

AZ ILONA-VÖLGYI HIDROTERMÁS BRECCSA ÁSVÁNY-, KŐZETTANI VIZSGÁLATA ÉS GENETIKÁJA

TDK-DOLGOZAT

Geológus szak M.Sc. I. évfolyam

Készítette: Arató Róbert
Témavezető: Kiss Gabriella



Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi intézet
Ásványtani Tanszék
Budapest, 2011

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék.....	2
1) Bevezetés	3
2) Földtani háttér:	4
2.1. A recski magmás komplexum földtana és ércesedése.....	4
2.2. Parádfürdő környékének földtana és ércesedése	8
2.3. Mit tudunk a szárazföldi hidrotermás rendszerekről?	9
3) Vizsgálati módszerek:	11
4) Eredmények	12
4.1. Terepi észlelések	12
4.2. Makroszkópos és sztereomikroszkópos megfigyelések	14
4.3. Petrográfiai megfigyelések és röntgen pordiffrakciós vizsgálatok	16
4.4. Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok és energiadiszperzív elektronmikroszkópos elemzések	26
4.5. Mérések Raman-spektrométerrel:	28
6) Összefoglalás:	33
7) Köszönetnyilvánítás:	34
8) Irodalomjegyzék	34
9) Mellékletek:	36

1) Bevezetés

A Recski Magmás Komplexum területén világviszonylatban is jelentős érckészlet alakult ki, elsősorban epitermás ill. rézporfíros rendszerekhez kötődő folyamatok során. Előbbihez kötődően ismerjük a Lahóca-hegyen megjelenő magas szulfidizációs fokú, valamint a Parádtól délre nyomozható alacsony szulfidizációs fokú epitermás kifejlődéseket. Munkám fő célja az alacsony szulfidizációs fokú rendszerhez tartozó Ilona-völgyi hidrotermás breccsa ásványtani-, kőzettani- és genetikai vizsgálata volt, az ún. Timsós-feltárásban gyűjtött minták alapján. Ennek érdekében a gyűjtött mintákon makroszkóposan, kézinagyítóval és sztereomikroszkóppal végeztem észleléseket, amit a breccsaklasztok és a klasztok közötti kitöltőanyag polarizációs mikroszkóppal történő petrográfiai leírása követett. E vizsgálatokat kiegészítettem röntgenpordiffrakciós és pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatokkal és az energiadiszperzív elemzések során kapott eredményekkel, valamint Raman mikrospektrométeres mérésekkel. A breccsa klasztjainak vizsgálatával annak származási helyére, keletkezési mélységére, míg a kőzetet ért átalakulások valamint a breccsa cementanyagának elemzésével a hidrotermás folyamatokra lehet következtetni. Bár a területen kiemelkedő kutatások zajlottak az elmúlt évtizedekben (ld. szemelvények belőle a 2. fejezetben), maradtak olyan kérdések, amik válaszra várnak. Dolgozatommal egy ilyen nyitott kérdéshez, az ilona-völgyi hidrotermás breccsatelének genetikájának pontosabb megismeréséhez kívánok hozzájárulni.

2) Földtani háttér:

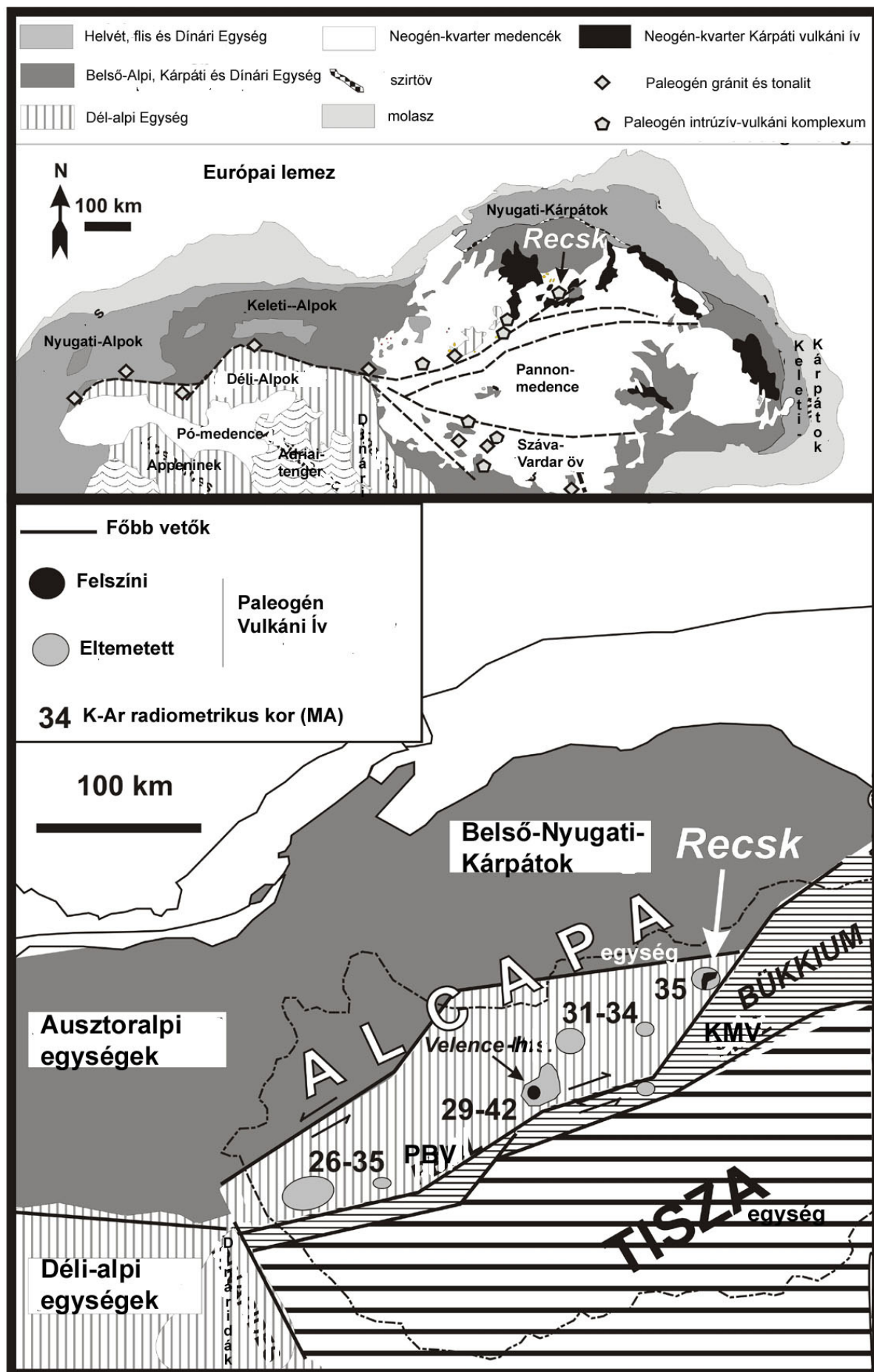
2.1. A recski magmás komplexum földtana és ércesedése

A Periadriai-vonal az Alpok legjelentősebb tektonikus törésrendszere, mely a Tethys-óceán Afrikai-mikrolemez alá történő szubdukciója során jött létre (Schmid *et al* 1996). Ez a szubdukció számos magmás centrum kialakulását eredményezte a törésrendszer mentén, melyek kora átlagosan 30 millió év (Blanckenburg és Davies 1995). Széles körben elfogadott, hogy a Periadriai-vonal keleti irányú folytatása az ÉÉK-DDNY csapású Balaton-vonal (Kázmér és Kovács 1985, Fodor *et al* 1998, Haas *et al* 2000). Ezen intenzíven deformált zóna mentén három nagyobb paleogén korú magmás formáció különíthető el a Pannon-medencében, délnyugatról-északkelet felé haladva: a Szentmihályi Andezit Formáció, a Nadapi Andezit Formáció, és a Recski Andezit Formáció (Csillag *et al* 1980; Zelenka *et al* 1983). A három terület magmás kőzeteinek radiometrikus koradatai 30 millió év körül szórnak (tehát elsősorban oligocén korúak, Balogh 1985), míg a kőzetek összetétele a SiO₂-tartalmukat tekintve bazaltos andezittől-dácitig terjed.

A recski paleogén vulkanitok egy 30 km²-es zónában bukkannak felszínre az ALCAPA nagyszerkezeti egységben található Pelsoi-egység keleti részén, az ún. Darnó-zónában (Molnár *et al*, 2008, 1. ábra). A területet délkeletről a Darnó-nyírási zóna, délnyugatról egy ÉNY-DK csapású, a Mátra keleti határával párhuzamos szerkezeti vonal határolja, míg északi határvonala nincs pontosan definiálva. A vulkáni kőzetekhez a mélyben porfíros diorit- és kvarcdiorit intrúziók kapcsolódnak, melyek mezozoós kőzetekbe nyomultak, és azokat jelentős mértékben átalakították (Zelenka és Kiss, 2008).

A recski magmás képződmények mezozoós fekvőközei részben a Bükki Paraautochton Egység legfelső részének a Felsőtárkányi Mészke Formációval rokonítható szürke, mikrites, tűzköves mészkővéből állnak (Kovács és Haas, 2008). Ezen kívül a recski fúrások sok helyen harántolták a Mónosbéli Egység kőzeteit is. Ezek a képződmények nagyon változatos összetétellel jellemezhetőek. Agyagkövek, turbidites mészkövek, törmelékfolyásos szerkezeteket mutató csillámos homokkövek, grainstone szövetű mészkövek, és még számos, lejtőlábi környezetben áthalmozott paleozoós kőzetdarab építi fel (Kovács és Haas, 2008).

A magma feltehetően a paleogén vulkanizmust megelőzően már meglévő É-D csapásirányú antiklinális mentén több fázisú intrúzió során került jelenlegi helyére. Az antiklinális meglétét fúrási és szeizmikus adatok is alátámasztják. Az antiklinális tengelyének csapása dél felé haladva ÉK-DNY-ra vált, és az intrúziók is ehhez igazodnak (Zelenka és Kiss, 2008).



1. ábra: A Recski paleogén magmás komplexum regionális helyzete (Molnár et al, 2008)

A medencesüllyedéssel egyidőben zajló vulkanizmus során több mint 1000 méter vastag vulkáni sorozat jött létre, melynek fejlődése délnyugatról északkelet felé haladt előre. A vulkáni működés előrehaladtával a szubmarin lávafolyásokat fokozatosan szárazföldi képződmények váltották fel, végül pedig a terület északkeleti részén sekély szubvulkáni testek képződtek (Földessy *et al*, 2008). Ezek alapján a Recski vulkáni komplexumon belül négy vulkáni fázis különíthető el. A vulkanizmus első fázisában szubmarin effuzívumok, peperitek és hialoklasztitok képződtek. Az ezekhez kapcsolódó tengeri üledékek, valamint a peperitek és a hialoklasztit breccsák képződési mechanizmusa jelzi a tengeri képződési környezetet (Földessy *et al*, 2008). Ezután elsősorban dácitból és dácittufából álló szárazföldi réteg vulkáni sorozatok következtek, amelyek szubvulkáni képződményekhez kapcsolódtak a terület déli részén, Hegyeshegy, Veresvár, Veresagyagbérc és az Ilona-völgy környékén (Molnár *et al*, 2008). Ezek fölött szárazföldi andezit-lávafolyások kőzetei, és szubvulkáni betelepülések találhatók, amelyek közvetlenül a Lahócai ércesedett kristálytufa és diatréma breccsa (Molnár *et al*, 2008) alatt helyezkednek el. Végül legalább két, nehezen elkülöníthető vulkáni fázis zárja a sorozatot, ami a Lahóca-hegy keleti előterében figyelhető meg. A kőzetek eredetileg hornblende-, hornblende-biotit-, piroxén-hornblende-biotitandezitek és látitok, azonban az utolsó fázist kivéve mindegyikük erőteljes, hidrotermás eredetű agyagásványos ill. adularszericites átalakulást szenvedett. A vulkáni képződmények vastagsága 30 és 1200 m között változik (átlagosan 420 m), délnyugatról északkelet felé haladva csökken, az északkelet-délnyugati csapású központi tengely mindkét oldalán nő (Földessy *et al*, 2008).

A második, harmadik és negyedik fázishoz sekély szubvulkáni, gyakran szulfidásványokban gazdag képződmények is kapcsolódnak. Ezek kis átmérőjű kúrtók, kis méretű lakkolitok, dómok, tápláló csatornák, breccsás telérek és diatrémák formájában jelennek meg a korábbi fázisban képződött vulkáni kőzetekben, ill. a mezozoós üledékes kőzetek legfelső részében (Földessy *et al*, 2008).

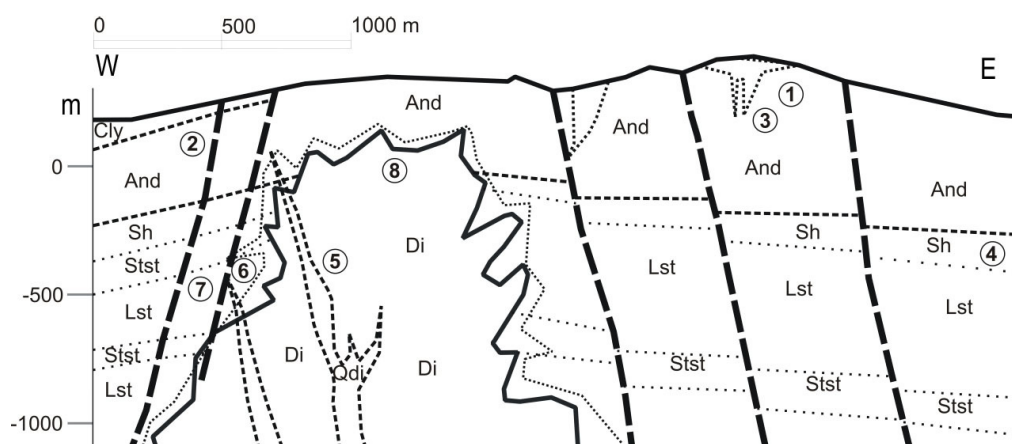
Az intruzív komplexumon belül három fázis különíthető el, amik sorrendben: porfíros diorit, porfíros kvarcdiorit (amely radiometrikus kora és kőzettani jellemzői alapján együtt képződött az utolsó vulkáni fázis kőzeteivel), és késői porfíros kvarcdiorit. Ezek egymástól nehezen, de szövetük alapján a sekély szubvulkáni képződményektől jól elkülöníthetőek. Az intruzív képződmények feltehetően közös forrású, különálló testeket alkotnak egy észak-déli csapású zóna mentén. Délen találhatóak a legmélyebben, itt kisebb a kiterjedésük és homogénebb az összetételük, míg északon felszínközelibb helyzetben, nagyobb kiterjedésű, és komplexebb összetételű intruzívumokat találunk. A befogadó üledékes kőzetekkel való kontaktus során az intruzív kőzetek intenzív hidrotermális átalakuláson és endoszkarnképződésen mentek keresztül (Földessy *et al*, 2008).

A terület magmás kőzeteinek radiometrikus koradatai az erős átalakulás miatt erősen terhelték hibával, legfőképp a legidősebb intruzív fázis esetében (35-47 millió év). A legfiatalabb koradatok az ilona-völgyi illit- és adulár tartalmú hidrotermális breccsák mérése során adódtak (27,8-28,4 millió év, Molnár *et al*, 2008).

A szerkezetföldtani és kőzettani jellemzők és a magmás komplexumban kialakuló fluidáramlási rendszerek lehetővé tették a többfázisú és változó kemizmusú Recsk környéki ércesedések kialakulását, melynek eredménye lett a kőzetek intenzív átalakulása is.

Az ércesedés típusai (2. ábra) a következők (Molnár *et al*, 2007; Földessy és Szebényi, 2008):

- Au-Cu, enargit-luzonit tartalmú HS-típusú ércesedések a Lahóca-hegyen és annak északi előterében.
- Au-Ag, tetraedrit-arany-tellurid tartalmú LS-típusú ércesedés a magmás komplexum déli részén, többek között az Ilona-völgyben is.
- Pb-Zn, szfalerit, galenit, pirit, kalkopirit tartalmú metasomatikus ércesedés a vulkanitok bázisán ill. a fiatalabb agyagköben, homokköben, sztratiform telepek formájában.
- Cu-Au-(Mo), kalkopirit, molibdenit, pirit, magnetit tartalmú porfíros rézércesedés a sekély kvarcdiorit-intrúziókban, a hozzájuk kapcsolódó kőzettelésekben és ezek metasztatizált környezetében. A fő ércdúsulás 700-900 m, a legsekélyebb 500 m mélyen található, néhány 100 m hosszú, 100-300 m széles hintett-szulfideres telepek formájában. A befogadó kőzet kvarc-szericites és endoszkarnos átalakuláson átment porfíros diorit.
- Cu-Au, kalkopirit, magnetit, pirit, (szfalerit) tartalmú szkarnos rézérc a diorit, az agyagkő és a karbonátok határán kialakuló erősen breccsásodott zónában. Az ércásványok szövete hintett, eres, pecsétetes, és közel tömeges is lehet. Jellemző telepmélység: 700 és 900-1100 m.
- Zn-Cu, pirit, szfalerit, pirrotin, melnikovit, kalkopirit, (galenit) tartalmú szkarnos cinkérc az előző típushoz hasonlóan, a hármas kőzettalálkozási zónákban, a kontakt zóna külső részén. Hintett, pecsétetes és tömeges szövetű érc is előfordulhat.
- Zn-Pb peremi metasomatikus ércesedés. Két megjelenési forma: (a) hintett érces stratabound lencsék a nem szkarnos, metasztatizált üledékes kőzetekben (b) Pb-Zn-tartalmú érces erek a porfíros ércesedés felső zónájában.



2. ábra: A mezozoikum/paleogén határ közetei és ércesedései. Paleogén: Cly: felső-oligocén agyagkő, And: eocén-felső oligocén andezit, dácit és piroklasztit, Di: diorit, Qdi: kvarcdiorit, Sk: skarn. Mezozoikum: Sh: rétegzett pélit, homokkő, Lst: mészkő, Stst: pélit. Ércesedés: 1: HS Cu-Au, 2: LS Au-Ag, 3: Cu-pirit-enargit-luzonit, 4: sztratiform Zn-Cu, 5: mezotermális Cu-porfír, 6: szkarnos Cu, 7: szkarnos Zn, 8: alacsony fokú Cu-porfír (Földessy és Szebényi, 2008)

Az ércesedés több, egymástól időben elkülöníthető fázisban zajlott. A porfíros Cu-Mo-telepek, a Cu-Zn-szkarnok, és a peremi Zn-Pb ércesedések fiatalabbak az első fázisú intruzívumoknál, de idősebbek az utolsó fázisban képződött intrúzív képződményeknél, melyek a kontaktus mentén mobilizálták és lecsökkentették a porfíros telep aranytartalmát. A lahócai aranyércesedés ezzel szemben az utolsó szubvulkáni fázisnál is fiatalabb, tehát felső-oligocén korú (Földessy *et al*, 2008).

2.2. Parádfürdő környékének földtana és ércesedése

A Parádfürdő környékén található ércelőfordulások már az 1800-as évek eleje óta ismertek, rövid ideig tartó bányászatuk pedig 1802-ben kezdődött (Kisvarsányi, 1954). Az érces testek a vulkanizmus második fázisa során képződött, hidrotermásan erősen átalakult dácitban és dácittufában találhatóak. A dácit egy közel É-D csapásirányú zóna 300 m-nél magasabb részein (Veresvár, Veresagyagbérc, Hegyes-hegy) fordul elő, míg a dácittufa az alacsonyabb térszínű részeken. A dácittufa, ami többek között az Ilona-völgyi breccsa befogadóköze is, a dácittal ellentétben, a porfíros földpátokon kívül nagy mennyiségű kristálytörmelék is tartalmaz. Megjelenése a Lahóca környéki kristálytufához is hasonló, azonban a hexagonális kvarckristályok és kristálytöredékek jelenléte, illetve a nagyobb mennyiségű litoklaszt alapján elkülöníthető attól (Molnár *et al*, 2008).

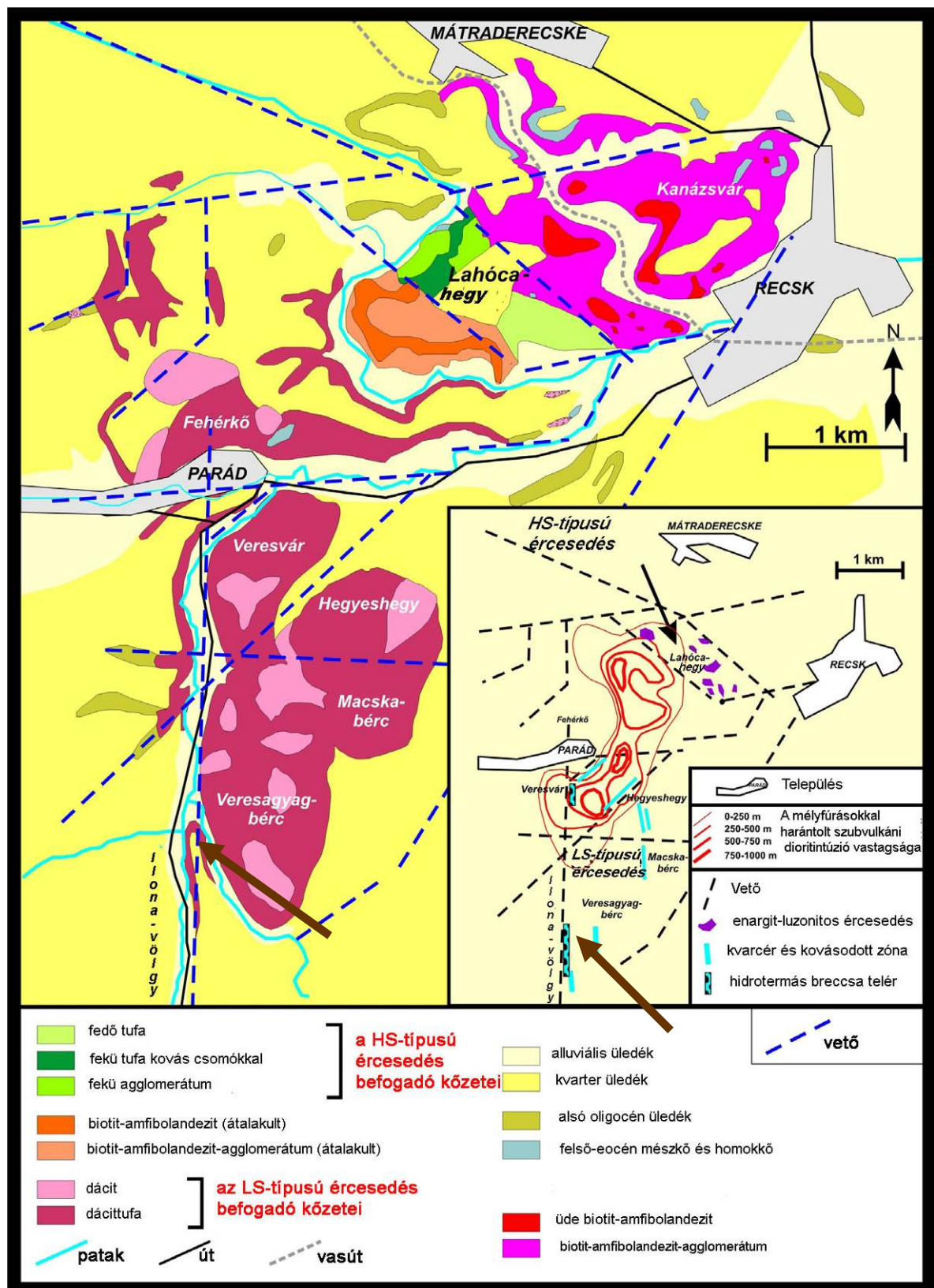
Az ércásványok megjelenése leggyakrabban kovás erekhez, és hidrotermás breccsa telérekhez köthető, melyek egymást több helyen metszik, tehát feltehetően egy időben képződtek. A legnagyobb kiterjedésű hidrotermás breccsa telér az Ilona-völgy déli részén közel 1 km hosszúságban követhető, észak-déli csapás mentén (3. ábra). Szövete (mátrix-

és szemcsevázú), illetve a felépítő klasztok kerekítettsége és összetétele nagyon változatos. A breccsa mátrixa elsősorban mozaikkristályos kvarc, mellette szericit, illit és szmektit is előfordul. Az elsősorban a vulkanizmus különböző fázisaiban képződött klasztok különböző mértékű, illites, kovás, szericités, karbonátos átalakuláson mentek át., (Molnár et al, 1999; Pogány, 2005; Molnár *et al*, 2008).

A szulfidásványok közül általánosan elterjedt a hintett pirit, ami mellett szfalerit és tetraedrit fordul elő a breccsában, a kovás erekben pedig ezeken felül galenit, kalkopirit , (Molnár *et al*, 2008), és Au-, Ag- és Bi-telluridok is előfordulnak (Nagy, 1983).

2.3. Mit tudunk a szárazföldi hidrotermás rendszerekről?

A geológiában hidrotermás rendszernek nevezünk minden a földkéreg repedésrendszereiben, hőhatásra létrejött vízáramlási rendszert, melyben ásványképződési folyamatok mennek végbe. A szárazföldi vulkáni hidrotermás rendszereket két nagy csoportra bonthatjuk. A különbségek ásványosodás és geokémiai jellemvonások formájában jelentkeznek, a cirkuláló fluidumok kemizmusa és ennek idő- és térbeli változása szerint. A két típus a magas és alacsony szulfidációs fokú („high” és „low sulfidation”, „HS” és „LS”) rendszerek (Molnár, 1997). Mindezek elsősorban intermedier-savanyú vulkanizmushoz kötődnek. A jellemzően rézporfíros ércesedések felett létrejövő HS rendszerek alapvető jellemzője az alacsony pH-jú, oxidatív oldatok jelenléte. Ezzel szemben az alacsony szulfidációs fokú (LS) rendszerek a vulkánok tágabb környezetében alakulnak ki, elsősorban a terület fő törésvonalai mentén. Az ezekben cirkuláló redukzív fluidumok pH-ja általában 4-6 körüli, de esetenként semleges vagy akár lúgos is lehet. Ezen fluidumokból kicsapódó kovaüledékek permeabilitása kicsi, aminek jelentős szerepe van az alattuk megrekedő fluidumok által létrejövő túlnyomásos rendszerek kialakulásában. Ennek következtében jönnek létre a hidrotermás kitörési események és breccsák (Molnár, 1997). Az itt leírt HS és LS rendszerek és a hozzájuk kapcsolódó ércesedések megfigyelhetőek a Recski magmás komplexum területén is.



3. ábra: A Recski magmás komplexum alaptérképe (Molnár *et al*, 2008). A nyíl a vizsgált területre mutat.

3) Vizsgálati módszerek:

A vizsgált reprezentatív kőzetmintákat terepen, az Ilona-völgyben található feltárásból és szálkőzet-kibukkanásokból gyűjtöttem. A minták makroszkópos leírását kézinagyító és sztereomikroszkóp segítségével pontosítottam. Ezek után a petrográfiai vizsgálatokhoz 30 μm vastag polírozott vékonycsiszolatokat készítettem a mintákból, amelyeket 26*47*1,25 mm-es üveglemezekre ragasztottam. A ragasztást kétkomponensű Araldit műgyantával végeztem. A petrográfiai leíráshoz Nikon YS2-T típusú, 4x, 10x, 20x és 40x objektív nagyítású, 10x okulár nagyítású polarizációs mikroszkópot használtam. Az opakásványok meghatározását ráeső fényben, ugyanezen mikroszkópon végeztem. A petrográfiai leírást kiegészítettük egy csiszolat pásztázó elektronmikroszkóppal történő vizsgálatával, amit AMRAY 1830 SEM+EDAX típusú műszerrel, amit fókuszált elektronsugár, 20 kV gyorsítófeszültség, 100 s mérési idő mellett használtunk az ELTE Közettan- Geokémiai Tanszékén. A kisméretű ásványfázisok kémiai összetételét energiadiszperzív elemzéssel határoztuk meg, a készülékre szerelt PV9800 EDS detektor segítségével. A titán-dioxid fázis pontos ásványos összetételét Raman mikrospektrométerrel vizsgáltuk az ELTE Ásványtani Tanszékén. A mérés Horiba Yvon Jobin Labram HR típusú műszerrel, 532 nm hullámhosszúságú lézerrel 2*0,15 másodperc jelgyűjtési idő alatt történt. A használt objektív 100x nagyítású, 0,9-es numerikus apertúrájú, a konfokális rekesz 50 μm méretű, az optikai rács 600 vonal/ mm paraméterű volt. A csiszolatkészítésre nem alkalmas klaszterek összetételét röntgen pordiffrakciós vizsgálattal határoztuk meg. A használt műszer az ELTE Ásványtani tanszékén található Siemens D-5000 típusú Bregg-Brentano geometriájú diffraktométer (Θ - Θ üzemmódban, Cu $K\alpha$ ($\lambda=0,154178$ nm) sugárzással). A műszer másodlagos grafit kristály monokromátorral és szcintillációs detektorral volt felszerelve. Az így kapott eredmények kiértékelése EVA szoftverrel történt.

4) Eredmények

4.1. Terepi észlelések

A munka terepi megfigyeléssel és gyűjtéssel kezdődött a Parádfürdőtől 3 km-re délre található Timsós-feltárásnál és közvetlen környezetében. Itt egy körülbelül 10 m széles és 1,5 m magas feltáráspan, és az előtt található törmelékhalomban volt megfigyelhető egy breccsa, ami egy közel észak-déli csapásirányú kipreparálódott gerincben folytatódik. Ez a hidrotermás breccsa telér paleogén dácittufában nyomozható (4. ábra).

A befogadó kőzet vizsgálata céljából a telértől 30 m-re és 20 m-re kelet-északkeltre található 1,5*0,5 m-es szálkőzet-kibukkanásokból gyűjtöttem mintát (5. ábra). A kőzet teljes anyaga szemmel láthatóan erőteljes átalakuláson ment keresztül, azonban az agyagásványosodott, sajátalakú porfíros elegyrészek maradványai és a kőzettörmelékek még felismerhetőek benne (6. ábra). Ezek alapján a befogadó kőzet, a recski vulkanizmus második fázisában képződött dácittufa. A telértől távolabbi kibukkanás kőzetanyaga puha, könnyen széteső, míg az ahhoz közelebbi valamivel nehezebben kalapálható.



(4. ábra): A Timsós- feltárási és az előtt található törmelékhalom.



5. ábra: A befogadó dácittufa szálkőzet-kibukkanásban

Ezek után a telértől 10 m-re északkeletre, a törmelékhalom mellett/előtt elhelyezkedő 3,5*1,5 m-es feltárást vizsgáltam meg. Ez egy kelet felé dőlő, éles közettani határvonal mentén két részre volt osztható: az előbbi feltárásokban vizsgált világos színű dácittufára, és egy sötétebb, kemény, nehezen kalapálható breccsás szövetű kőzetre, kvarcos üregekkel, és szulfidhintéssel. E kőzetminőség-változás jól jelzi, hogy itt húzható meg a breccsa és a befogadó kőzet közötti határ.

Az antropogén módon (ásványgyűjtők által) erősen lepusztított Timsós-feltáráspan (4. ábra) változatos szövetű és összetételű hidrotermás breccsa figyelhető meg. Dominálnak a szemcsevázú változatok, de mátrixvázú részek is előfordulnak. Mindegyikre jellemző, hogy a kvarcos kötőanyagot a finomszemcsés szulfid ásványok sötétre színezik. A kőzetet többféle vulkáni, vulkáni törmelékes, és szabad szemmel illetve lupéval nem felismerhető klaszt építi fel, tehát polimikt breccsával van dolgunk. A fragmentumok mérete, kerekítettsége, szövete és anyaga erősen változó. A breccsa mátrixában és a klasztokban is előfordul hintett pirit, illetve a kőzetanyag nagy részének felszínét, sárgás, utólagos mállási kéreg borítja. A breccsás kőzet egésze kovásodáson ment keresztül, ami lehetővé tette, hogy a telér kipreparálódjon. A kipreparálódott kőzettestek alapján a telér szélessége 20-22 m.

4.2. Makroszkópos és sztereomikroszkópos megfigyelések

A breccsa telért befogadó kőzet hidrotermásan erőteljesen átalakult, világosszürke-fehér dácittufa.

A kőzet szövete porfíros, sűrűsége -feltehetően az agyagásvány-tartalom miatt- kicsi (6. ábra).



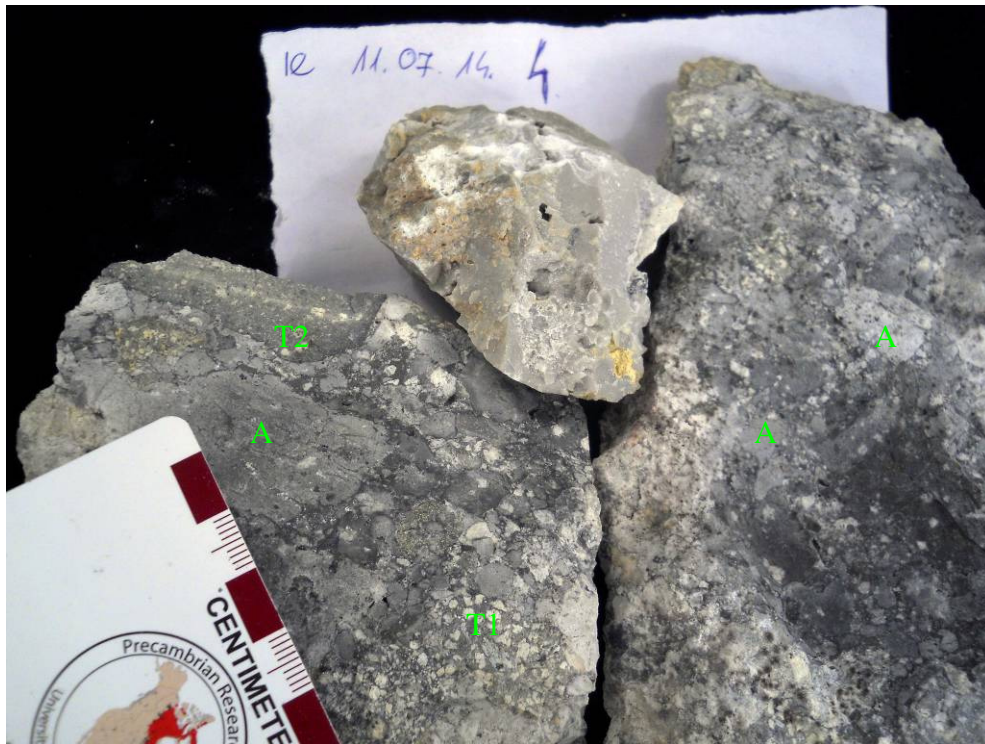
6. ábra: A telért befogadó kőzete.

A szürkésfehér mátrixban 3-4 mm-es, agyagásványosodott, idiomorf-hipidiomorf, fehér, porfíros földpáttáblák, 1-2 mm-es kvarcsezemcsék, és szürke színes elegyrész maradványok találhatók. Ezen kívül 0,5-2 cm-es, átalakult (jellemzően kovásodott) porfíros litoklasztok különíthetők el a mátrixban. A litoklasztokat kivéve az egész kőzetanyag puha, széteső, könnyen karcosítható. Egyes példányok felszínén barnássárga-sárga feltehetően utólagos bevonat figyelhető meg.

A telért alkotó polimikt breccsa

A breccsa összetétele, szövete, és a szemcsék mérete illetve kerekítettsége igen változatos (7. ábra). A gyakrabban előforduló szemcsevázú példányokban az alábbi klasztok különíthetők el:

- 0,5-3 cm-es, jól kerekített, fehér-sötétszürke homogén vulkanit, nehezen elkülöníthető, < 0,5 mm-es, sztereomikroszkóppal nem felismerhető ásványokkal (7. ábra, A)
- 2 típusú, 1-8 cm-es, porfíros szövetű szögletes klasztokat formáló tufa. Mindkét változat tartalmaz porfíros, átalakult, táblás plagioklászokat és litoklasztokat is, de az egyik szabad szemmel vizsgálva erősebben kovásodott (7. ábra, T2), gyengébben agyagásványosodott, és kisebbek a benne található idiomorf porfíros plagioklászok (1-2 mm), a másik erősebben agyagásványosodott, kevésbé kovásodott és ~2-5 mm-es plagioklászok találhatók benne (7. ábra, T1)
- homogén, porlós, zöld színű 2-3 cm-es klaszt, szabad szemmel is látható, hintett finomszemcsés szulfiddal (pirit, galenit)
- 4-5 cm-es, fehéressárga, porózus klaszt, drúzás kvarccal és finomszemcsés, makroszkóposan nem felismerhető fehéressárga alapanyaggal

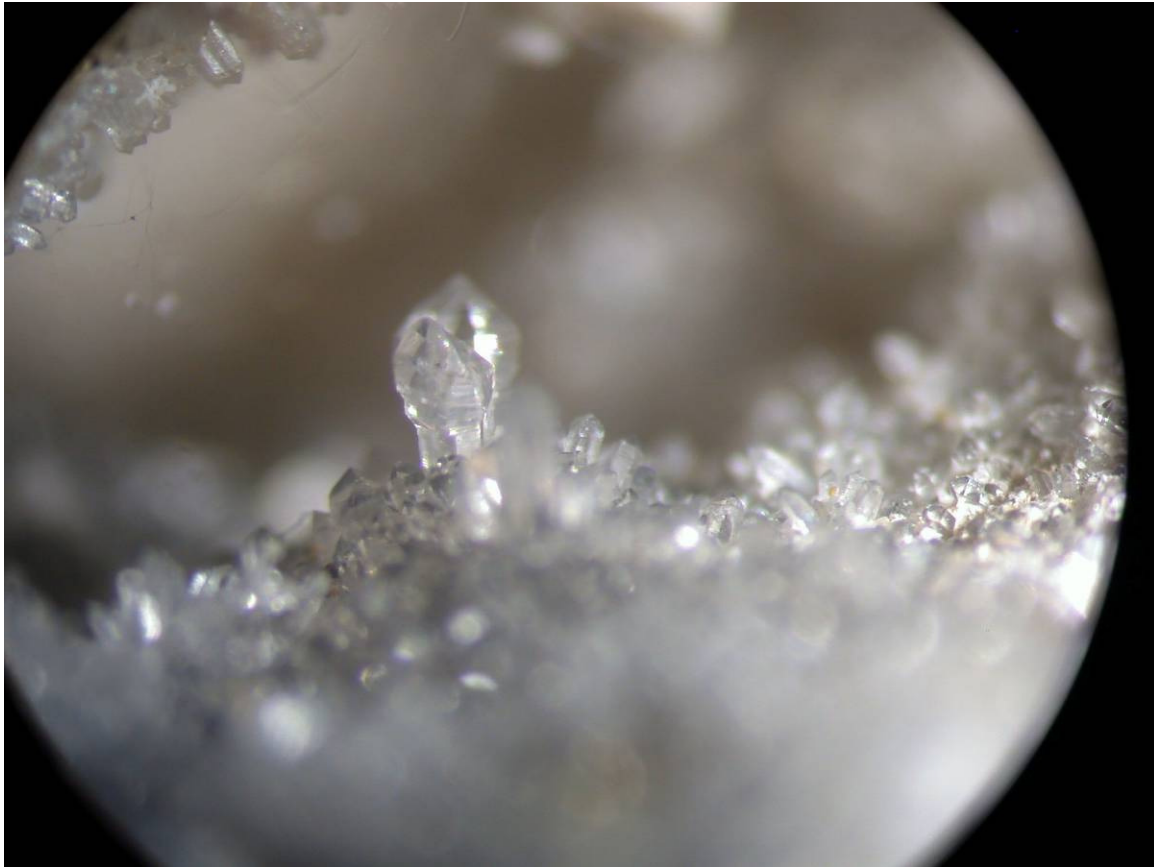


(7. ábra): A polimikt, szemcsevázú breccsa.

Az előbb felsoroltakon kívül megfigyelhetők az egész kőzetet átszövő, szemcsék közötti és szemcséken is áthatoló szürke kvarcerek, drúzás kvarc üregek illetve idiomorf, gyakran jogar alakú, 0,5 mm-1 cm-es kvarckristályok az üregek belsejében (8. ábra). A kőzet nehezen kalapálható, kemény, közepesen illetve erősen kovásodott, felszínét több helyen utólagos sárga bevonat borítja.

A szemcsevázú változaton kívül előfordulnak mátrixvázú példányok is. Ezek sokkal homogénebbek, teljesen átkovásodtak, az előbbi típusnál még nehezebben kalapálhatóak. Színük sötétszürke, sűrűségük nagy. Klasztok és ásványszemcsék nehezen különíthetők el

makroszkóposan, néhány 2-4 mm-es földpáttáblát és színes elegyrészt kivéve. A kvarcos üregek és kvarcerek itt is gyakoriak.



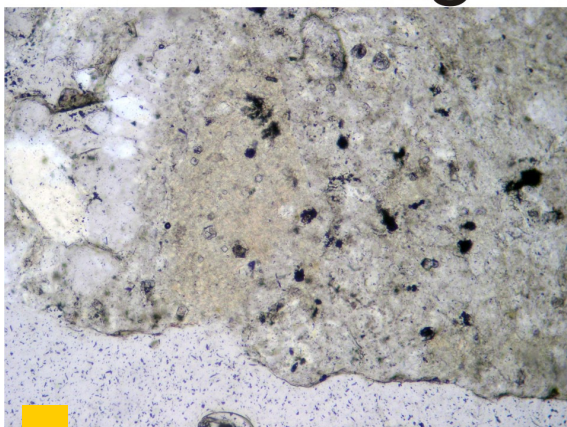
8. ábra: Jogarkvarc, kvarcos üregben (45X nagyítás)

4.3. Petrográfiai megfigyelések és röntgen pordiffrakciós vizsgálatok

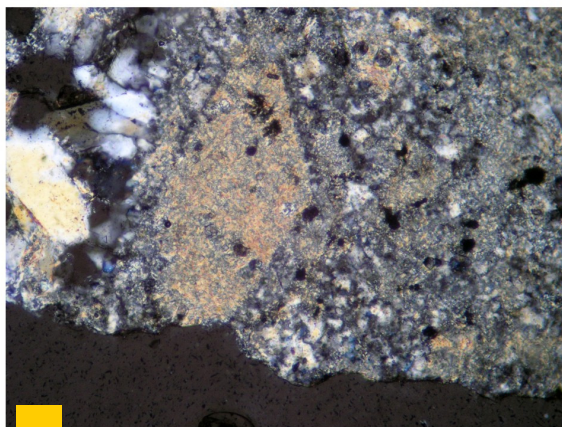
A továbbiakban részletesen ismertetem a befogadó kőzet, a breccsa és a breccsát felépítő klaszterek petrográfiai jellemzőit.

A befogadó kőzetnek ~50 %-át alkotják idiomorf, hipidiomorf porfíros elegyrészek, leggyakrabban földpát (9C,D ábra) és muszkovit (9E,F ábra), helyenként amfibol vagy piroxén (9A,B ábra). Ezek felismerése és az alapanyagtól való elkülönítése azonban nehézkes, mivel a legtöbb esetben igen nagymértékben finomszemcsés szericitté és/ vagy karbonáttá alakultak át, sőt, helyenként csak teljes egészében szericitté és/ vagy karbonáttá alakulva, átalakulva nyomozhatóak. Méretük ~0,4 mm-től 3 mm-ig terjed. Ezeken kívül előfordulnak teljesen szericitesedett litoklaszt, valamint kisebb erek és gócok formájában 0,1-0,2 mm-es szemcsékből álló kvarc és szinte teljesen üde, 0,4-2 mm-es káliföldpát szemcsék is. Akcesszóriaként gyakori a cirkon, illetve néhány opak szemcse is látható. Az alapanyagot néhány mikrométeres szericitszemcsék, és ennél valamivel nagyobb, finomszemcsés kvarc alkotja.

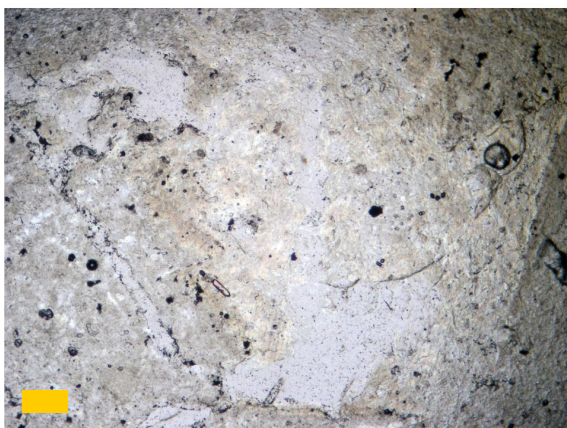
Befogadó kőzet



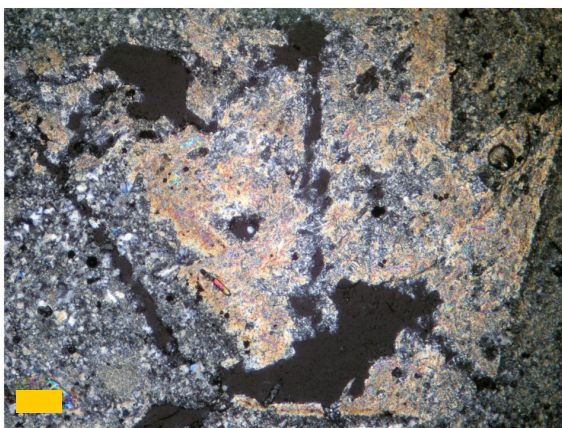
A: Karbonátosodott amfibol (1N)



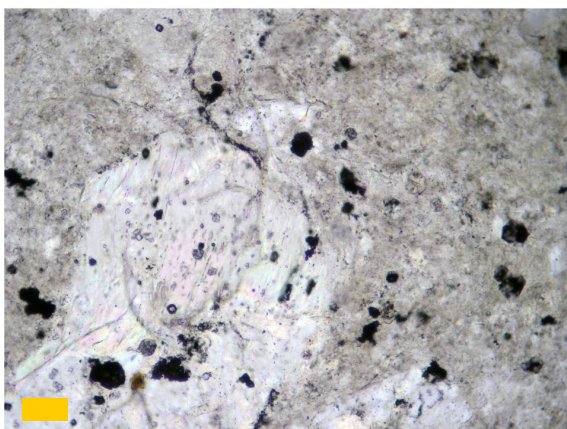
B: Karbonátosodott amfibol (+N)



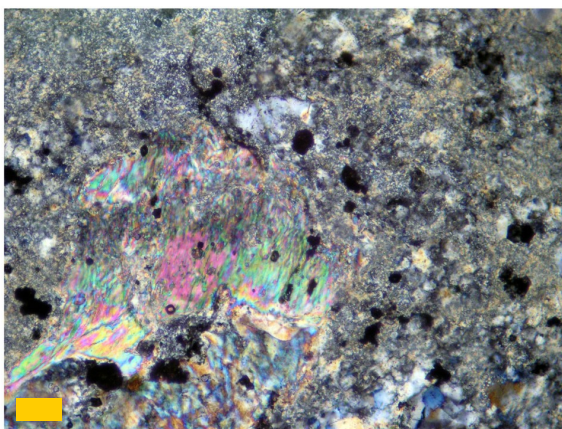
C: Szericitesedett földpát, cirkonnal (1N)



D: Szericitesedett földpát, cirkonnal (+N)



E: csillám átalak (1N)



F : csillám átalak(+N)

9.ábra: A befogadó kőzet polarizációs mikroszkóppal készült képei 1 nikollal (1N) és keresztezett nikolokkal (+N). A sárga téglalapok hosszabb oldala 200 μm .

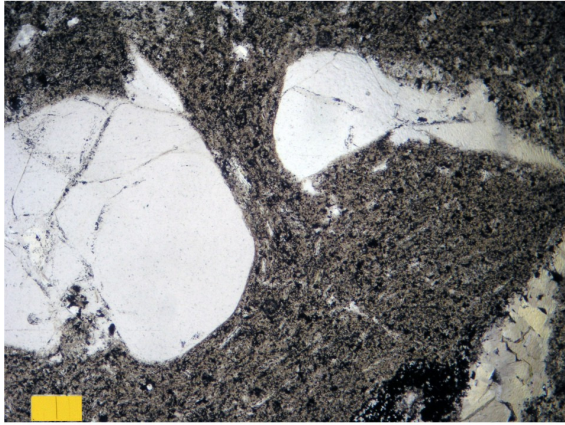
A szemcsevázú breccsa 70-80 %-át alkotják klasztok. Szövetüket, kerekítettségüket és ásványos összetételüket tekintve 4 nagy csoportra bonthatóak:

Az első csoportot a leggyakrabban előforduló (kb. 50 %), 1,5-3 mm-es szemcsékből álló, jól kerekített, barna mátrixú kőzetfragmentumok alkotják. Ezen fragmentumoknak átlagosan 30 %-át alkotják 70-300 μm -es, sajátalakú, nyúlt táblás, gyakran szericitesedett földpátok (alakjuk alapján plagioklászok), amelyek üdőbbek és nagyobbak a telér peremi részéről gyűjtött mintában (10C,D ábra). A plagioklász szemcsék sokszor irányítottan helyezkednek el a folyásos szövetű kőzetben és „körülfolyják” a nagyobb, 0,5-1,5 mm-es, idiomorf-hipidiomorf káliföldpátokat (10A,B ábra). Ezek jellemzően táblásak, néha karlsbadi ikreket alkotnak, azonban leggyakrabban semmilyen ikresedést vagy ikerlemezességet sem figyelhetünk meg rajtuk. Több helyen halványan láthatóak a megnyúlási iránnyal párhuzamos kioltási sávok illetve pikkelyes-foltos kioltás is. Egy esetben találtam ebben a klaszttípusban egy 0,9 mm-es, irányított szövetű közepesen kerekített szemcsét, amelyhez szintén igazodik a befogadó klaszt plagioklász tábláinak orientációja (10E,F). Ez ~70 %-ban (szorosan illeszkedő) 40-150 μm -es kvarcból, és ~30 %, a kvarcok között irányítottan elhelyezkedő, 30-200 μm -es muszkovitlemezekből (és ezek merőleges metszeteiből) áll. A klaszt átalakult, mikrokristályos mátrix polarizációs mikroszkóppal nem meghatározható összetételű, de minden esetben tartalmaz hintetten piritet (14C,D), több helyen akcesszóriaként titanitot, és többnyire kevés, de helyenként akár 70% hidrotermás kvarcot. Ezen kívül a nagyméretű porfírokban kizorításos szövettel jelenik meg egymás mellett a xenomorf pirit és egy másik opak fázis, amelyet a SEM+EDS mérések során titán-dioxidként azonosítottunk (14A,B). A kőzet szövete trachitos.

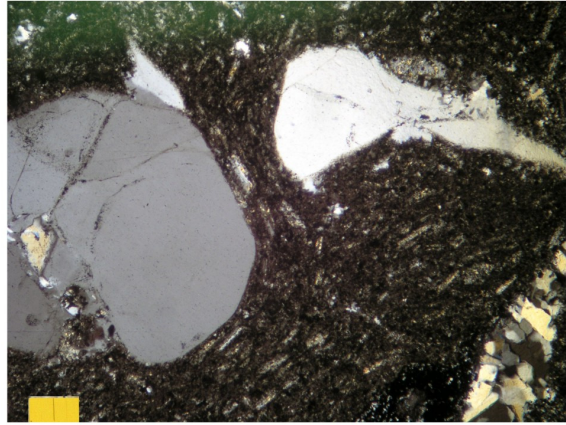
A klasztok második csoportját tufából származó törmelékek adják (kb. 40%). Ezek az előző klaszttípusnál jóval nagyobbak (>3cm) és kevésbé kerekítettek. A makroszkóposan megfigyelt kétféle tufa mikroszkópban is jól elkülöníthető egymástól. Mindkét típusban megfigyelhető a döntően mikrokristályos kvarcból és szericitből álló mátrix, és az ebben található porfíros elegyrészek, illetve litoklasztok. Az egyik változat (7. ábra, T1; 11A,B ábra) alapanyaga a másikban megfigyelhetőnél jóval durvább szemű kvarc (10-50 μm), amelyben gyakoriak a 0,2-1 mm-es (de többször a 2-3,5 mm-t is eléri), teljesen szericitesedett földpátok, csillámok utáni átalakok, és a hasonló méretű, szabálytalan alakú litoklasztok. Ezzel szemben a másik fajta tufaklaszt (7. ábra, T2; 11CD ábra) alapanyagában 2-4 μm -es kvarcsemmcsék jellemzők, nagyobbak, és jól elkülöníthetőek a litoklasztok és megfigyelhető (~3 %) üde, c-tengelyre merőleges metszetben megjelenő muszkovit is. A porfíros elegyrészek mérete kisebb (< 1mm), az átalakok nehezen felismerhetők, de előfordulnak 0,4 - 0,5 mm-es, közel izometrikus szemcsék (11CD ábra), amelyek az átalakulás során teljesen

átkovácsodtak. Ezekben az átalakulási termék ~90-95 %-a, a környezetüknél durvább szemcsés (30-100 μm), mozaikos kvarc, és ~5-10 % pár μm -es szericit.

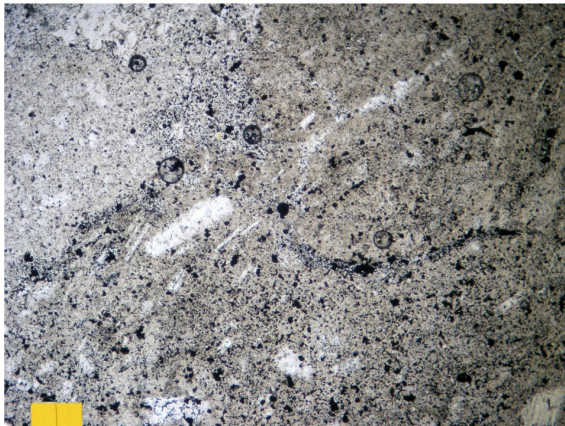
Klasztcsoport I.



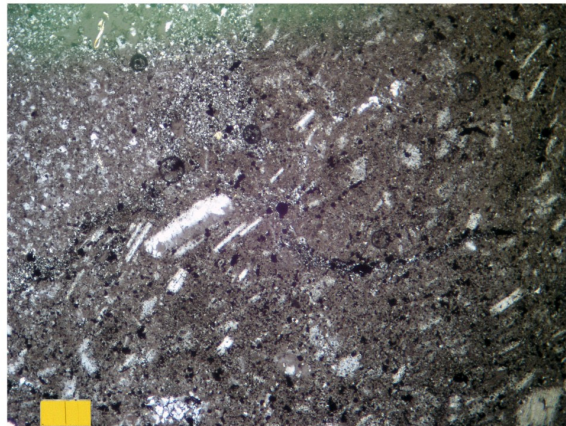
A: Káliföldpát, folyásos szövetű klasztban (1N)



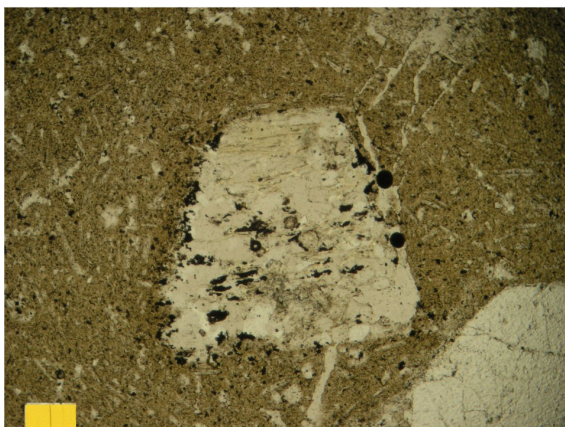
B: Káliföldpát, folyásos szövetű klasztban (+N)



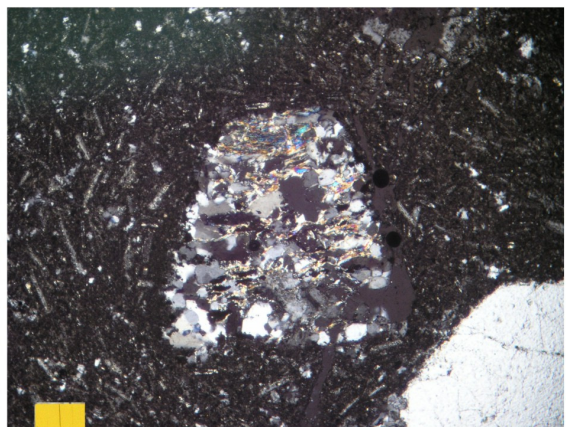
C: Üde plagioklászok, folyásos szövetű klasztban (1N)



D: Üde plagioklászok, folyásos szövetű klasztban (+N)



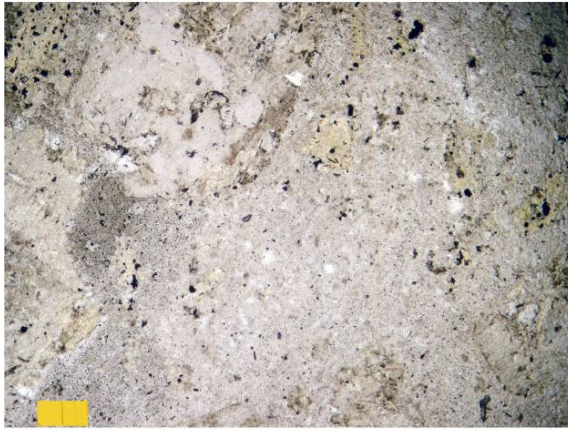
E: Zárvány, folyásos szövetű klasztban (1N)



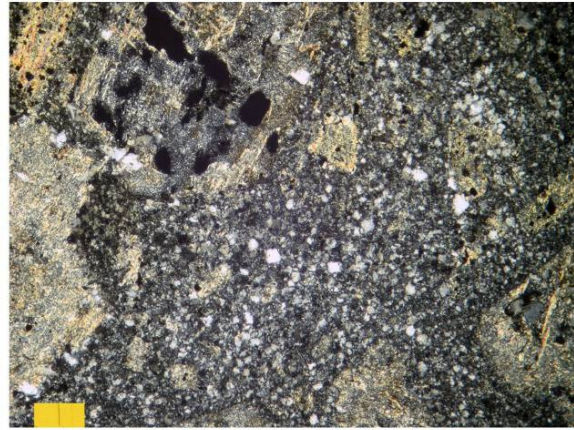
F : Zárvány, folyásos szövetű klasztban (+N)

10.ábra: Folyásos szövetű klaszt polarizációs mikroszkóppal készült képei 1 nikollal (1N) és keresztezett nikollokkal (+N). A sárga téglalapok hosszabb oldala 200 μm .

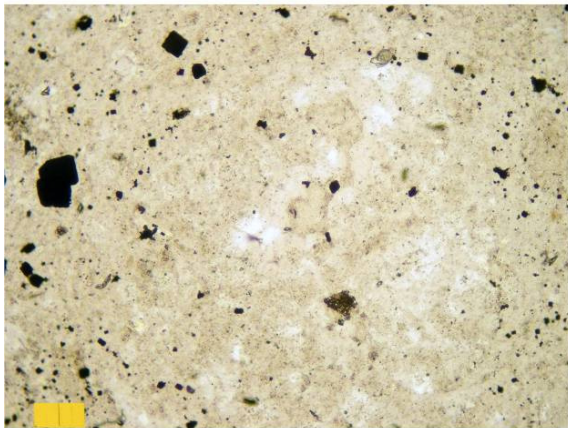
Klasztcsoport II.



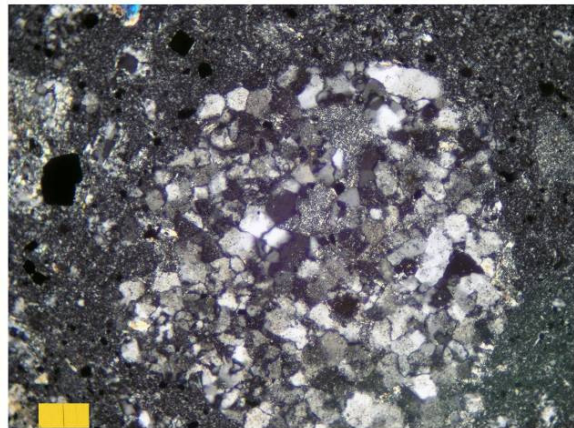
A: A T1 tufa szövete (1N)



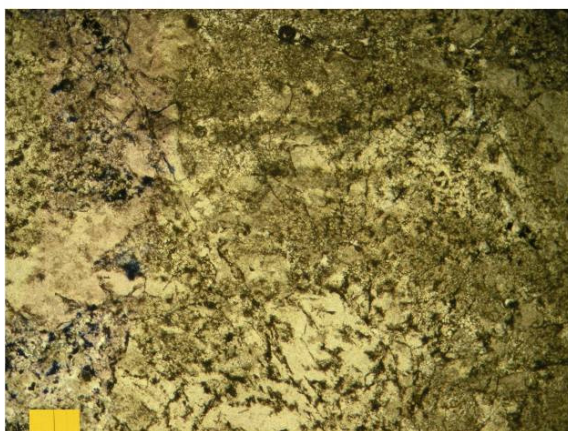
B: A T1 tufa szövete (+N)



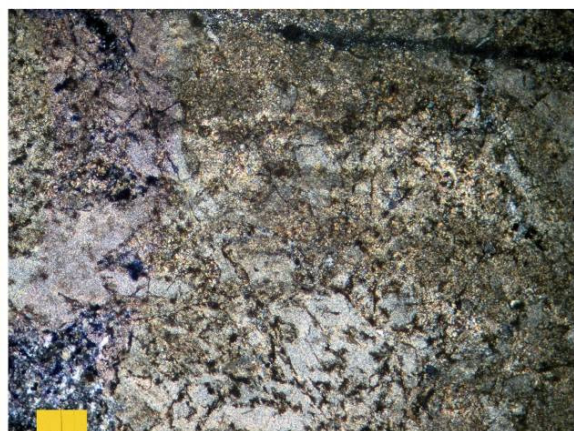
C: A T2 tufa szövete (1N)



D: A T2 tufa szövete (+N)



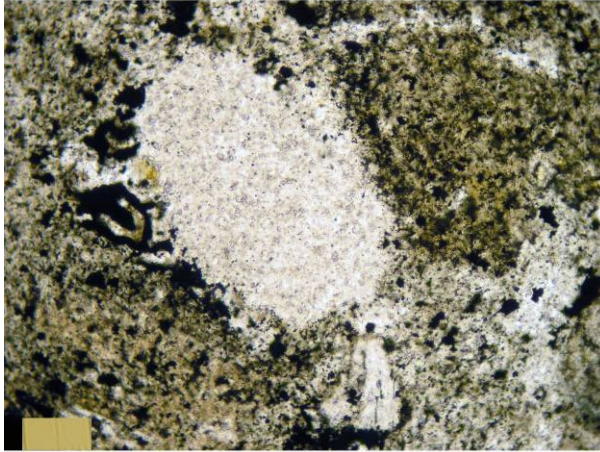
E: A tufa harmadik megjelenési típusa (1N)



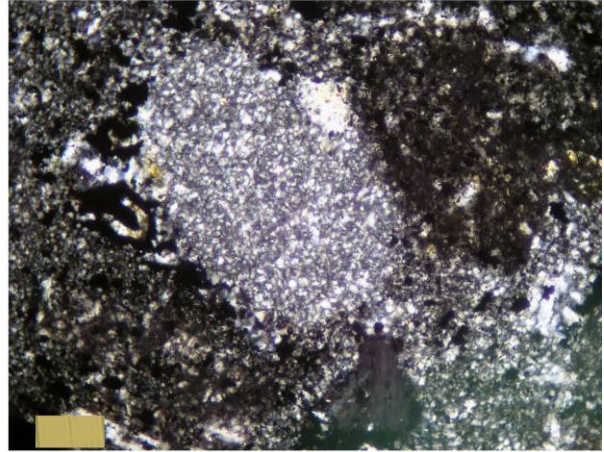
F: A tufa harmadik megjelenési típusa (+N)

11. ábra: A második klaszttípus (tufák) polarizációs mikroszkóppal készült képei 1 nikollal (1N) és keresztezett nikollokkal (+N). A sárga téglalapok hosszabb oldala 200 μm .

Klasztcsoport III., IV.



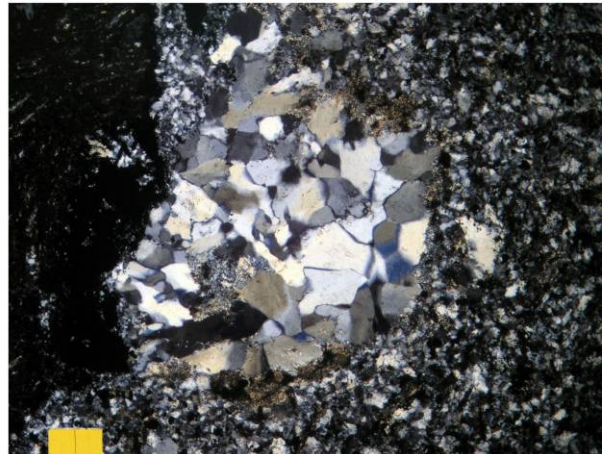
A: A harmadik klaszttípus (1N)



B: A harmadik klaszttípus (+N)



C: A negyedik típusú klaszt (1N)



D: A negyedik típusú klaszt (+N)

12.ábra: A harmadik és negyedik klaszttípus polarizációs mikroszkóppal készült képei 1 nikollal (1N) és keresztezett nikolokkal (+N). A sárga téglalapok hosszabb oldala 200 μm , a barna téglalapoké 100 μm . A porfíros elegyrészek a szericites átalakulás mellett részben vagy egészben kovásodtak is. A mátrix aránya mindkét esetben 60 % körüli. Opakásványok közül hintetten elhelyezkedő, elsősorban idiomorf 30-80 μm -es piritkockák, illetve kiszorításos pirit és az első klaszttípusban azonosított titán-dioxid jelenik meg egymás mellett. A tufaklasztok harmadik csoportját (11E,F ábra) a befogadó közethez nagyon hasonló szövetű, szabálytalan alakú, ~95 %-ban 2-5 μm -es szericitből, ~4 %-ban 20-40 μm -es kvarcból álló klasztok adják, amelyekben alakjukról néhol felismerhetők a teljesen átalakult 4-8 μm -es földpáttáblák.

Elszórta 20-40 μm -es hipidiomorf-xenomorf pirit jelenik meg bennük, a többi klasztban tapasztalhatónál kisebb mennyiségben.

A breccsa klasztjainak másik csoportját alkotják a nagyon jól kerekített, 0,1-0,6 mm-es klasztok, amelyek a breccsába kerülésük után erőteljes kovás-szericites átalakuláson mentek keresztül. Ezen klasztok a csiszolatokban csak elszórta jelennek meg, a breccsa összterfogatának <1%-át adják. Jelenlegi anyagukat 5-15 μm -es szericit és 10-20 μm -es, közel izometrikus kvarc adják. A hidrotermás kvarszemcsék nem szorosan illeszkednek egymáshoz, a szemcsehatárok nem élesek. Egyes klasztoknál a kvarc, másoknál a szericit kerül túlsúlyba, de a szöveti jellegek teljesen hasonlóak.

Az utolsó klasztcsoport szintén csak néhány helyen figyelhető meg a (<1%). Ezek a klasztok közepesen vagy jól kerekítettek, 0,8-1 mm méretűek, és határozott körvonallal különülnek el a mátrixtól. ~90 %-ban a mátrixnál durvább szemcsés, 70-150 μm -es, szabálytalan alakú, mozaikkristályos kvarcból és ~10 %, foltokban elhelyezkedő, szabálytalan alakú, finomszemcsés szericitből épülnek fel.

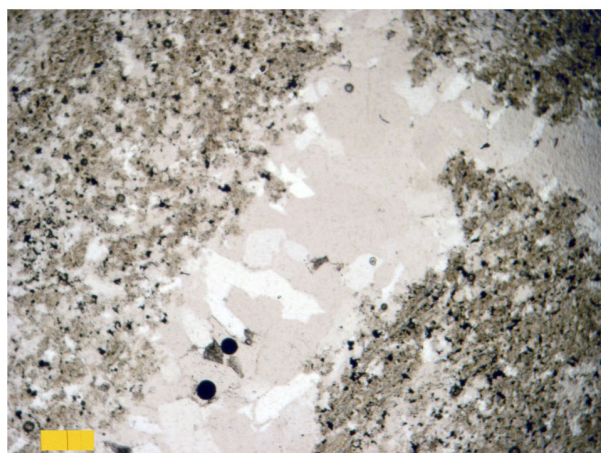
A breccsa jellemző módon szemcsevázú, így a kőzetfragmentumok közötti kitöltőanyag mennyisége alárendelt a klasztokhoz képest, általában nem haladja meg a 20 %-ot. Egyik látványos megjelenési formája a mátrix kialakulása után utólagosan képződött mozaikkristályos kvarc (13A,B ábra), amely 0,1-1 mm-es izometrikus és megnyúlt szemcsékből áll. Ez a morfológia leggyakrabban érkítőtőként, vagy üregkítőtőként jelenik meg. A kvarc mellett (~90%), azzal azonos mérettartományban, elszórta táblás káliföldpát-törmelék és néhány %-os mennyiségben mikrokristályos szericit figyelhető meg az alapanyagban. A szemcseközi anyag többi részében is domináns a kvarc, azonban az erekben, üregekben tapasztalhatónál kisebb szemcsékből áll (0,03-0,07 μm), néha fokozatos szemcseméret-csökkenés is megfigyelhető azoktól távolodva (13C,D ábra). Emellett szericit is megfigyelhető illetve jellemző a klasztokban megjelenő porfíros elegyrész méretű, többnyire átalakult ásványszemcsék (valószínűleg egykori földpátok) megjelenése is. Ezek több esetben szinte teljesen opakásványosodtak; a xenomorf pirit kizorításos szövettel, illetve idiomorf-hipidiomorf és xenomorf módon hintetten jelenik meg (14D,E ábra). A klasztokkal ellentétben, az alapanyagban nem figyelhető meg a másik, ráeső fényben egy nikollal szűrke opakásvány.

A makroszkóposan mátrixvázú példányok teljesen átkovásoztak, ezekben nem különíthető el egymástól a mátrix, és a benne található klasztok, de sűrűn hintett aprószemcsés pirit itt is megfigyelhető.

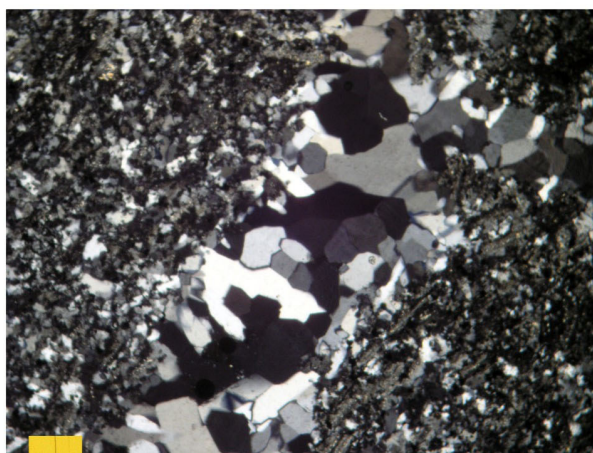
A fent leírtak alapján a breccsa egészére szericites-kovás-káliföldpátos átalakulás jellemző, amely minden klasztot és ásványszemcsét érintett.

A makroszkóposan elkülöníthető, de csiszolatkészítésre nem alkalmas klasztok fázisait röntgen pordiffrakcióval határoztam meg. A vizsgálat alapján a fehéressárga alapanyagból és drúzás kvarcból álló klaszt a kvarc mellett káliföldpátot tartalmazott (1. melléklet, A). A röntgenpordiffrakciós felvételen megfigyelt (002)-höz tartozó anomálishan nagy érték a káliföldpát (001) szerinti kitűnő hasadásának volt betudható. A porló zöld klaszt ezzel szemben a kvarcon kívül piritből, galenitből és anglezitből épült fel (1. melléklet, B).

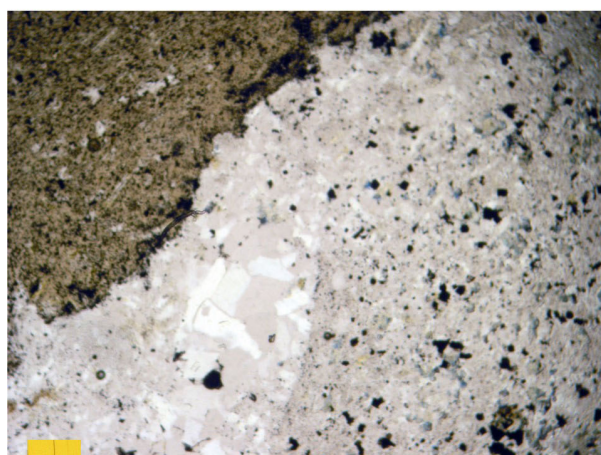
A klasztok közötti kitöltőanyag



A: Kvarcér (1N)



B: Kvarcér (+N)



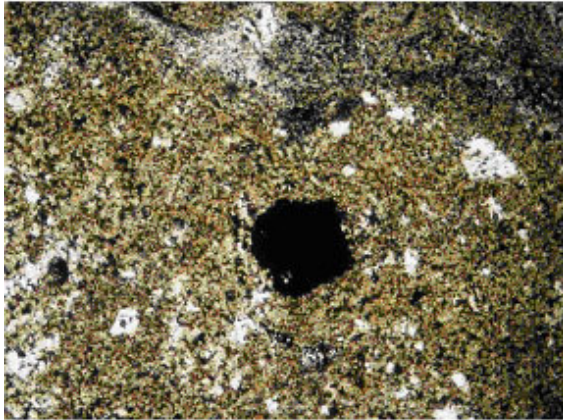
C: Kvarcér, finomabbszemű kvarcos mátrixszal (1N)



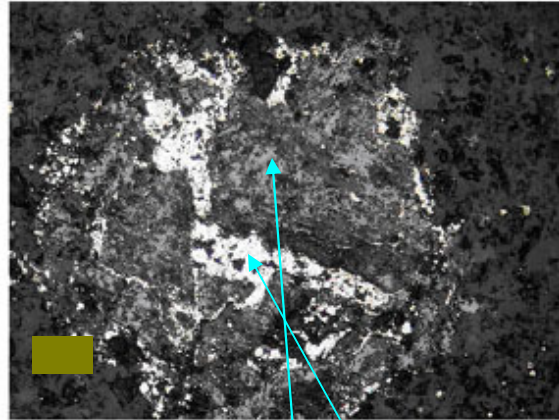
D: Kvarcér, finomabbszemű kvarcos mátrixszal (+N)

13. ábra: A klasztok közötti kitöltőanyag polarizációs mikroszkóppal készült képei 1 nikollal (1N) és keresztezett nikolokkal (+N). A sárga téglalapok hosszabb oldala 200 μm .

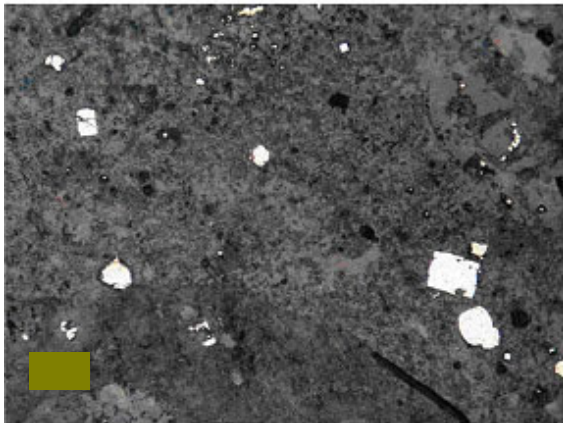
Opakásványok



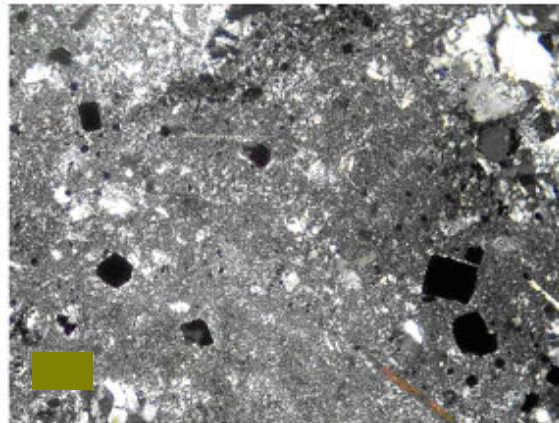
A: Opacitosodott porfíros elegyrész (1N)



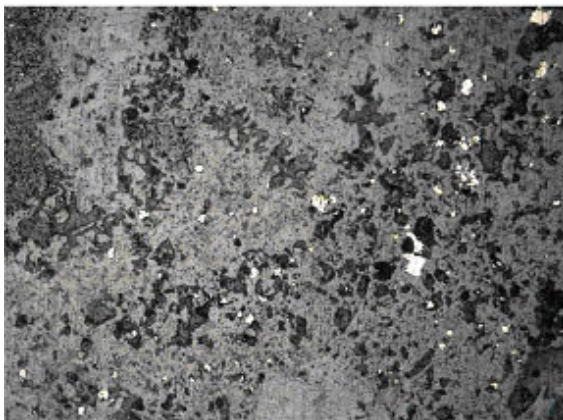
B: Kiszorításos szövetű ^{amatázás} és pirit ráeső fényben (1N)



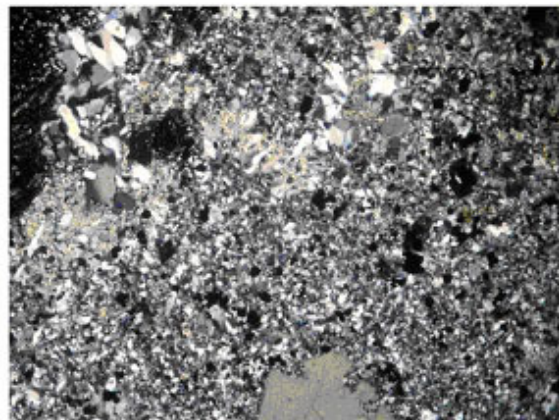
C: Idiomorf és hipidiomorf pirit klasztban, ráeső fényben (1N)



D: Idiomorf és hipidiomorf pirit klasztban (+N)



E: Hipidiomorf és xenomorf pirit a mátrixban, ráeső fényben (1N)



F: Hipidiomorf és xenomorf pirit a mátrixban (+N)

14. ábra: Az opakásványok polarizációs mikroszkóppal készült képei 1 nikollal (1N) és keresztezett nikolokkal (+N). A sárga téglalapok hosszabb oldala 200 μm , a barna téglalapoké 100 μm .

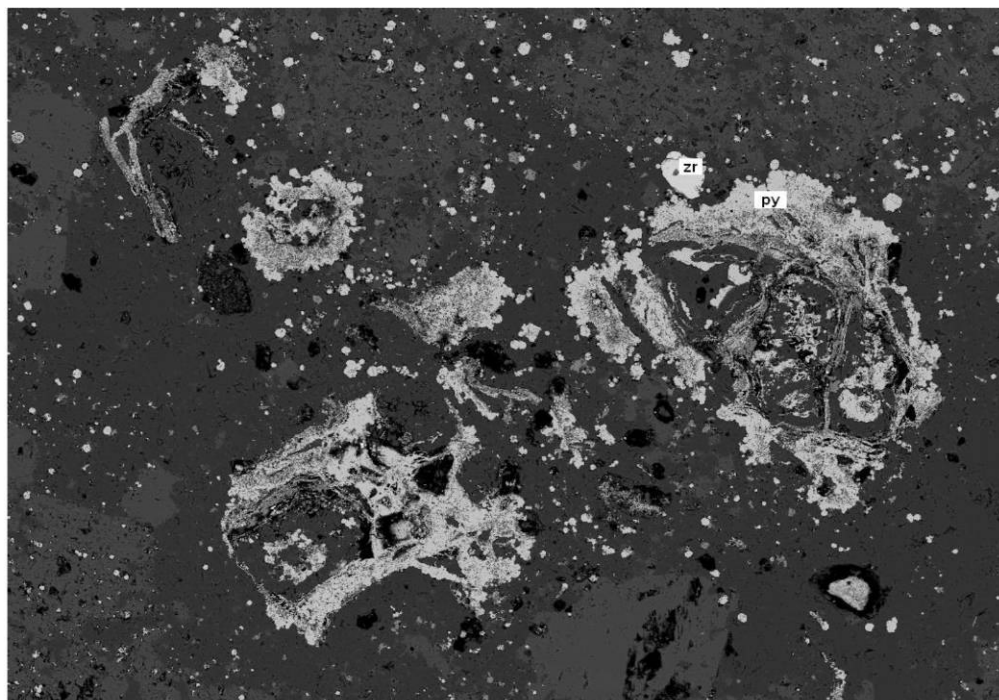
4.4. Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok és energiadiszperzív elektronmikroszkópos elemzések

A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok elsődleges célja az opakásványok nyomelemtartalmának meghatározása, és az optikai mikroszkóppal nem felismerhető akcesszórius elegyrészek azonosítása volt. Az opakásványok túlnyomó többségét pirit adta, amely a mátrixban és a klasztok alapanyagában hintetten xenomorf és idiomorf módon jelent meg. A mátrixban és a klasztokban található porfíros elegyrészekben ezzel szemben mindig xenomorf módon (15A ábra), kizorításos szövettel volt megfigyelhető. A pirit előbb felsorolt megjelenési formáinak mindegyikében történt mérés, ami az 52-53 % Fe-n és a 47-48 % S-n kívül csak századszázalékos mennyiségben mutatott ki Zn-t és Cu-t (2. melléklet).

Polarizációs mikroszkóppal teljesen opak tulajdonságú, apró szemcsékben hintve vagy a pirit mellett kizorításos szövettel megjelenő ásvány összetétele tisztán TiO_2 -nak adódott (15B ábra). Ezzel szemben a szfalerit csak néhány apróbb szemcse formájában jelent meg az alapanyagban (15B ábra). Egyik szemcséjében a mérés 1,48% Mn- és 0,30% Fe-tartalmat mutatott ki (2. melléklet).

Ezekon kívül az alapanyagban monacitot, a klasztokban baritot és cirkont azonosítottam. A monacit P-t, La-t, Th-ot, Ce-ot és Nd-ot, a cirkon a peremi részén Gd-t és Y-t tartalmazott. Az opakásványokon kívül az első klaszttípus mikroszkóppal nem felismerhető alapanyagát is megmértem, ami káliföldpátos összetételt adott eredményül.

SEM képek

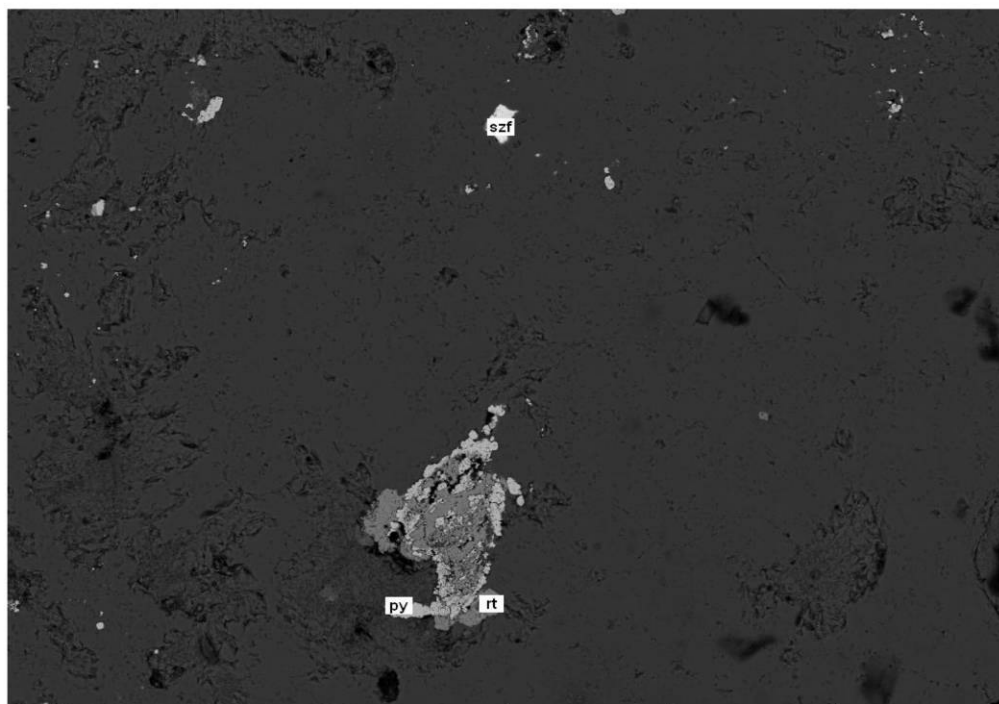


HV: 20.0 kV
Satellite ©Tescan

DET: BSE
DATE: 11/02/11

500 um

A: py= kisorsításos szövetű pirit, porfíros
elegyrészben, zr=cirkon



HV: 20.0 kV
Satellite ©Tescan

DET: BSE
DATE: 11/02/11

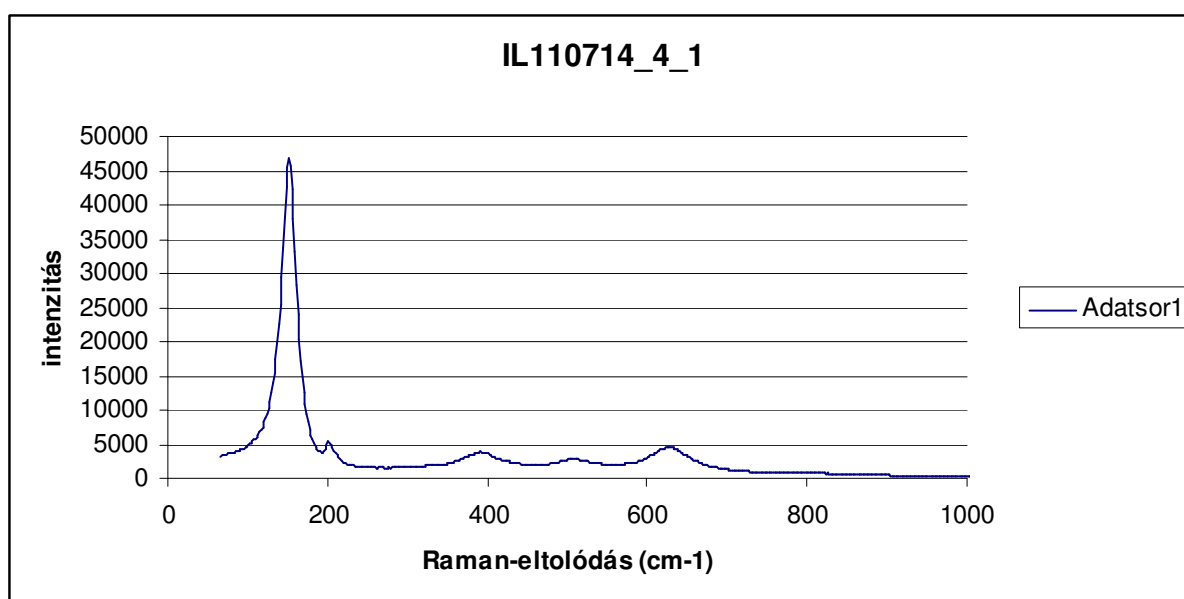
200 um

B: py=pirit, rt=rutil, szf=szfalerit

4.5. Mérések Raman-spektrométerrel:

A mérések célja az volt, hogy a korábban elektronmikroszkóppal azonosított, titán-dioxid összetételű fázis pontos ásványos összetételét meghatározzam. A mérés során használt lézerrel való besugárzás során keletkező rugalmatlan szóródás mértéke a kémiai összetétel mellett az ásványszerkezettől is függ. A módszer tehát alkalmas azonos kémiai összetételű, de különböző szerkezetű ásványok (jelen esetben a rutil és az anatáz) azonosítására és elkülönítésére.

A kiszorításos szövettel megjelenő titán-dioxidon 3 szemcsében végeztünk mérést. A kapott Raman-spektrum alapján (3. melléklet) a kérdéses ásványfázis egyértelműen anatáz (16.ábra).



16.ábra: Az anatáz Raman-spektruma

5) Diszkusszió

A vizsgált terület felszíni morfológiája közetminőség-változásra engedett következtetni, a breccsa telértől a szálkőzet-kibukkanások felé haladva. A kipreparálódott telér észak-déli csapású gerince és meredek nyugati oldala már a terepen megfigyelhető volt. A makroszkópos vizsgálatok során kiderült, hogy a telértől távolodva a kőzetek sűrűsége, keménysége, kalapálhatósága és kvarctartartalma fokozatosan lecsökken. A mikroszkópos vizsgálatok megerősítették, hogy az átkovácsolódás mértéke a telértől a befogadó kőzet felé egyre kisebb mértékű, így ez megmagyarázza a fent említett tulajdonságok változását. A megfigyelhető változás oka valószínűleg az, hogy a törésrendszerek mentén feláramló nagy SiO_2 –tartalmú fluidumok a breccsát intenzívebben (az eredeti nagyobb porozitás miatt), míg az attól távolabb lévő kőzeteket fokozatosan csökkenő mértékben járták át.

A rétegvulkáni komplexum andezitjeire KDK-NYÉNY és ÉK-DNY csapásirányú vetőrendszerek jellemzőek, ezzel szemben a fiatalabb, oligocén és miocén üledékes képződményekben K-NY és É-D csapású vetőket találunk. Utóbbiak jellemzőek az Ilona-völgy térségére is (Zelenka és Kiss, 2008). A terület fő érchordozó képződményei a hidrotermás breccsa telérek és kovás erek nagy része is ezzel megegyező csapású (Molnár *et al*, 2008). Az általam vizsgált telér gerincének észak déli lefutása tökéletesen illeszkedik ebbe a rendszerbe.

A breccsa a recski vulkanizmus második fázisában képződött vulkanitokba települt, amelyek dácitos összetételűek és rétegvulkáni sorozatokat alkotnak. Ez kizárja, hogy a breccsa klasztjai a vulkanizmus harmadik vagy negyedik fázisában képződtek. A szemcsevázú breccsát felépítő klasztok vizsgálatánál négy csoport volt elkülöníthető, ami alapján az alábbi következtetések vonhatóak le:

- Az első klasztcsoport folyásos szövete alapján vulkáni eredetű. A klasztok jó kerekítettségük és kis méretük alapján hosszabb szállítás után kerültek jelenlegi helyükre, alacsony kvarctartalmuk nem a felzikus magmákra jellemző, szövetük pedig tipikusan folyásos jellegeket mutat. Ezek alapján az első klasztcsoport a vulkanizmus első fázisában képződött szubmarin andezites lávafolyásokból származik.
- A klasztok második csoportja a szöveti jellemzők, az átalakult porfíros elegyrészek és litoklasztok alapján tufákból áll (illetve ezt a csoportot képviselik a klasztok közötti anyagban található porfíros elegyrészek is). Ezek gyengén kerekítettek, és nagyobb méretűek a többi csoport klasztjainál. Ezek a tulajdonságok rövid szállításra utalnak. A nagy mennyiségű kvarc alapján

feltételezhetünk felzikus összetételt, de az utólagos kovásodás előtti kvarcmennyiséget nem tudhatjuk pontosan. Az első, szubmarin vulkáni fázisban nem képződtek tufák, ezzel szemben a második fázisban képződött rétegvulkáni sorozatokban igen. A különböző megjelenésű tufaklasztok valószínűleg a rétegvulkáni sorozatok képződésének különböző alfázisaiban jöttek létre.

- A harmadik klasztcsoport eredetére leginkább szövete és kerekítettsége alapján következtethetünk. A jó kerekítettség és kis méret hosszú szállításra utal. A klasztok nem szorosan illeszkedő, közel izometrikus szemcsékből állnak, ami üledékes szöveti jelleg. Ezek alapján a klasztok feltehetően a magmás komplexum üledékes fekvőzetéből származhattak, amik kb. 800 méterrel a felszín alatt helyezkednek el. A bizonytalansági tényező ebben az esetben nagy, mivel az eredeti ásványos összetételről nincs információ, csak a reliktszövet alapján következtethetünk.
- A klasztok negyedik csoportja szintén jól kerekített és kisebb klasztokból állt, ami ebben az esetben is hosszabb szállításra enged következtetni. Üledékes szöveti jellegeket itt nem figyelhetünk meg, viszont jellemző a durvább szemcseméret, így ezek a klasztok egy mélyebben elhelyezkedő, feltehetően intruzív magmás kőzet darabjai lehetnek. Egy másik magyarázat az lehet, hogy a jelenlegi klasztok vulkáni üveg teljes kovásodásával jöttek létre. Mivel az eredeti ásványos összetételről nincs információ, az előző klaszttípushoz hasonlóan itt is van bizonytalansági tényező.

Ezen következtetések megerősítik illetve kiegészítik Molnár (2008) munkájában leírt eredményeket.

A szubmarin andezitben talált zárvány a fent leírt klasztoktól eltérő eredetű. Ez közepesen/gyengén kerekített, ami a szállítási távolságról nem hordoz információt, hiszen egy klaszt belsejében található, amelynek szövete igazodik a zárványhoz. Tehát a zárvány az andezitklaszt előtt képződött, ami ezek után magába zárta, és a továbbiakban ennek belsejében, feltépett litoklasztként szállítódott. A zárványt alkotó ásványszemcsék illeszkedése és a szövet irányítottsága típusosan metamorf eredetre enged következtetni. Az ásványos összetétel és szövet alapján a kőzetzárvány csillámpala vagy homokkőpala (csillámtartalom <50 %). Ennek feltételezhető forrása az alaphegységi Mónosbéli Egység alsó részében található lejtőlábi („mikroolisztosztrómás”) homokkő összlet, amelyet recski fúrások is harántoltak (Rm-109, Haas, 2006). Ez a kőzetegység nagyon összetett, az olisztosztrómapadokban található bázisos, savanyú és intermedier magmatit, fillit, aleuritpala, homokkőpala, pelágikus karbonát és radiolarit törmeléke mellett gyakoriak benne az

átülepített platform eredetű karbonátszemcsékből álló litoklasztok (Haas, 2006). Ezek alapján a zárvány alaphegységi eredetű, de ez nem utal egyértelműen a breccsa kiindulási mélységére, mivel egy korábbi vulkáni fázis során képződött klasztban található.

A porfíros földpátokban több helyen megfigyelhető halvány pikkelyes kioltás és a megnyúlási irány szerinti kioltási sávok hidrotermás káliföldpátos átalakulásra utalnak. Utóbbiak feltehetően egykori poliszintetikus plagioklászitek maradványai. Az első klaszttípus üveges alapanyagának pásztázó elektronmikroszkóppal meghatározott káliföldpátos összetétele, és a röntgen pordiffrakciós mérésekkel kimutatott káliföldpát valószínűleg ugyenezen átalakulási folyamat eredménye. A káliföldpátok egy része, a valószínűsíthető hidrotermás eredete miatt feltehetően adulár.

A kovás-szericites-káliföldpátos átalakulás a befogadó kőzetet, a klasztokat és a szemcsék közötti kitöltőanyagot egyaránt érintette, ami arra enged következtetni, hogy az átalakulás a breccsa képződésével egyidőben, és részben azt követően történt (ld. a breccsánál egyértelműen fiatalabb kvarcerezést). Ha az előtti folyamatról lenne szó ugyanis, akkor egyrészt minden klaszttípusra kiterjedő átalakulás nem lenne megfigyelhető, másrészt például a tufaklasztok ilyen mértékű átalakulás után nem tudtak volna megőrződni épségben, hanem sokkal kisebb méretű törmelékként lennének csak jelen a breccsában.

A mátrixvázú mintákban mikroszkóppal sem voltak elkülöníthetőek a szemcsevázú példányokban megfigyelhető klasztok. Ennek egyik oka az lehetett, hogy a hidrotermás eredetű átalakulás teljesen elmosta a klasztok eredeti szövetét és ásványos összetételét. A másik feltételezhető ok, hogy ezek a kőzetdarabok a hidrotermás breccsával egyidőben képződött, Molnár *et al.* (2008) által leírt kovás erek darabjai. A kovás erek és breccsa telérek egyidejű képződésének bizonyítéka, hogy metszik egymást és tartalmazzák egymás fragmentumait

A petrográfiai és elektronmikroszkópos elemzések, ill. a röntgen pordiffrakciós mérések során piritet, galenitet, szfaleritet, baritot és anatózt azonosítottam a breccsa különböző fázisaiban. A galenit és szfalerit jelenléte (a klasztokban és kötőanyagban egyaránt) reduktív és közel neutrális képződési körülményekre utal, ami az LS-típusú epitermás ércesedésekre jellemző (White és Hedenquist, 1990). Ezzel szemben a breccsa klasztjaiban gyakori hidrotermás eredetű anatóz és a nyomokban megjelenő barit jóval savasabb fluidumok jelenlétére enged következtetni (Hedenquist és Arribas, 1999). Ez arra utalhat, hogy a breccsa kialakulása előtt alacsonyabb pH-jú fluidumok is átjárták a rendszer egyes zónáit, míg a breccsa képződésekor fennálló pH- és redox-viszonyok az LS-típusú ércképződésnek kedveztek. Az LS képződési környezet modelljébe beleillik a nagy

mélységből érkező hidrotermás breccsatelér kialakulása is, ami szintén jellemzője ezeknek a rendszereknek (White és Hedenquist, 1990).

Ez alapján felvetődhet, hogy egy HS- és LS-típusú epitermás ércesedés közötti átmeneti rendszerről van-e szó (ún. intermedier szulfidizációs fokú rendszer). Ez akkor lenne lehetséges, ha nemcsak a klasztokban, hanem a klasztok közötti anyagban is találnánk anatózt, tehát azt az egész kőzetre kiterjedő hidrotermás átalakulást okozó fluidumok hozták volna létre. Azonban az anatóz csak a klasztokban fordul elő, így valószínűleg egy korábbi hidrotermás folyamat eredménye. Ennek egyik lehetséges magyarázata az, hogy az eredetileg intrúzióhoz közeli kőzettesteket olyan fluidumok járták át, amelyek túlnyomórészt magmás eredetű savas fluidkomponensekből álltak (ld. a rézporfíros rendszerekre jellemző savas fluidumok). A másik magyarázat lehetne, hogy a területen előfordulhatott egy korábbi HS-típusú folyamat (ld. az effajta folyamatokra jellemző savas fluidumok, Hedenquist és Arribas, 1999), és ezt bélyegezte felül a későbbi LS rendszer. Mivel a breccsa jelenlegi pozíciója az intrúzióhoz képest távoli, ez lehetőséget teremtett arra, hogy a magmás eredetű fluidkomponensek az átjárt kőzetekkel való kölcsönhatás révén semlegesítődjenek, és/vagy arra, hogy a rendszerben a meteorikus eredetű (közel semleges pH-jú) fluidumok kerüljenek túlsúlyba, tehát LS rendszer jöhessen létre. Ez alátámasztja Molnár (2008) munkájában közölt eredményeket, de általánosságban is elmondható, hogy a fluidumok ilyen módokon történő semlegesítődése gyakori jelenség az alacsony szulfidizációs fokú epitermás rendszerekben (Hedenquist és Arribas, 1999).

6) Összefoglalás:

A világ érctelepein az elmúlt évtizedekben végzett kutatások elősegítették a szárazföldi vulkáni hidrotermás rendszerek felismerését és képződésüknek megértését. A Recski Magmás Komplexum területén, ahol az ércek képződése túlnyomórészt hidrotermás folyamatokhoz köthető, a világviszonylatban is jelentős érckészlet miatt már évszázadok óta folynak kutatások.

A terület délnyugati részén található ilona-völgyi hidrotermás breccsa nagyon heterogén összetételű, cementanyagát hidrotermás ásványok alkotják, míg klasztjai komoly átalakulási folyamatokon mentek át. A második vulkáni fázisban képződött dácittufába települt breccsa fragmentumai között igen gyakori a folyásos szövetű andezit, amely klasztok a vulkanizmus első fázisában képződött szubmarin lávafolyások darabjai. A többféle megjelenésű tufaklasztok ezzel szemben a vulkanizmus második, szárazföldi rétegvulkáni sorozatokat létrehozó fázis különböző alfázisaiban jöttek létre. A feltételezhetően intruzív eredetű klasztok a magmás komplexum intruzív részéből, míg a feltehetően üledékes eredetű fragmentumok az üledékes alaphegységből származnak. Ezek alapján következtethetünk a breccsa kiindulási mélységére, aminek minimális értéke az üledékes alaphegységi kőzetek felszín alatti mélységével (700-800 m) egyezik meg. Ezek a megfigyelések megerősítik, továbbá kiegészítik Molnár et al. (2008) munkáját.

Munkám legfontosabb eredménye az volt, hogy pontosabb rekonstrukciót tudtam készíteni a breccsa kialakulása során szerepet játszó hidrotermás rendszerről. Egyes kőzetklasztokat a bennük megtalálható és a klasztok közötti anyagból hiányzó hidrotermás eredetű ásványfázisok (anatáz, barit) alapján a breccsa képződése előtt savasabb fluidumok jártak át. Ezen ásványfázisok képződésének lehetséges magyarázata az intrúzióhoz közeli erősen savas fluidkomponensek dominanciája, vagy egy korábban kialakult magas szulfidizációs fokú epitermás folyamathoz kapcsolódó alacsony pH-jú fluidumok jelenléte a korábbi rendszerben. Ezt az átalakulást felülírták a breccsa képződésével egyidőben és azt követően cirkuláló reduktív és magasabb pH-jú oldatok, amelyek alacsony szulfidizációs fokú rendszert hoztak létre. Ez szulfidásványok (pirit, szfalerit) kiválását, és mind a breccsára, mind pedig annak mellékkőzetére kiterjedő kovás-szericites-káliföldpátos átalakulást eredményezett. A kovás átitatódás eredménye terepen is megfigyelhető, ugyanis a breccsa telér egy közel észak-déli lefutású gerinc formájában jelenik meg a felszínen, ami megfelel a telér környezetében jellemző törésrendszerek fő csapásirányának.

7) Köszönetnyilvánítás:

Ezen tudományos diákköri dolgozat elkészítésében elsősorban témavezetőmnek, Kiss Gabriellának tartozom köszönettel szakmai iránymutatásáért, hasznos ötleteiért, részletes javításaiért, a rendszeres konzultációkért, és a folyamatos biztatásért, ami nélkül munkám nem készülhetett volna el. Szeretném továbbá megköszönni Takács Ágnesnek, Józsa Sándornak és Molnár Ferencnek a hasznos szakmai tanácsokat, amik segítettek a felmerülő kérdések megválaszolásában és dolgozatom pontosításában. Köszönettel tartozom Bendő Zsoltnak a SEM+EDS mérések, Váczi Tamásnak pedig a Raman-mikrospektrométeres mérések elkészítésében, valamint Tóthné Király Juditnak a röntgen pordiffrakciós vizsgálatok elkészítésében nyújtott segítségéért. Szeretném megköszönni édesapámnak, és barátaimnak, Molnár Katának és Kapui Zsuzsinak, hogy végig türelmesek voltak velem, és támogattak a munkám elkészítése során. Végül de nem utolsó sorban szeretném megköszönni barátomnak, Pásztor Dominak, hogy saját dolgozatának elkészítése mellett mindig szakított időt kérdéseim megvitatására és hozzáállásával egész idő alatt példát mutatott nekem.

8) Irodalomjegyzék

BALOGH, K. (1985): K/Ar dates of some Hungarian Late Eocene-Early Oligocene samples. *Disc. Palaeont. Fasc.*, 31, 49-51

BLANCKENBURG, FV., J. H. DAVIES (1995): Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14 (1), 120-131

CSILLAG, J., J. FÖLDESSY, T. ZELENKA, E. BALÁZS (1980): The plate tectonic setting of the Eocene volcanic belt in the Carpathian Basin. *Eur. Seismol. Comiss. Hung. Acad. Sci. Seism. Obs. GGRI*, pp. 589-599.

FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, E., SKABERNE, D., CAR J., VRABEC M. (1998): Miocene-Pliocene tectonic evolution of the Slovenian Periadriatic fault: implications for Alpine-Carpathian extrusion models. *Tectonics*, 17, 690-709

FÖLDESSY, J., SZEBÉNYI, G. (2008): The mineralizations of the Recsk Deeps and Lahóca—short geological overview. *Geosciences, Proceedings of the University of Miskolc Series A, Mining*, 73, 87-101

FÖLDESSY, J., ZELENKA, T., BENEDEK, K., PÉCSKAY, Z., MÁDAI, F. (2008): The Recsk Paleogene magmatism in a regional context. *Geosciences, Proceedings of the University of Miskolc Series A, Mining*, 73, 9-23

HAAS, J. (2006): A bükki és a darnói jura képződmények ösföldrajzi helyzete és kapcsolatai. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése a 2006. évről*, 85-96

HAAS, J., MIOC, P., PAMIĆ, J., TOMLJENOVIC, B., ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., KOROKNAI, B., KOVÁCS, S., FELGENHAUER, E.R. (2000): Complex structural pattern

of the Alpine-Dinaridic-Pannonian triple junction. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 377-389.

HEDENQUIST, J.W., ARRIBAS, A., JR. (1999): Epithermal gold deposits. In Molnár, F., Lexa, J. and Hedenquist, J.W. (eds.), *Epithermal mineralization of the Western Carpathians*. Society of Economic Geologists, Guidebook series 31: 13-63.

KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geologica Hungarica*, 28, 71-84.

KISVARSÁNYI, G. (1954): Parádfürdő környéki ércesedés. *Földtani Közlöny*, 84, 3, 191-200

KOVÁCS, S., HAAS, J., SZEBÉNYI, G., GULÁCSI, Z., JÓZSA, S., PELIKÁN, P., BAGOLY-ÁRGYELÁN, G., GÖRÖG, Á., OZSVÁRT, P., GECSE, ZS., SZABÓ, I. (2008): Permo-Mesozoic Formations of the Recsk-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the Pre-Tertiary basement of the Paleogene Recsk Ore Field. *Geosciences, Proceedings of the University of Miskolc Series A, Mining*, 73, 35-59

MOLNÁR, F., (1997): Epitermális aranyércesedések kialakulásának modellezése ásványtani genetikai vizsgálatok alapján: Példák a Tokaji-hegységből, *Földtani Kutatás XXXIV*. 1. 8-13

MOLNÁR, F., JUNG, P., KUPIL, POGÁNY, A., VÁGÓ, E. VIKTORIK O. (2008): Epithermal zones of the porphyry-skarn-epithermal ore complex at Recsk. *Geosciences, Proceedings of the University of Miskolc Series A, Mining*, 73, 101-131

MOLNÁR, F., LEXA, J., HEDENQUIST, J., W., (1999), *Epithermal mineralization of the Western Carpathians*, Society of Economic Geologists Guidebook Series 31, 109-153

NAGY, B. (1983): Arany-, Ezüst- és bizmuttelluridok a Parádfürdői ércesedés ásványparagenezisében. *A M. Áll. Földtani Intézet Évi jelentése az 1983. évről*, 321-332

POGÁNY, A. (2005): A parádfürdői Ilona völgy alacsony szulfidizációs fokú epitermális ércesedése, kézirat, ELTE TTK Ásványtani Tanszék, Budapest

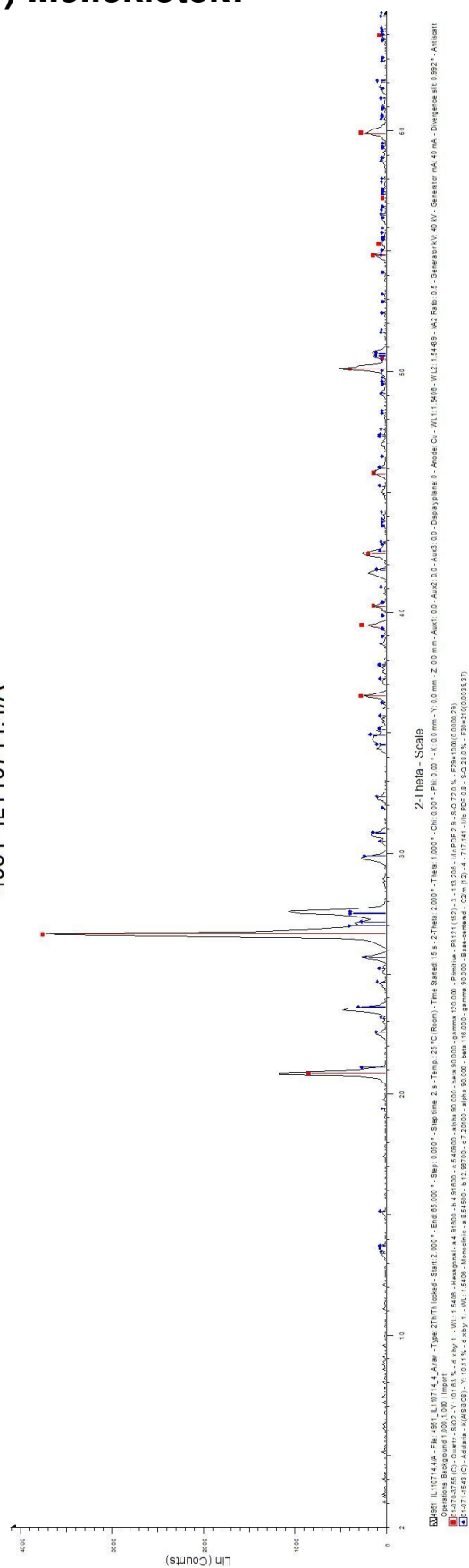
SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G., KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036-1064.

WHITE, N., C., HEDENQUIST, J.W. (1990): Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration, *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 445-474

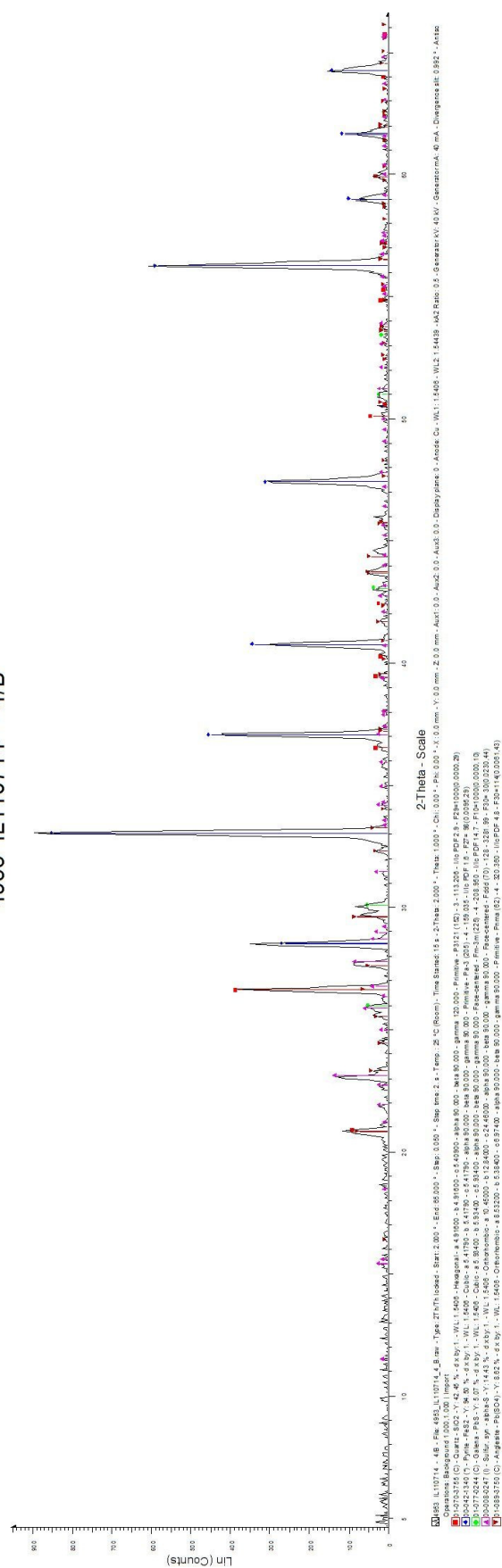
ZELENKA, T., BAKSA, CS., BALLA, Z., FÖLDESSY, J., JÁRÁNYI, K. F. (1983): The role of the Darnó line in the basement structure of the Northeastern Hungary. *Geologia Carpathica*, 31, 53-69.

ZELENKA, T., KISS, J. (2008): The structure of the Recsk Paleogene magmatites from the aspects of geophysical and geological data. *Geosciences, Proceedings of the University of Miskolc Series A, Mining*, 73, 23-35

4951 IL110714.4/A



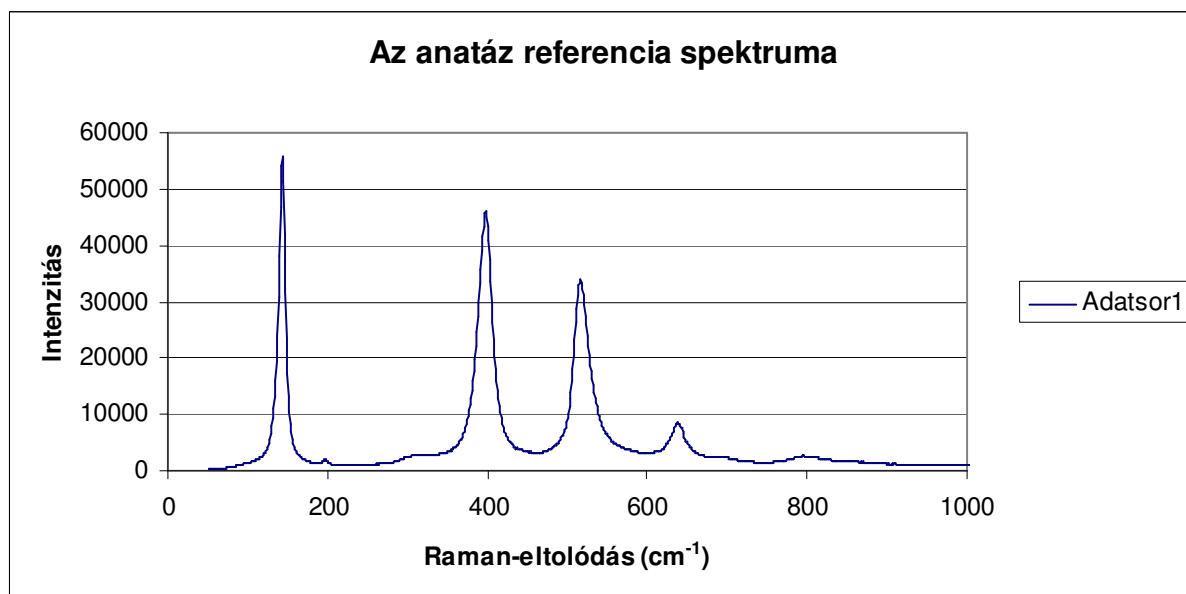
4953 IL110714 - 4/B



36

py_id			
livetime = 100	realtime=124, 61		Bulk STDLESS.
Kv=20	angle=34		
Element wt %		+/- 2 sigma	Atom %
Fe 52, 38	0,52	38,70	
S 47,62	0,32	61, 30	
Total 100	0,61		
py_xe			
Livetime = 100	Realtime = 124,61		Bulk STDLESS.
kV= 20	Angle= 34		
Element wt %		+/- 2 sigma	Atom %
Fe 52,44	0,51	38,76	
S 47, 56	0,32	38,76	
Total 100	0,60		
szf			
Livetime = 100	Realtime = 120,42		Bulk STDLESS.
kV= 20	Angle= 34		
Element wt %		+/- 2 sigma	Atom %
Mn 1,48	0,05	1,35	
Fe 0,30	0,01	0,27	
Zn 68,75	0,76	52,50	
S 29,47	0,27	45,88	
Total 100,00	0,81		

2. melléklet: A SEM-mérés eredményei.



3. melléklet: Az anatóz referencia-spektruma (RRUFF azonosító: R060277.3)