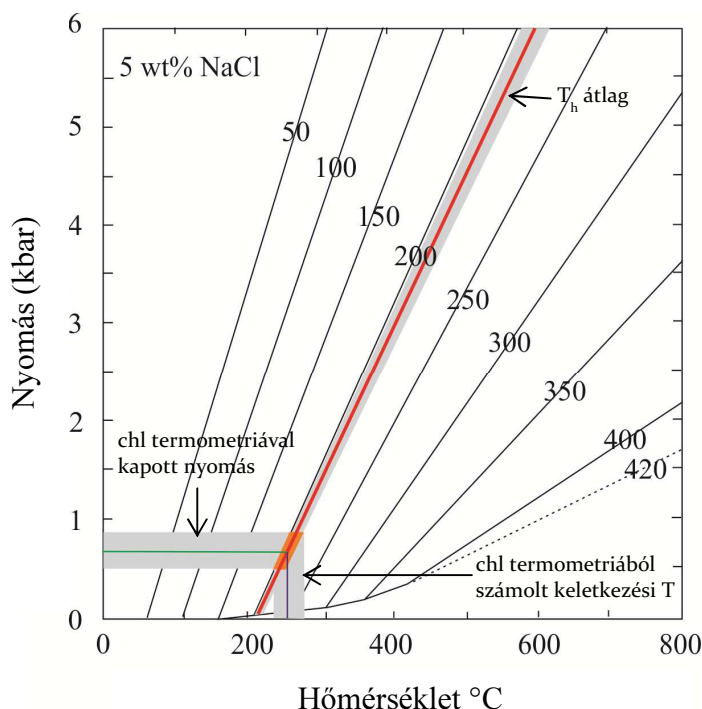
A befogadó kőzet és a telér határa élesen elkülönül egymástól, a telér belsejében néhol kisebb fragmentumok, klaszterek fordulnak elő a befogadó kőzet anyagából. A hidrotermás ásványparagenezist létrehozó fluidum fizikai-kémiai paramétereinek meghatározására fluidumzárvány mikrotermometriai és klorit termometriai vizsgálatokat is végeztünk.

A fluidumzárvány vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy a teléreket kialakító fluidum alacsony szalinitású volt, a számolt értékek alapján 2-3 NaCl ekv.s%. A mért homogenizációs hőmérsékletek, melyek minimum keletkezési hőmérsékletként értelmezhetőek, nem mutatnak nagy szórást. A vastagabb, érces telérben $+197 \pm 20$ °C, míg a vékonyabb vizsgált kvarc érben $+208 \pm 5,5$ °C. A vastag telér adatainak nagyobb szórása adódhat abból, hogy a telérek széle és közepe között homogenizációs hőmérséklet különbség tapasztalható (a Pollner-tároló feletti kutatóárokban ez tapasztalható (Kiss, 2012)). Mivel a mért értékek az ásvány képződésekor jelenlévő minimális befogódási hőmérsékletet adják meg, így méréseinket kiegészítettük klorit termometriai mérésekkel. Az így kapott eredmények képződési hőmérsékletet adják meg, bár átlagosan 10°C hibával terhelt (Zang és Fyfe, 1995). A két módszer kombinációjával -amennyiben a kvarc egyértelműen szingenetikus a vizsgált klorittal- a képződési nyomás is meghatározható. A klorit termometriai számítások eredményeit a **3.táblázat** mutatja be, a számításokhoz Zang és Fyfe, (1995) $X_{Fe}=0,4-0,8$, $Al(IV)=1,0-1,3$ (14 oxigénre) tartományokra kidolgozott módszerét használtam, mivel e módszer kritériumainak feleltek meg leginkább a mérési eredmények.

A zárványok fluidumzárvány mikrotermometriai vizsgálata alapján meghatározható izochor és a klorit összetétele alapján számolt hőmérsékleti adatokat összegezve elmondható, hogy a telérekben található ásványok 228-259 °C -on kristályosodtak, 0,6 – 0,9 kbar közötti nyomáson (**9.ábra**).

	Pt1202-3-an 2	Pt1202-3-an3	Pt1202-3-an6		Pt1202-3-an 2	Pt1202-3-an3	Pt1202-3-an6
	Súly%	Súly%	Súly%	Si (VI)	2,929	2,937	2,855
SiO ₂	26,711	27,600	26,298	Al	1,071	1,063	1,145
TiO ₂	0,038	0,113	0,018	Al (VI)	1,156	1,183	1,127
Al ₂ O ₃	17,236	17,919	17,760	Ti	0,003	0,009	0,001
Cr ₂ O ₃		0,043	0,024	Cr	0,000	0,004	0,002
FeO	26,999	27,952	19,271	Fe	2,476	2,487	1,749
Fe ₂ O ₃				Mn	0,085	0,081	0,078
MnO	0,919	0,897	0,846	Mg	2,228	2,149	3,035
MgO	13,632	13,553	18,754	Ca	0,002	0,016	0,013
CaO	0,020	0,142	0,115	K	0,001	0,000	0,001
Na ₂ O	0,028	0,000	0,000	Na	0,006	0,000	0,000
K ₂ O	0,010	0,000	0,008	Tot (VI)	5,958	5,929	6,007
Cl	0,020	0,000	0,031	vakancia	0,042	0,071	-0,007
BaO	0,065	0,000	0,000	XFe	0,517	0,525	0,359
NiO	0,102	0,034	0,189	Cl	0,004	0,000	0,006
Total	85,780	88,253	83,314	T (°C)=	228,479	226,045	258,940

3. táblázat. A klorit összetétele (EPMA alapján, balra) és abból számolt kationszámok (14 oxigénre számolva) ill. a keletkezési hőmérsékletek (jobbra)



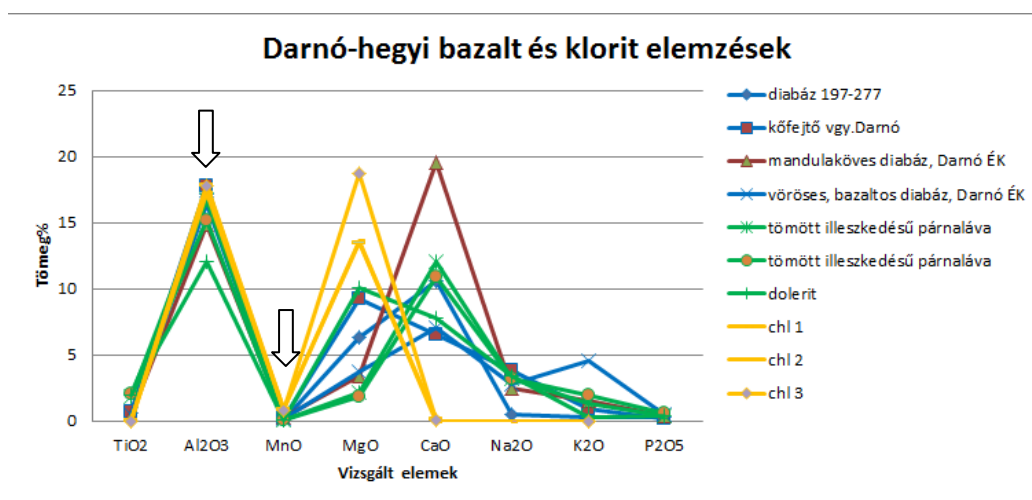
9. ábra. Keletkezési nyomás és hőmérséklet meghatározása a telérek esetén (Bodnar és Vityk, 1994)

5.3. A telérek kialakulásához vezető folyamatok

A darnó-hegyi ércesedés óceánaljzati hidrotermás átalakuláson átesett bazaltokban megjelenő telérekben található. A kalkopirit és a meddőásványok megjelenése alapján felvetődik a

kérdés, hogy az ércesedés tengeraljazati vulkáni hidrotermás folyamathoz (ld. pl. vulkanogén masszív szulfid telep) köthető-e, ezért a Darnó-hegyen található kalkopirit nyomelemtartalmát összehasonlítottam egy ODP (*Ocean Drilling Program*) fúrás méréseivel (Lawrie és Miller, 2000). Az eredményeket összehasonlítva megállapítható, hogy számos elem (Pb, Co, Ni, Zn) mutat karakterisztikus eltérést (**8.ábra**) a két terület között (nyilakkal jelölve), ami -hasonlóan a fluidumzárvány mikrotermometriai mérések során kapott alacsony, így tengervíztől eltérő szalinitás értékekhez- igazolja az eltérő eredetet.

A Leoben-i Egyetemen az erekkel szingenetikus klorit összetétele is meghatározásra került. Zang és Fyfe (1995) számítási módszerét alkalmazva átlagosan 237 °C-os keletkezési hőmérsékletet kaptam. Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján 1. típusú, Mg-klorit, ami a kvarc érben és a bazaltban megjelenik. Mindezek mellett a klorit jó petrogenetikai indikátor, amely összetételét sokban befolyásolja a hőmérséklet és nyomás változása, az eredeti kőzet összetétele és az adott területen áramló hidrotermás fluidumok összetétele (Zane *et al.*, 1998). Az átalakuló kőzet nyomelemtartalma tükröződik az abból képződő kloritban is (Zaccarini és Garuti, 2008), így ezzel magyarázom a darnó-hegyi kloritok összetételét. Sajnos a Pollner-tározó környezetében lévő bazaltokból nem készült teljes kőzet geokémiai elemzés, ezért Kiss (1958, kék és bordó vonallal) és Kiss (2012, zöld vonallal) méréseit felhasználva készítettem el a következő diagramot (**10.ábra**).



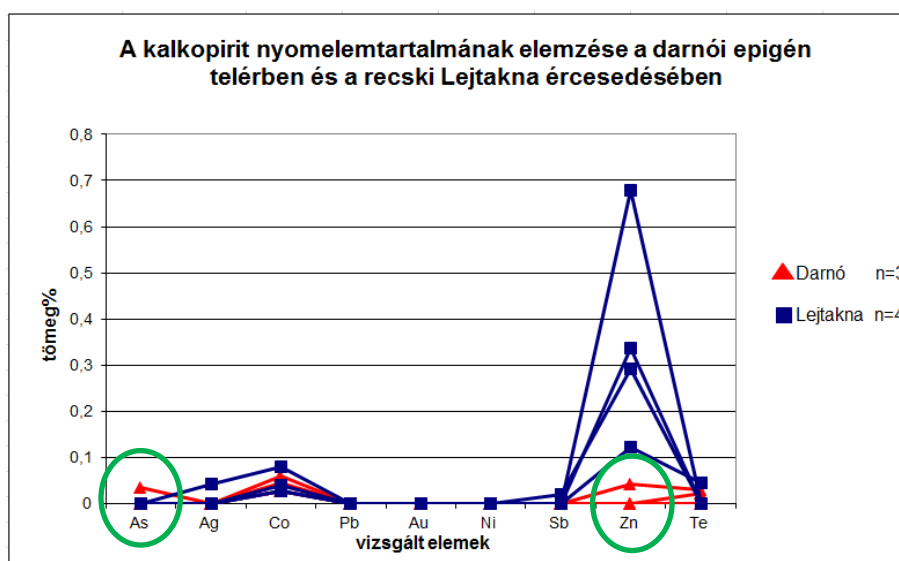
10. ábra. Darnó-hegyi bazalt és klorit elemzések (sárga vonalak: jelen dolgozat klorit elemzéseinek eredményei; kék és bordó vonalak: Kiss, 1958 bazalt elemzéseinek eredményei; zöld vonalak: Kiss, 2012 bazalt elemzéseinek eredményei a Hosszú-völgy triász bazaltjából)

Az ábrán látható, hogy a klorit és a bazalt Al- és Mn-tartalma együtt mozog. A diagramon kék vonallal jelöltem a mandulaköves, átalakult bazaltot, mert ennek összetételbeli eloszlása eltér a bazaltétól és a kloritétól is. Feltehetően abból adódik ez az eltérés, hogy a mandulaköves

bazalt mindig vörös, oxidáltabb változat, a Pollner-tárónál viszont a zöldes színű kloritos bazalt a jellemző.

A párnabazaltokhoz képest az ércesedés epigén eredetére utal az érces összetételéből levont következtetéseken túl (ld. fentebb) a telérek terepen való megjelenése (párnák határait átszelő, akár jelentős vastagságú telérek), valamint az a tény is, hogy a triász és jura korú, különböző kifejlődésű kőzetekben is megtalálhatók (Mucsi, 2009). A hidrotermás átalakuláson keresztül bazalt és a telérek határán komoly átalakulási zóna található, ami arra utal, hogy a kettő nincs egymással egyensúlyban, ami szintén az epigén eredetet erősíti meg. Így tehát kizárható a telérek szubmarin eredete.

A Darnó-hegy a Mátra közvetlen szomszédságában terül el, a Recski Érces Komplexumtól körülbelül 2 kilométerre, ami felvetheti a két terület közötti ércesedés genetikai kapcsolatának lehetőségét. A Recski Érces Komplexum genetikája nagyon összetett, mivel kis területen belül található epitermás, porfíros és szkarnos ércesedés (Földessy et al., 2008, Földessy és Szabó, 2008, Molnár et al., 2008 és hivatkozásaik). Az ércesedéssel való kapcsolat vizsgálatára a recski Lejtaknából származó kalkopirit szemcsékből kimutatható nyomelemtartalmat hasonlítottuk össze a darnói eredményekkel (**11.ábra**). Azért erről a területről származó kalkopirit szemcsékkel vetettük össze a darnó-hegyi mintákat, mert egyrészt földrajzilag ez igen közel van a vizsgált területhez, továbbá itt jelenik meg legtöbbféle kifejlődésben a kalkopirit, másfelől pedig a Lejtakna ércesedése a diorit intrúzió felett található, így feltételezhető a Lejtakna és az intrúzió ércesedése közötti genetikai kapcsolat (Molnár, 2007).

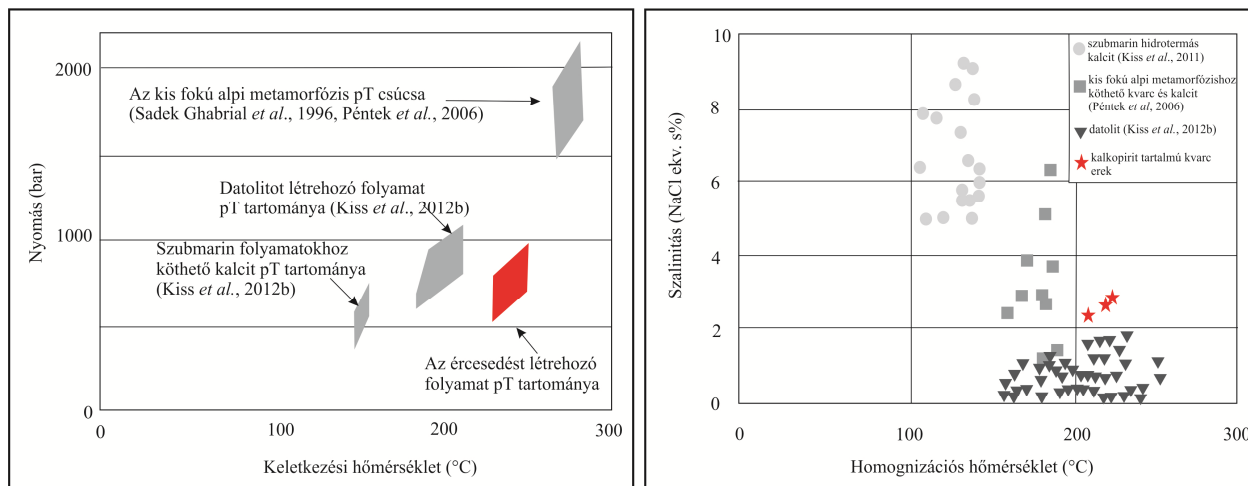


11. ábra A darnói epigén telérben és a recski Lejtakna ércesedésében (Turi, 2012) található kalkopirit szemcsék nyomelemtartalmának elemzése

A diagramon látható, hogy a két terület ércesedése a kalkopirit Zn-tartalmában jelentősen különbözik egymástól. Míg a recski mintákban található kalkopirit mindig tartalmaz kimutatható mennyiségben cinket, addig ez a darnói-hegyi ércesedésről nem mondható el. A darnó-hegyi és a recski ércesedés eltérő genetikájára utal a kalkopiriten túl megjelenő ércászvány együttes, valamint az ércesedést kísérő meddőászványok eltérő volta is. Míg a Lejtakna legjellemzőbb ércászványai a kalkopirit, pirit, galenit, szfalerit, enargit, luzonit és tennantit, meddőként pedig főleg a barit, kvarc, kalcit és agyagászványok jelenik meg, addig a darnó-hegyi epigén telérekben és azok mentén a kalkopirit és annak átalakulási termékei jelennek meg, a meddőászvány együttes pedig kvarc, prehnit, klorit és epidot.

Mivel a recski rézércesedéssel nem sikerült magyarázatot találni a darnó-hegyi epigén rézércesedés kialakulására, ezért más olyan utólagos folyamatot kell találnunk, amely bizonyítottan hatott a triász és jura korú képződményekre (tehát azoknál fiatalabb). Ilyen utólagos folyamat például a regionális kiterjedésű, kistekvési alpi metamorfózis, mely a telérekben megjelenő ásványparagenezishez igen hasonló ásványegyüttest hozott létre a Bükkben és környezetében. A szakirodalomban ismert olyan réz ércesedés, amely kis fokú metamorfózishoz köthető, és kvarc-prehnit erek mentén jelenik meg bazaltos összetételű kőzetekben (Wilton és Sinclair, 1988). A brit-kolumbiai Sustut érctelep fő ércászványai a magnetit, bornit, kalkopirit, pirit, természetes, greenockit és hematit, kísérő ásványként pedig megjelenik a kvarc, prehnit és az epidot. A telérek mentén –hasonlóan a hosszú-völgyi példához itt is zonáció észlelhető.

Az alpi metamorfózis maximális értéke a délnyugati Bükk területén ~280 °C és 1,5-2,1 kbar (Árkai, 1983, Sadek Ghabrial, 1996, Péntek *et al.*, 2006), ezek az értékek megfelelnek a zöldpala, zöldpala alatti metamorfózis jellemző értékeinek. A zöldpala fácies jellemző ásványai a klorit, aktinolit, albit, epidot és kvarc, míg a zöldpala alatti fáciesben megjelenik a prehnit is (+relikt magmás plagioklász és piroxén). Az általam vizsgált hidrotermás telérek ásványparagenezise megegyezik a zöldpala, zöldpala alatti ásványegyüttesével. A fluidumzárvány mikrotermometriai mérések adatai, valamint a klorit termometriával meghatározott keletkezési hőmérséklet és nyomás viszonyok valamivel alacsonyabb értékeket adnak, mint a fentebb leírt csúcstérték (~280 °C és 1,5-2,1 kbar). Ezzel azonban még nem zárható ki, hogy az alpi metamorfózishoz köthető az ércesedést létrehozó folyamat, hiszen elképzelhető, hogy a metamorfózis prográd vagy retrográd ága során zajlott le az ásványképződés (12.ábra). Ehhez hasonlóan magyarázza Kiss *et al.* (2012b) alpi metamorfózishoz kötődő epigén folyamatok során kialakult datolit erezések kialakulását is.



12. ábra. Az ércesedést létrehozó folyamat összevetése a kis fokú alpi metamorfózis csúcsával és a prográd/retrográd úton kialakult datolit erezéseket létrehozó folyamat nyomás- hőmérséklet viszonyaival, valamint a szalinitással, homogenizációs hőmérséklettel

A vizsgálati eredmények alapján tehát látszik, hogy az ércásványokat is tartalmazó telérek kialakulása egyértelműen epigén folyamatokhoz kötődik, és nem hozható kapcsolatba a recski ércesedéssel. A munka eddigi eredményei leginkább az alpi regionális metamorfózishoz kötődő eredetet támasztják alá.

További vizsgálatokkal alá lehetne támasztani a telérek metamorf eredetét, például Raman-spektroszkópiával a zárványok gőz fázisában CO₂ és/vagy CH₄ kimutatása jó indikátora lehet az ilyen folyamatoknak. Mindezekon felül szükség lenne még több klorit termometriai adatra a hőmérsékleti viszonyok pontosításához, és fluidumzárvány vizsgálatra, a sótartalom számításához.

6. Összefoglalás

Az északkelet-magyarországi Darnó-hegyen található, triász és jura bazaltokba (Mucsi, 2009) benyomult epigenetikus erezések leginkább kvarcból és prehnitből állnak, ám kis mennyiségben réz- és vastartalmú ércásványokat is tartalmaznak, a bazalttal alkotott határuk mellett a befogadó kőzet klasztjain kívül mindig megjelenő epidot és klorit mellett. A telérek kialakulására máig nem született megnyugtató magyarázat, az ércesedés modern módszerekkel való vizsgálata nem történt még meg. A dolgozat célja így ennek pótlásán túl a kapott eredmények alapján a keletkezési körülmények pontosítása volt.

A kalkopirit általában a telér és a kőzet kontaktusa környékén található, de megjelenik a mellékkőzetben, valamint a telér belsejében is. Vizsgálataink alapján a kalkopirit a primer érc, ezt alátámasztja az a tény, hogy általában kerekded szemcsékként, roncsok alakjában jelenik meg, felszíne gyakran egyenetlen-lyukacsos, és a vas-oxidokkal körülvéve is megtalálható reliktumokként. Üde, közel sajátalakú kalkopiritet csak a kvarc zárvényaiként találhatunk. A primer ércásvány mellett megjelenik a bornit. Eddigi vizsgálataink alapján nem lehetett meghatározni, hogy a kalkopirittel együtt képződött-e (tehát primer érc volna), avagy annak első átalakulási termékeként értelmezhető. Az viszont egyértelmű, hogy a primer érc átalakulási termékeként jelenik a makroszkóposan is megfigyelhető kovellin, majd a réz-szulfidok bomlási termékeként jelenik meg a kuprit, makroszkóposan is észlelhetően a szulfidokat körülvéve. Az ércesedéstől távolabb, de az ércesedésre utaló jelként lehet értelmezni a sugaras-rostos halmazok formájában megjelenő malachitot és azuritot. Az EPMA mérések alapján megállapítható, hogy a kalkopirit mindig tartalmaz kis mennyiségben (300-600 ppm) kobaltot, és helyenként arzén, cink és tellúr is előfordul. A telérkitöltő kvarcon végzett fluidumzárvány vizsgálatok alapján az ásványok minimum képződési hőmérséklete (homogenizációs hőmérséklete) 169-228 °C közé tehető, míg az anyaoldat sótartalma 2-3 NaCl ekv.s% volt. A kvarccal együtt képződött klorit kvantitatív elemzése alapján a mért minták számított keletkezési hőmérséklete 228 °C és 258 °C-nak adódott. A klorit termometria és a fluidumzárvány mérések eredményeinek összevetésével a keletkezési nyomás 0,6-0,9 kbar közöttinek becsülhető.

A telérek kialakulásának vizsgálata közben felvetődhet Recsk közelsége miatt az ottani rendszerrel való rokonság. Ez azonban mind a megfigyelhető ásványparagenezis, mind pedig a kalkopirit nyomelemtartalmának vizsgálata alapján elvethető. A megfigyelt meddőásvány-paragenezis alapján nem zárható ki a tengeraljzati hidrotermás eredet sem, de a telérek terepi megjelenése, az észlelt nyomás-hőmérséklet-sótartalom viszonyok és a kalkopirit ásványok

nyomelemtartalma ellentmondanak ennek. A kialakult ásványegyüttes alapján felvethető a metamorf folyamatokhoz köthető eredet is, mivel ismertek kistektonikus metamorfózishoz köthető teléres rézércesedések (Wilton és Sinclair, 1988), és a területen leírásra került az alpi kistektonikus metamorfózis hatása (Árkai, 1983, Sadek Ghabrial *et al.*, 1996, Péntek *et al.*, 2006). Ezt alátámaszthatja az a tény is, hogy a különböző korú kőzetekben is megtalálhatók a hasonló jellemzőkkel bíró telérek. A délnyugati bükk területén az alpi metamorfózis csúcsa 270-280 °C és 1,5-2 kbar-ra tehető (Péntek *et al.*, 2006, Sadek Ghabrial, 1996). Bár az általunk kapott adatok ennél alacsonyabbak, nem zárható ki, hogy a folyamat prograde vagy retrograde ágában alakultak ki a telérek.

7. Köszönetnyilvánítás

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

Külön köszönet illetni témavezetőmet, Dr. Kiss Gabriellát, amiért rám bízta ennek az érdekes témának a kutatását. Hálás vagyok lelkiismeretes munkájáért, a terepi észlelésektől kezdve a vizsgálati eredményekről való konzultáción át a Leoben Egyetemen végzett méréseken keresztül egészen a dolgozat végső formájába öntéséig.

Az Leobeni Egyetemen végzett EPMA mérések során Dr. Federica Zaccarini is segítséget nyújtott, míg a SEM+EDX vizsgálatok elvégzéséért Bendő Zsoltnak, a Raman spektroszkópos mérésekért Dr. Váczi Tamásnak vagyok hálás. A mintaelőkészítésben nyújtott segítségéért Hargitai Baláznak tartozom köszönettel.

Köszönöm továbbá az ELTE-TTK Ásványtani Tanszék valamennyi oktatójának és munkatársának a támogatást, és doktorandusz hallgatóinak figyelmességét, segítségét a labor munka folyamán.

Végül, de nem utolsó sorban hálás vagyok családomnak és páromnak, hogy mindvégig mellettem voltak és a háttérből támogattak.

A munka megvalósítását az Osztrák-Magyar Akcióalapítvány 85öu11 számú (Kiss G. és F. Zaccarini közös) projektje is támogatta. A Raman spektroszkópos mérések elvégzésére az NKTH Baross Gábor Programja során beszerzett készülék nyújtott lehetőséget.

8. Irodalomjegyzék

- ÁRKAI P.(1983): Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 26, p. 83-101
- BALLA Z., BAKSA CS., FÖLDESSY J., HAVAS, L. ÉS SZABÓ I. (1980): The Tectonic setting of the Ophiolites in the Bükk Mountains (North Hungary). *Geologica Carpathica*, 31, 4, p. 465-493
- BAUMGARTNER M. ÉS BAKKER R. J. (2009): Raman spectroscopy of pure H₂O and NaCl-H₂O containing synthetic fluid inclusions in quartz – a study of polarization effects, 95/1-2, pp. 1-15
- 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, pp. 117-130
- BUDA GY. ÉS KISS J. (1980): Comparison some chromite and titaniferous magnetite, ilmenite ore bearing ultrabasic-basic complexes. UNESCO International Symposium, Athens, 1, p. 21-45
- CSÁSZÁR G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, p. 173-179
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVÁTH F., KOVAC M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, 208, pp. 221-241
- CSONTOS L. (1995): Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: A review. *Acta Vulcanologica*, 7, 2, p. 1-13
- CSONTOS L. (1999): A Bükk-hegység szerkezetének főbb vonásai. *Földtani Közlöny*, 129, 4, p. 611-651
- DIMITRIJEVIĆ M. N., DIMITRIJEVIĆ M. D., KARAMATA S., SUDAR M., GERZINA N., KOVÁCS S., DOSZTÁLY L., GULÁCSI Z., LESS GY. ÉS PELIKÁN P. (2003): Olistostrome/mélanges – an overview of the problems and preliminary comparison of such formations in Yugoslavia and NE Hungary. *Slovak Geological Magazine*, 9, 1, p. 3-21

- DOSZTÁLY L. ÉS JÓZSA S. (1992): Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Recsk on the basis of radiolarians and K-Ar age data. *Acta Geologica Hungarica*, 35, 4, p. 371-393
- DOWNES H., PANTÓ GY., ÁRKAI P. ÉS THIRLWALL M. F. (1990): Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains, Hungary. *Lithos*, 24, 3, p. 201-215
- FÉLEGYHÁZY ZS.- VECSENYÉS GY. (1970): Jelentés a siroki Darnó- hegy területén 1969. évben végzett 1: 5000 méretarányú földtani újrafelvételről, Kézirat, MÁFI adattár
- FÖLDESSY J. (1970): A Darnó-hegyi bázisos magmás kőzetek ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata. szakdolgozat, ELTE TTK, Budapest, kézirat
- FÖLDESSY J. ÉS SZEBÉNYI G. (2008): The mineralizations of the Recsk Deeps and Lahóca – short geological overview - Publications of the University of Miskolc Series A. Mining, vol. 73, pp 85-98.
- FÖLDESSY J., HARATAI É., KUPI L. (2008): New data about the Lahóca high sulfidation mineralization - Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex – Publications of the University of Miskolc Series A. Mining, vol. 73, pp. 129-143.
- HAAS J. ÉS KOVÁCS S. (2001): The Dinaric-Alpine connection – as seen from Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 44, 2-3, p. 345-362
- HAAS J., †KOVÁCS S., PELIKÁN P., KÖVÉR SZ., GÖRÖG Á., OZSVÁRT P., JÓZSA S. ÉS NÉMETH N. (2011): A Neotethys-óceán akkréciós komplexumának maradványai Észak-Magyarországon. *Földtani Közlöny*, 141/2, p. 167-196
- HALL D. L., STERNER S. M. ÉS BODNAR R. J., (1988): Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83, p. 197–202
- HARANGI SZ., SZABÓ CS., JÓZSA S., SZOLDÁN ZS., ÁRVA-SÓS E., BALLA M. ÉS KUBOVICS I. (1996): Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Settings in the Northwestern Part of Tethys. *International Geology Review*, 38, p. 336-360
- JÓZSA S. (1999): A darnó-hegyi óceánaljzati magmás kőzetek petrológiai-geokémiai vizsgálata. doktori értekezés, ELTE TTK, Budapest, kézirat

- KISS G. (2012): A Neotethys előrehaladott riftesedéséhez kötődő bazaltos tengeralatti vulkanizmus és a kapcsolódó hidrotermás folyamatok ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői Északkelet-Magyarországon és a Dinaridák-Hellenidák egyes területein. 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*, 53/2-3, pp. 181-204
- KISS G., MOLNÁR F., PALINKAŠ A. L., KOVÁCS S. ÉS HORVATOVIC H. (2012a): Correlation of Triassic advanced rifting-related Neotethyan submarine basaltic volcanism 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*, 101/6, pp. 1503-1521
- KISS G., MOLNÁR F. ÉS ZACCARINI F. (2012b): Fluid inclusion studies in datolite of low grade metamorphic origin from a Jurassic pillow basalt series in northeastern Hungary. *Central European Journal of Geoscience*, 4(2), pp. 261-274; DOI: 10.2478/s13533-011-0050-2
- KISS, J. (1958): Ércföldtani vizsgálatok a Darnó-hegyen. *Földtani Közlöny*, 88, p. 27–41
- 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, 73, p. 33-56
- †KOVÁCS S., HAAS J., OZSVÁRT P., PALINKAŠ A. L., 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*, 53, 2-3, p. 205-231
- KUBOVICS I. (1984): On the Petrogenesis of the North Hungarian Basic-ultrabasic Magmatic Rocks. *Acta Geologica Hungarica*, 27, 1-2, p. 163-189
- LAWRIE D. ÉS MILLER D. J. (2010): Composition of hydrothermal massive sulfide deposits from ODP Site 158-957 and Leg 169 sites. DOI:10.1594/PANGAEA.788699

- MERNAGH T. P. ÉS WILDE A. R. (1989): The use of the Raman microprobe for the determination of salinity in fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, p. 765–771
- MOLNÁR F. (2007): The Cu-Au-Ag-Zn-Pb ore complex at Recsk: a uniquely preserved and explored porphyry-skarn-epithermal system. – Proceedings of the 9th Biannual SGA Meeting, Dublin, Ireland, vol. 1, pp. 226-240.
- MOLNÁR F., JUNG P., KUPI L., POGÁNY A., VÁGÓ E., VIKTORIK O., PÉCSKAY Z., HURAI V. (2008): Epithermal zones of the porphyry-skarn-epithermal orecomplex at Recsk - Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex.– Publications of the University of Miskolc Series A, Mining, vol. 73, pp. 99-128.
- MUCSI P. (2009): A Darnó-egység ércindikációi a darnó-hegyi Hosszú-völgyben. szakdolgozat, ELTE TTK, Budapest, kézirat
- PÉNTÉK A., MOLNÁR F. ÉS WATKINSON D. H. (2006): Magmatic fluid segregation and overprinting hydrothermal processes in gabbro pegmatites of the Neotethyan ophiolitic Szarvaskő Complex (Bükk Mountains, NE Hungary). *Geologica Carpathica*, 57, 6, p. 433-446
- ROEDDER E. (1981): Problems in the use of fluid inclusions to investigate fluid-rockinteractions in igneous and metamorphic processes. *Fortschritter der Mineralogie*, 59, 2, p. 267-302
- SADEK GHABRIAL D., ÁRKAI P. ÉS NAGY G. (1996): Alpine polyphase metamorphism of the ophiolitic Szarvaskő Complex, Bükk Mountains, Hungary. *Acta Mineralogica Petrologica*, 37, p. 99-128
- SUN Q., ZHAO L., LI N., LIU J. (2010): Raman spectroscopic study for the determination of Cl⁻ concentration (molarity scale) in aqueous solutions: Application to fluid inclusions, *Chemical Geology*, 272, pp 55-61
- SZEPESHÁZY K. (1975): Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. *Általános Földtani Szemle* 8., pp. 25-59
- TURI J. (2012): A recski Lejtakna hidrotermás ásványparagenezisének újravizsgálata. szakdolgozat, ELTE TTK, Budapest, kézirat

- VARGA GY. (1966): A Mátra hegység kutatásának újabb eredményei. Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve
- WILTON D. H. C. ÉS SINCLAIR A. J. (1988): Ore Petrology and Genesis of a Strata-Bound Disseminated Copper Deposit at Sustut, British Columbia. *Economic Geology*, 83, pp 30-45
- ZACCARINI F. ÉS GARUTI G. (2008): Minerology and chemical composition of VMS deposits of northern Apennine ophiolites, Italy: evidence for the influence of country rock type on ore composition. *Mineral Petrol*, 94, pp. 61-83
- ZANE A, SASSI R, GUIDOTTI CV (1998) New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist facies. *Can Mineral* 36:713–726
- ZANE A. ÉS WEISS Z. (1998): A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali*, serie 9, 9, p. 51-56
- ZANG W. ÉS FYFE W. S. (1995): Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30, p. 30-38

9. Fotótáblák (magyarázat)

Használt rövidítések: chl-klorit, cpy-kalkopirit, ep-epidot, hem-hematit, kov-kovellin, kup-kuprit, Q-kvarc, lim-limonit, preh-prehnit, pl-plagioklász,

I. tábla:

A: A beomlott Pollner-táró feletti terület távlati képe, az érces telér helyét a nyíl mutatja

B: A kloritosan bontott bazaltba benyomuló kvarc-prehnit-kalkopirit telér a Pollner-táró felett

C-D-E-F: A Pollner-táró felett található telérből származó érces minták makroszkópos képe

II. tábla:

A-B: ~ 2 cm széles kvarc-prehnit telér kloritosan bontott bazaltban, az üregekben farkasfogszerűen megjelenő kvarc és táblás prehnit látható

C-D: ~ 5 cm széles telér bazalttal, a közeli képen trigonális kvarc kristályok, és zöld színű, réz-szulfidok bomlásából származó másodlagos rézásványok láthatók

E: A Pollner-táróból származó, csak kvarcból és prehnitből álló telér darab

F: A Pollner-táró feletti területről, vékony kvarc eret tartalmazó bazalt, az ér mentén szimmetrikusan sávok telérkitöltő ásványparagenezis látható

III. tábla:

A-B: A Pollner táró feletti területről származó telérdarab, a közeli képen hematit látható a telérben

C-F: A Pollner-táró felett található telér érces része, a közeli képen jelölve látható kalkopirit, kuprit, kovellin, epidot és malachit.

IV. tábla:

A-B: Interszertális bazalt szöveti képe, jelölve láthatóak az agyagásványosodó plagioklász lecek, klorit és a limonit ér (1N, +N)

C-D: A bazalt és a telér határáról készült szöveti kép. A befogadó kőzetben látható a telérrel több párhuzamos kvarc ér, a kőzet és a telér kontaktusán az epidot, a telérben pedig a kvarc és a prehnit (1N, +N).

E-F: A telér mikroszkópos képe (1N, +N)

V. tábla:

A-B: A vékony kvarc eret tartalmazó minta mikroszkópos képe. A képen látható az interszertális szövetű bazalt és a vékony kvarc ér határa, a kettő között pedig az apró epidot kristályok (1N, +N) (ebből a mintából készültek a klorittermometriai mérések).

C-D: A vékony epigén eret tartalmazó minta mikroszkópos képe. Ezen a képen is látható az érrel párhuzamosan megjelenő kvarc-prehnit-epidot kitöltésű repedések, továbbá a kvarccal szingenetikus klorit megjelenése (1N, +N) (ebből a mintából készültek a klorittermometriai mérések).

E-F: A vékony epigén eret tartalmazó minta szélén megjelenő sajátalakú epidot és prehnit kristályok (1N, +N) (ebből a mintából készültek a klorittermometriai mérések).

VI. tábla:

A-B: Az epidot és prehnit kristályok között megjelenő kalkopiritet is tartalmazó hematit mikroszkópos képe (1N, refl 1N) (ebből a mintából készült a kalkopirit nyomelemzés)

C-D: hematit közepén megjelenő reliktkalkopirit szemcsék (refl 1N)

E: Kvarc kristályok között megjelenő szabálytalan alakú kalkopirit (refl 1N)

F: Kvarc zárványaként megjelenő kalkopirit (refl 1N)

VII. tábla:

A: Kalkopirit reliktumok zónás hematit közepén (BSE)

B: Kvarc zárványaként megjelenő kalkopirit és hematit (BSE)

C: Apró pirit és epidot kristályokat tartalmazó hematit (BSE)

D: Apró pirit szemcsék hematitban (BSE)

E: Kalkopirit szélén megjelenő bornit (BSE)

F: Limonittal körülvett kalkopirit és hematit (BSE)

VIII. tábla:

A: Limonit és epidot között megjelenő pirit szemcsék (BSE)

B: Apró pirit cseppeket tartalmazó hematit (BSE)

C: A VI. tábla A-B képén is látható kalkopirit elektron-mikroszondás képe (BSE)

D: Egy, a klorittermometriához használt klorit elektron-mikroszondás képe (BSE)

E: Primer (P) fluidumzárvány elhelyezkedése két szekunder (S) zárványsík között. A primer zárványon látható a gőz (V) és a folyadék (L) fázis aránya (1N)

F: Primer (P) fluidumzárvány a szekunder (S) zárványsíktól távol. A primer zárványon látható a gőz (V) és a folyadék (L) fázis aránya (1N)

I. tábla

A



B



C



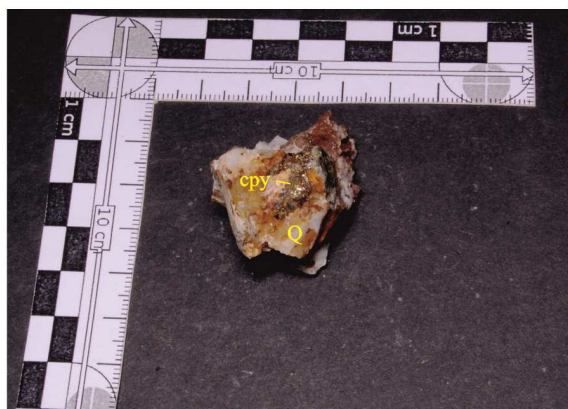
D



E



F



II. tábla

A



B



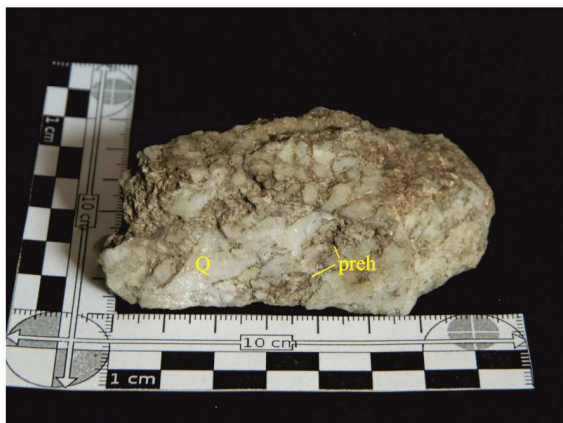
C



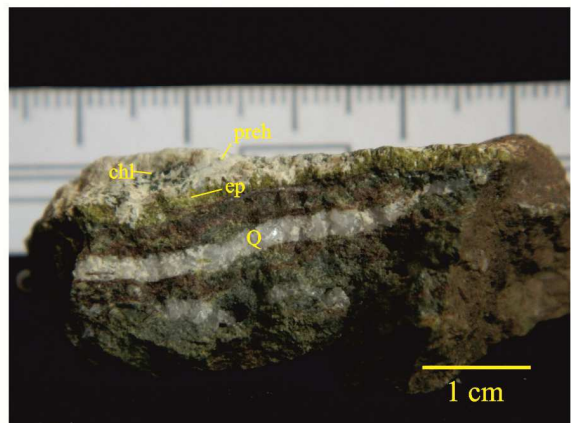
D



E

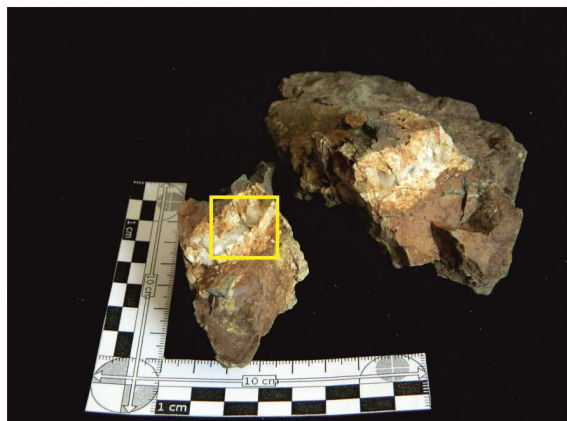


F

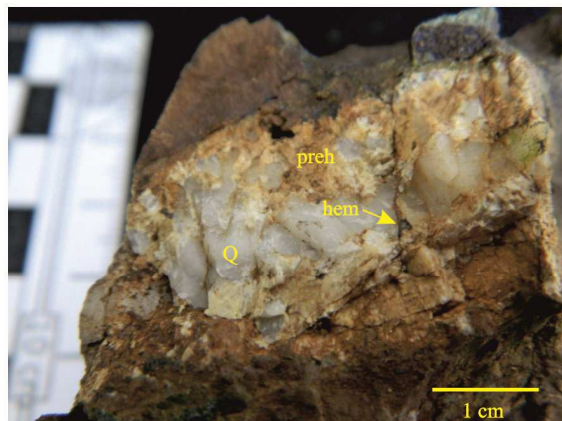


III. tábla

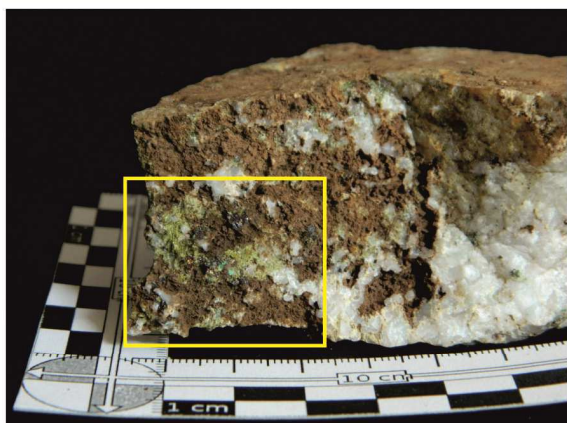
A



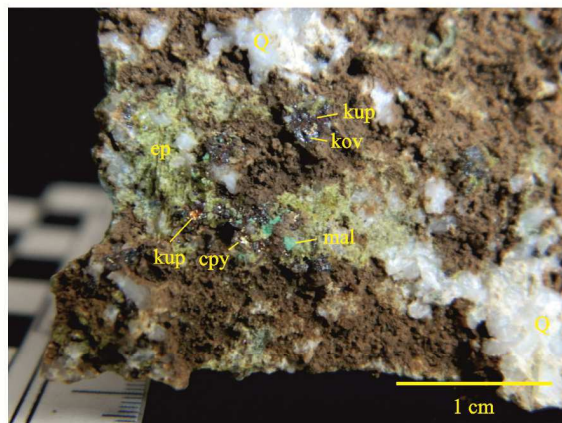
B



C



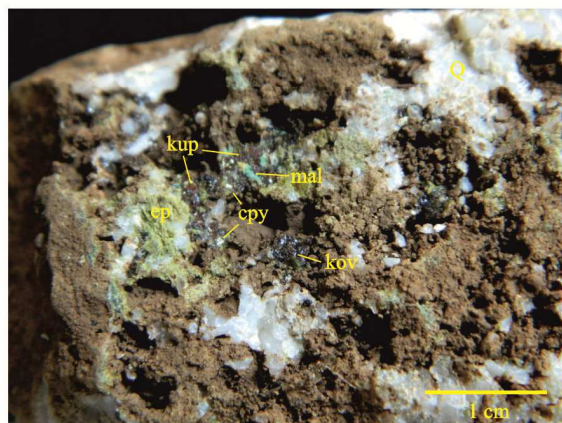
D



E

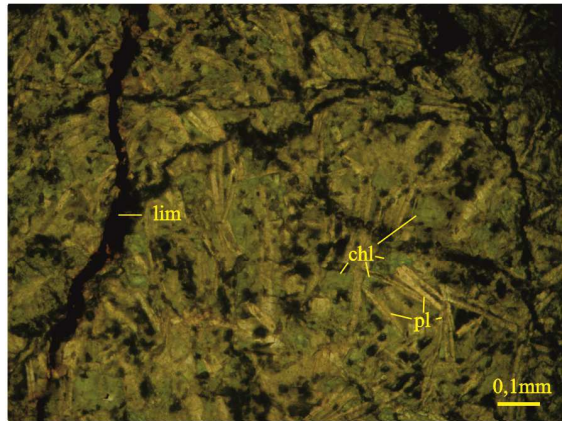


F

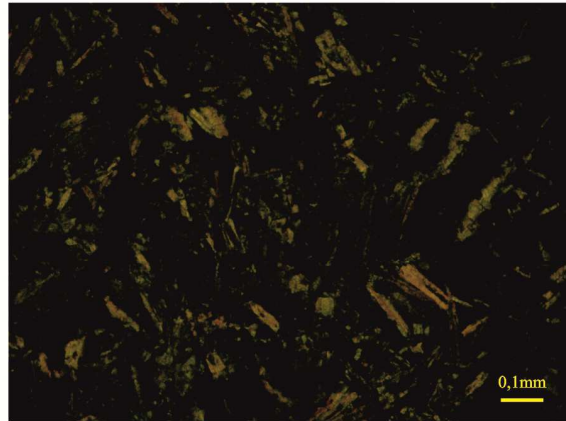


IV. tábla

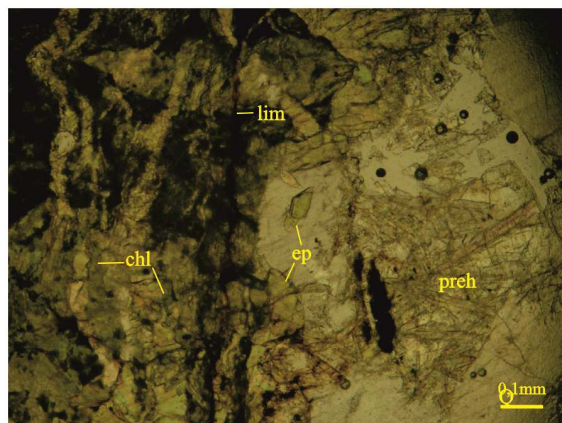
A 1N



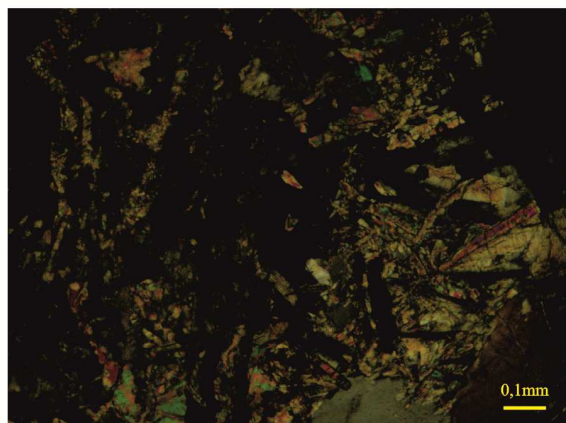
B +N



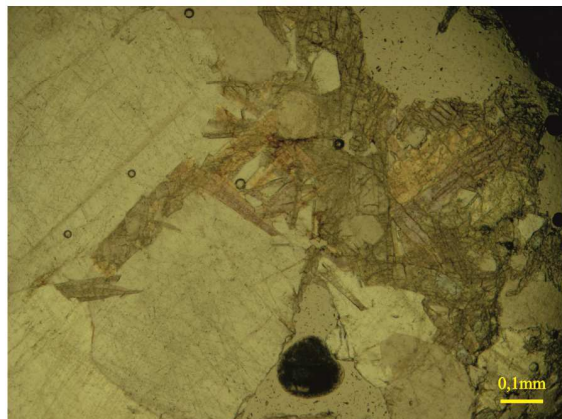
C 1N



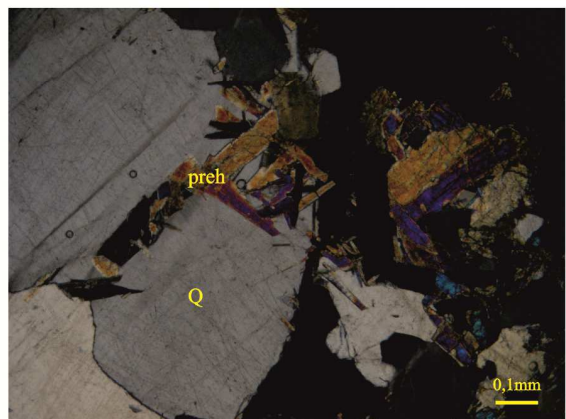
D +N



E 1N

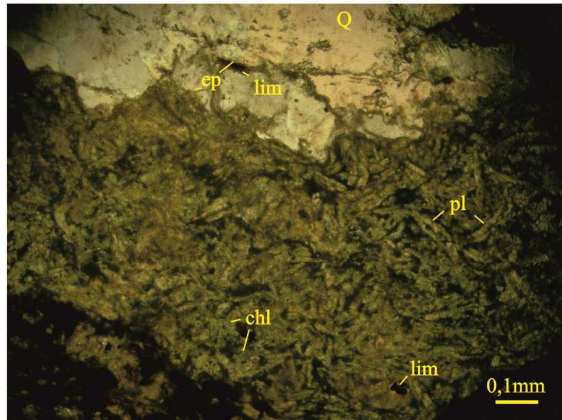


F +N

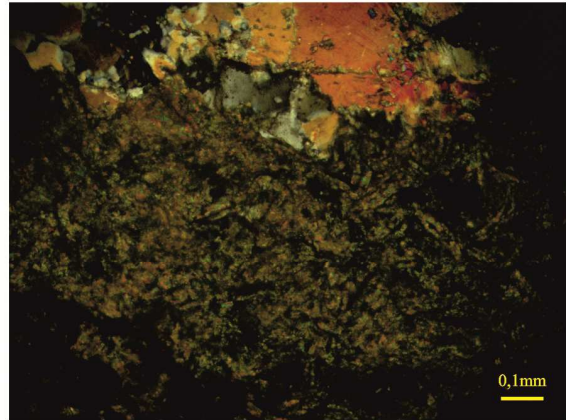


V. tábla

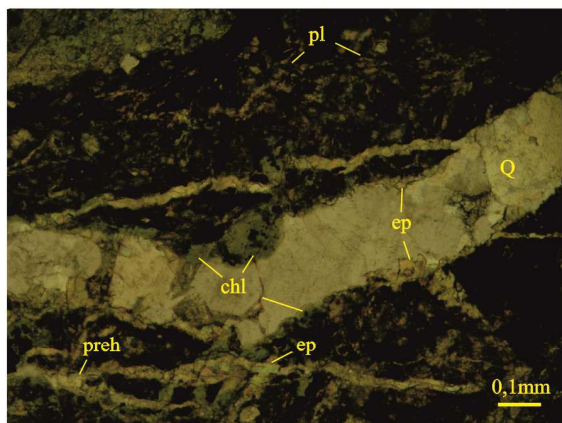
A 1N



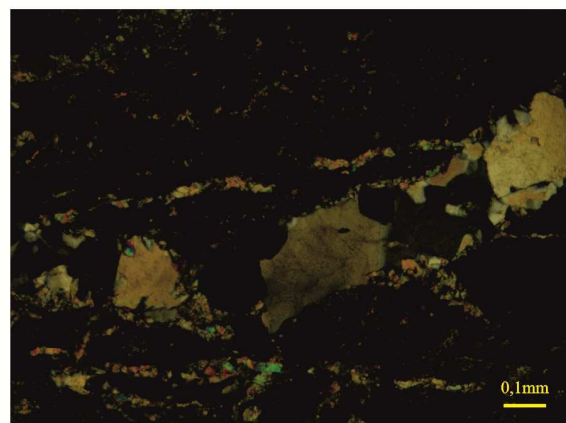
B +N



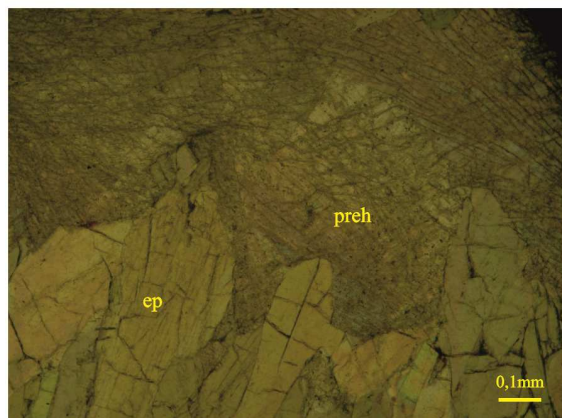
C 1N



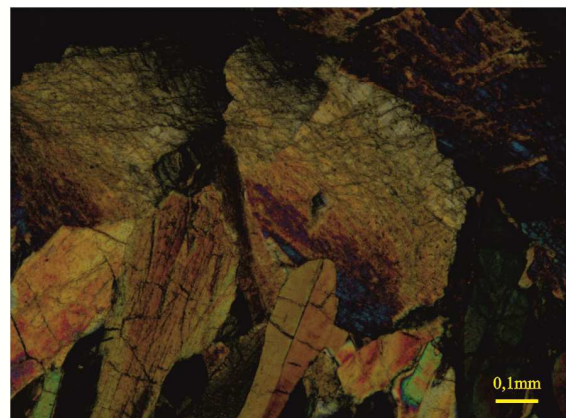
D +N



E 1N



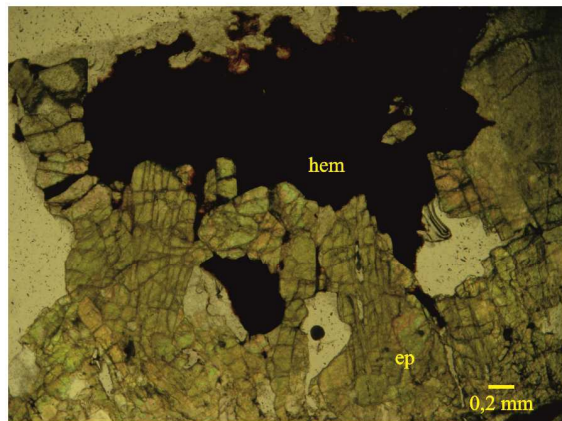
F +N



VI. tábla

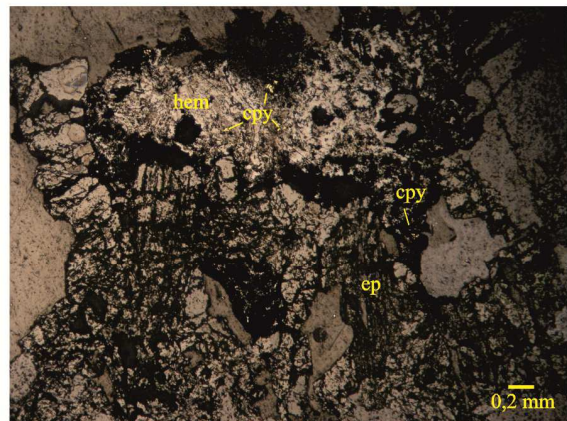
A

1N



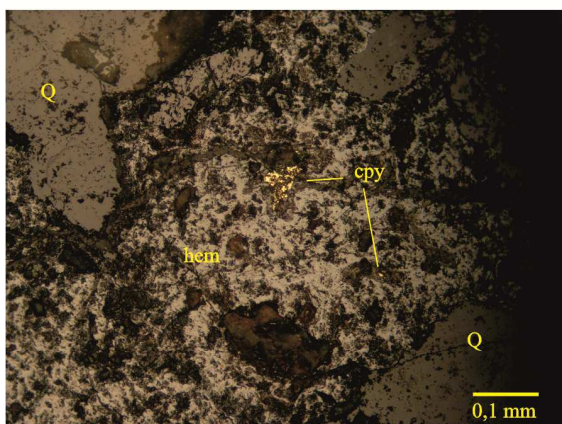
B

refl 1N



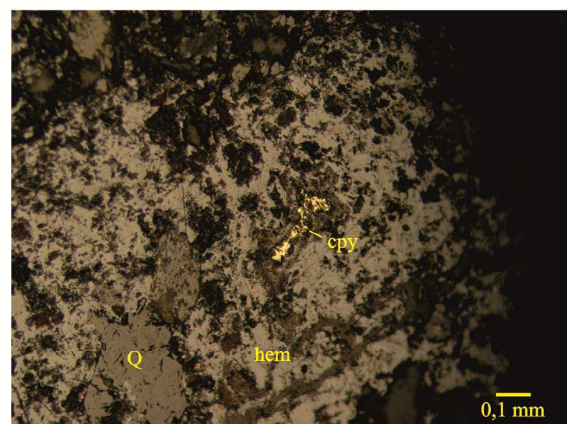
C

refl 1N



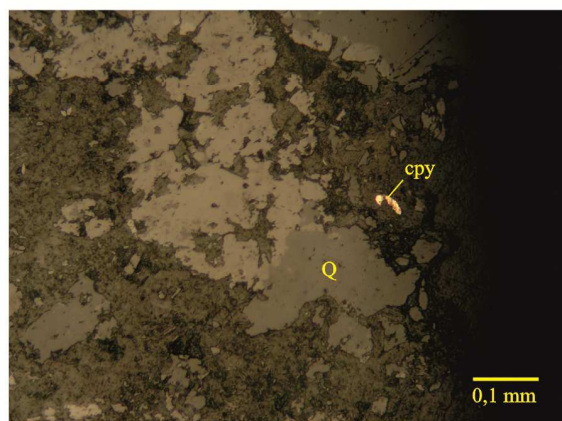
D

refl 1N



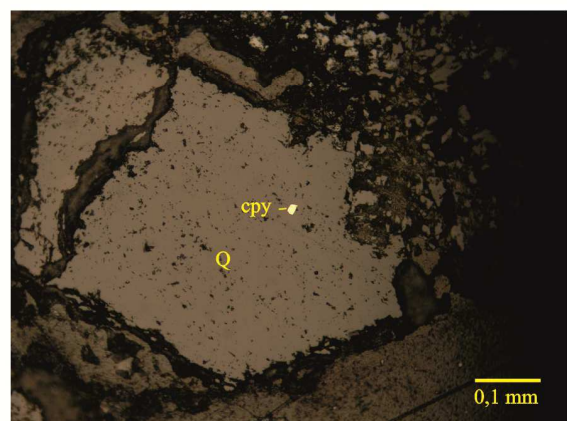
E

refl 1N



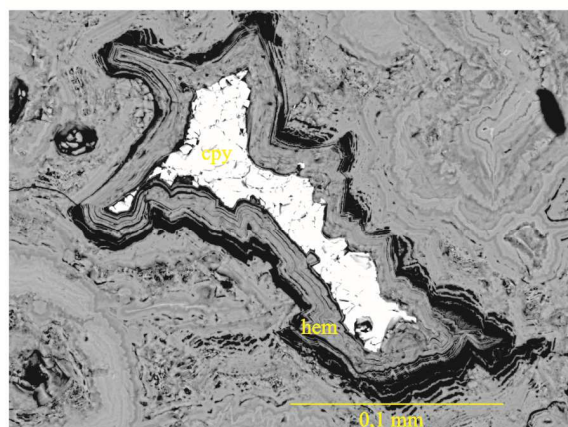
F

refl 1N

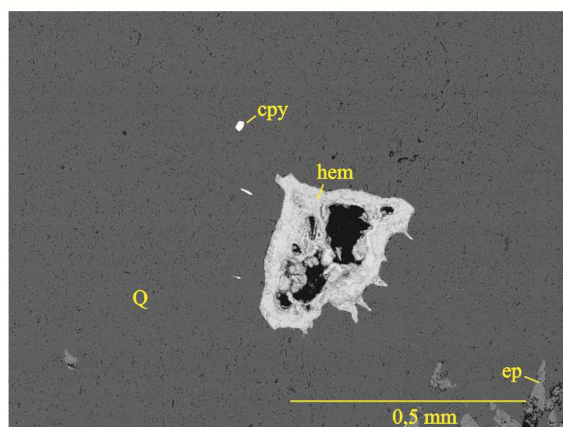


VII.tábla

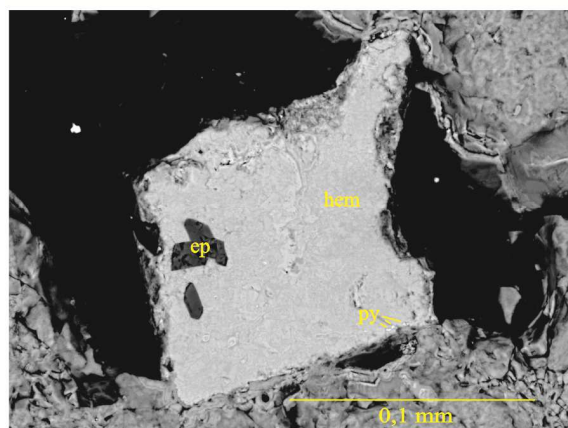
A



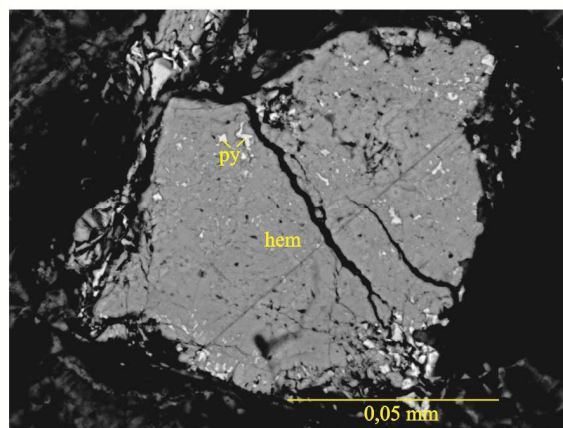
B



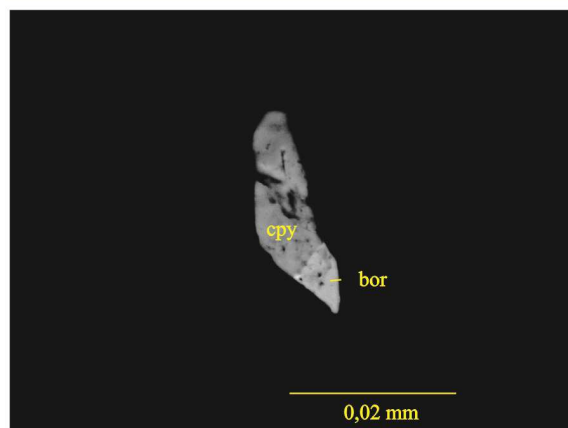
C



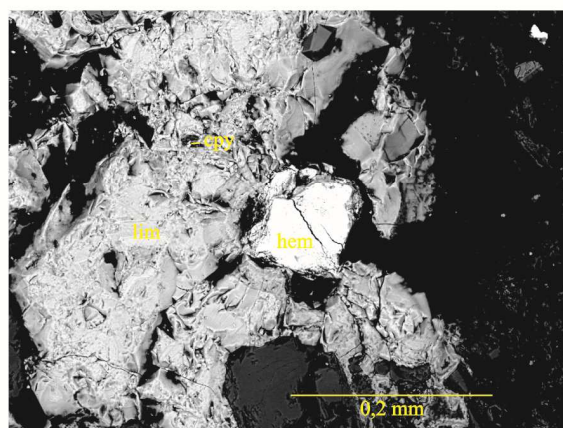
D



E

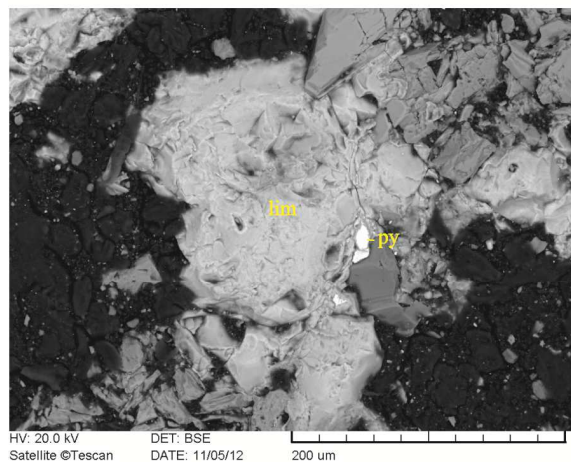


F

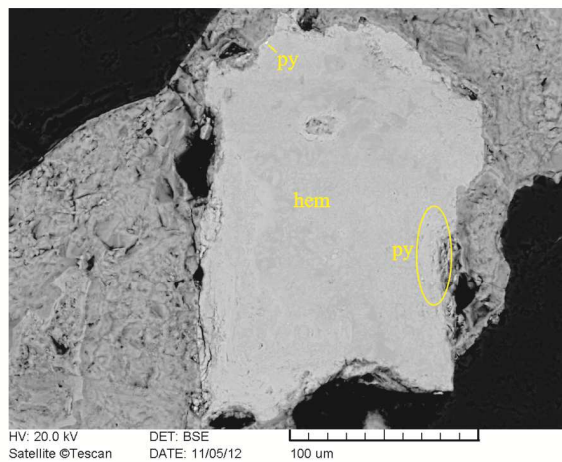


VIII. tábla

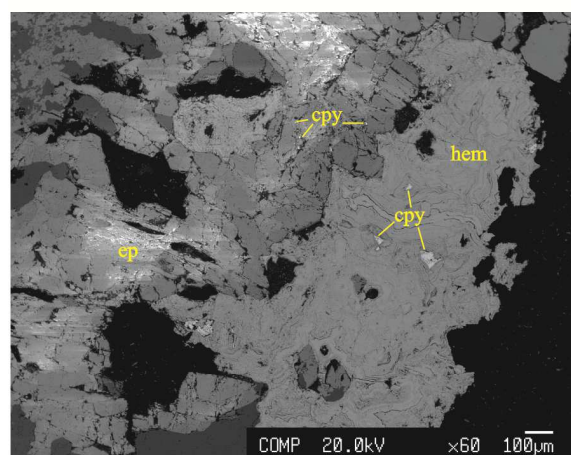
A



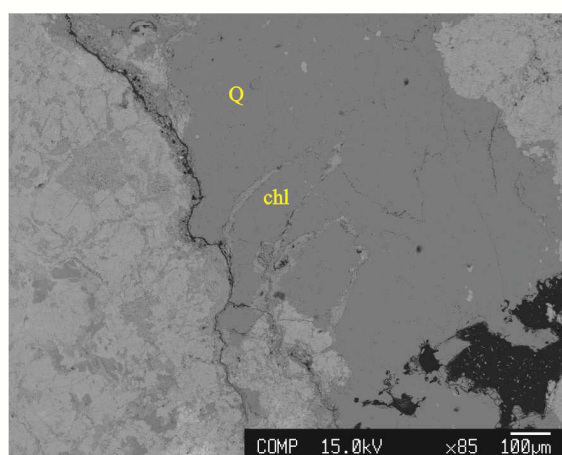
B



C

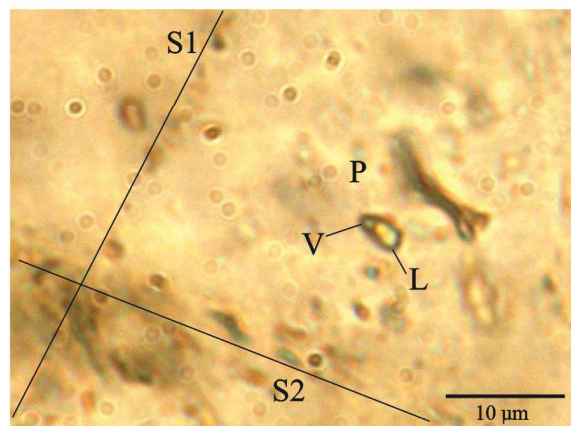


D



E

1N



F

1N

