

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR



ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KÖZETTANI TANSZÉK
VULCANO RESEARCH GROUP



Országos Tudományos Diákköri dolgozat

**Hidrotermás metasomatózis nyomai az NWA 2086 CV3 szenes
kondrit Ca-Al-gazdag zárvényaiban**

Készítette:

Walter Heléna

Földtudomány Msc szakos hallgató

Témavezetők:

Dr. Fintor Krisztián

tudományos munkatárs

Dr. Pál-Molnár Elemér

egyetemi docens

2015

Tartalomjegyzék

Rövidítések	3
Tartalmi összefoglaló	4
1. Bevezetés	5
2. Szakirodalmi háttér.....	7
2.1. A Naprendszer keletkezése és a meteoritok eredete.....	7
2.2. A meteoritok osztályozása és nevezéktana.....	8
2.3. Kondrit meteoritok	10
2.4. Szenes kondritok	13
2.4.1. CV-típusú kondritok	13
2.5. A kondritok alkotórészei	14
2.5.1. Kondrumok.....	14
2.5.2. Mátrix anyag.....	15
2.5.3. Tűzálló zárványok	15
2.6. Átalakulások	22
2.6.1. Termális metamorfózis	22
2.6.2. Oxidáció és metasomatózis	23
2.7. Az NWA 2086 CV3 kondrit.....	25
3. Minták és módszerek.....	26
3.1. Minták.....	26
3.2. Mikroszkópia	26
3.3. Raman spektroszkópia.....	26
3.4. Pásztázó elektron mikroszkópia	27
4. Eredmények	28
4.1. Petrografia.....	28
4.1.1. Kondrumok.....	28
4.1.2. CAI-k.....	30
4.1.3. Amőboid olivin aggregátumok	31
4.2. Raman mikroszkópia	32
4.2.1. A fehér zárvány Raman mikroszkópos vizsgálata	32
4.3. Pásztázó elektron mikroszkópia	36
5. Diskusszió	39
6. Irodalomjegyzék	42
Köszönetnyilvánítás	47
Mellékletek	48
Nyilatkozat.....	Hiba! A könyvjelző nem létezik.

Rövidítések

AOA – **A**mőboid **O**livin **A**ggregátum

AU – **A**stronomical **U**nit = Csillagászati Egység

BO – **B**arred **O**livin = lemezes olivin

CAI – **Ca-Al-rich Inclusion** = Ca-Al-gazdag zárvány vagy „fehérezárvány”

GOP – **G**ranuláris **O**livin – **P**iroxén

PO – **P**orfiros **O**livin

POP – **P**orfiros **O**livin – **P**iroxén

PP – **P**orfiros **P**iroxén

PRC – **P**lagioclase **R**ich **C**hondrule = plagioklász gazdag kondrum

Ásványnevek rövidítése (WHITNEY és EVANS, 2010 alapján; *-saját rövidítések)

An – anortit

Adr – andradit

CaAl – Ca-Al-Ti-oxid*

Di – diopszid

Dmi – dmisteinbergit*

ep – epoxy *

Grs – grosszulár

Hd – hedenbergit

Nph – nefelin

Ol – olivin

Prv - perovszkit

Px – piroxén

Sdl – szodalit

Spl – spinel

Tartalmi összefoglaló

Szakdolgozatomban a Naprendszer egy apró égitestjének, egy szenes kondritnak az egyik leglényegesebb összetevőjét, egy kalcium-alumínium-gazdag zárványt vizsgáltam, hogy megismerjem azokat a folyamatokat és változásokat, amelyeken a kis égitest fejlődése során keresztülment. A meteoritok vizsgálatával fontos információkhoz juthatunk egy adott csillag (így a Nap) fejlődési folyamatairól, de vannak olyan meteorit minták is melyek Naprendszerünk születése előtti időkből, más csillagokból (szupernóvákból) származó elemeket és poranyagot tartalmaznak. Ezeknek az anyagoknak a vizsgálatával megérthetjük a csillagok fejlődését, és szerepüket az Univerzum formálásában. A meteoritok izotópos vizsgálatával megbecsülhetjük a Naprendszer korát és összetételét. A különböző típusú meteoritok segítségével bepillantást nyerhetünk a Naprendszer fejlődésének szakaszaiba, a születéstől egészen a nagybolygók kialakulásáig. A földi életre is hatással vannak ezek az égitestek. Számos kutató gondolja úgy, hogy a meteoritok voltak az élet kialakulásának kulcsai, mivel általuk érkeztek meg a Földre azok a kémiai anyagok, melyek nélkülözhetetlenek az élet kialakulásához. Azonban a nagy kihalásokért is (pl. a 65 millió évvel ezelőtti) őket teszik felelőssé.

A meteoritok a fejlődő Naprendszer azon maradványai, melyek sosem álltak össze nagyobb égitestté, úgy, mint a Föld. Tehát ezek a kis égitestek – ha nagyon apró eltéréssel is – kialakulásuk óta változatlanok. Ezek az apró eltérések mégis rendkívül fontosak, hiszen a meteorit szülőanyagának keletkezése óta eltelt közel 4,6 milliárd év alatt számos hatás érte. Ilyen folyamatok a vizes átalakulások, a metasomatózis, a termális metamorfózis (felmelegedés – olvadás – újraolvadás), sokk-metamorfózis (ütközések, becsapódások), amelyek megváltoztathatják a meteorit szöveti képét, ásványos összetételét.

A szenes kondrit vizsgálatához optikai mikroszkópot, Raman spektroszkópot és pásztázó elektronmikroszkópot használtam. Optikai mikroszkóppal a kondrit általános szöveti jellegeit tanulmányoztam. Raman spektroszkóppal és pásztázó elektronmikroszkóppal pedig a Ca-Al-gazdag zárvány egyes ásványfázisait térképeztem fel. A térképezés során olyan ásványfázisokat sikerült azonosítanom, amelyek az elsődleges ásványfázisok átalakulásának termékei.

Kulcsfogalmak: szenes kondrit, Raman mikroszkópia, Ca-Al-gazdag zárványok, átalakulási folyamatok

1. Bevezetés

A meteoritok közül a szenes kondritok (vagy C kondritok) hasonlítanak összetételükben, legjobban a szoláris köd anyagához (VAN SCHMUS és WOOD, 1967). Különböző csoportjaik, a protoplanetáris köd más-más régióiban keletkeztek. A szenes kondritok közül a legjelentősebb csoportot a CV3-as (Vigarano-típusú) kondritok alkotják. Ezek képviselik a legkevésbé differenciált, legősibb összetételű anyagot a protoplanetáris ködből (VAN SCHMUS és WOOD, 1967).

A CV3-as kondritok legjellegzetesebb összetevői a „fehér zárványok” vagy Ca-Al-gazdag zárványok, melyek a Naprendszer legkorábban kondenzálódott szilárd anyagcsomói. Az őket felépítő ún. tűzálló ásványok (döntően Ca-, Al-, és Ti-oxidok, alárendelten szilikátok) nagyon magas (>1000 K) hőmérsékleten a protoszoláris ködből kondenzálódtak (MACPHERSON és mtsai, 1988; MACPHERSON, 2003). Keletkezésük a protonaphoz legközelebbi régiókhoz kötődik, majd idővel a kondrumkeletkezési zónákba sodródtak, hogy ott a kondritok alkotórészeivé váljanak (IRELAND és FEGLEY, 2000). A Ca-Al-gazdag zárványok magas hőmérsékleten képződött elsődleges ásványai – különösen vizes környezetben – igen hajlamosak az átalakulásra.

Annak ellenére, hogy sok ilyen átalakulás már a földi körülmények között (elsősorban mállás hatására) megy végbe, megfigyelhetők bennük olyan, víz hatására képződött másodlagos ásvány együttesek, amelyek stabil izotóp adatai nem földi körülmények közötti képződésről árulkodnak. A víz jelenléte a protoplanetáris ködben, valamint szerepe a Naprendszer kialakulásának egyes stádiumaiban napjaink űrkutatásának egyik kulcsfontosságú problémája. Ebből a szempontból a szenes kondritok és a bennük található fehér zárványok részletes vizsgálatának kiemelkedő szerepe van.

A jelen dolgozatban vizsgálat tárgyát képező Northwest Africa (NWA) 2086 CV3-as típusú szenes kondrit jelentősége abban áll, hogy egyrészt nagy mennyiségben tartalmaz fehér zárványokat (az egyik legnagyobb Ca-Al-gazdag zárványt is ebben találták (METEORITE TIMES MAGAZINE, 2008)), másrészt a földet érésétől a begyűjtéséig eltelt időszak alatt csak minimális mállást szenvedett, amik nem írták felül a Földön kívül végbement események nyomait. A meteorit jelentőségét tovább növeli, hogy ennek egy kompakt A-típusú fehér zárványában mutatták ki elsőként egy frissen felfedezett tűzálló ásvány, a dmisteinbergit (MA és mtsai. 2013) hidrotermás eredetű változatát (FINTOR és

mtsai 2013, 2014a). A vizsgált zárvány másodlagos ásványainak stabil oxigén izotóp adatai arról árulkodnak, hogy az átalakulásért felelős hidrotermás metamorfózis még a meteorit szülőégitestjén belül zajlott le (FINTOR és mtsai, 2014b).

Jelen dolgozat vizsgálatának tárgyát az NWA 2086 meteoritmintában található nagyméretű ($>0,5 \text{ cm}^2$ átmetszett felületű) Ca-Al-gazdag zárvány képezi. A meteorit általános petrográfiai leírását polarizációs optikai mikroszkóppal, míg a nagyméretű Ca-Al-gazdag zárvány részletes fázisanalitikai és szöveti vizsgálatát Raman mikroszkóp, valamint pásztázó elektronmikroszkóp segítségével végeztük el. A vizsgálatok célja a nagyméretű Ca-Al-gazdag zárvány primer ásványos összetételének és alaptípusának meghatározása, valamint a végbement utólagos átalakulások által létrehozott másodlagos ásvány együttes és az azt létrehozó mechanizmusok feltárása.

2. Szakirodalmi háttér

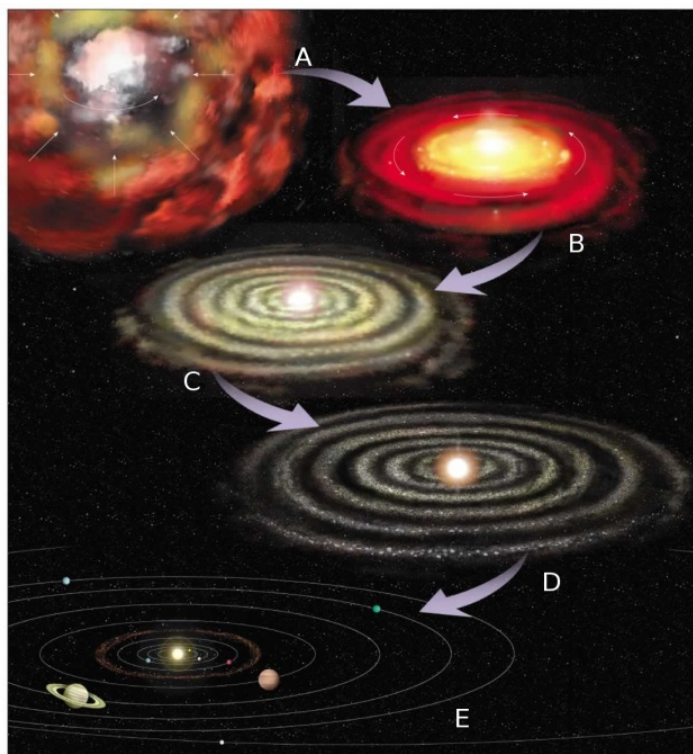
2.1. A Naprendszer keletkezése és a meteoritok eredete

Jelenlegi ismereteink szerint a Naprendszer mintegy 4,6 milliárd évvel ezelőtt, azonos időben, egy közös anyagfelhőből, az ún. szoláris ködből keletkezett (MANNINGS és mtsai, 2000).

A Naprendszer kialakulása a szoláris köd gravitációs összehúzódásával indult (1/A ábra). A szoláris köd kezdeti hőmérséklete 40-45 K lehetett (REES, 2005). A köd közepén összegyűlt sűrűbb anyagcsomóból jött létre az ősnap. Az ősnapba zuhanó gázok, por-és jégreszecskek felszabaduló gravitációs energiája - amint a központ megfelelően sűrűvé és átlátszatlanná vált ahhoz, hogy meggátolja az energia kisugárzását - melegíteni kezdte az összehúzódó köd belsejét. Így a ködben kifelé csökkenő hőmérsékleteloszlás jött létre. Az ősnap akkor alakult csillaggá, amikor a benne uralkodó hőmérséklet elérte a hidrogénfúzióhoz szükséges mértéket (CSEREPES és PETROVAY, 2002). A köd összehúzódása során megtartotta az eredeti impulzusmomentumát, vagyis az egyre laposodó, korong alakúvá váló köd egyre gyorsabban forgó rendszerré alakult (1/B ábra) (REES, 2005).

A köd anyagait fel szokták osztani porra, gázokra, jegekre. Mivel a köd alacsony hőmérsékletű (néhányszor 10 K) volt, ezért gáz halmazállapotban csak a H és a He létezett, becslések szerint a köd tömegének 98%-át tették ki. A jegek leginkább a C, N és O elemek hidrogénnel alkotott vegyületei, mint pl. metán, ammónia és vízjég, a köd tömegének 1,5%-át adták. A maradék 0,5%-t jelentő por fémekből, oxidokból és szilikátokból tevődött össze (CSEREPES és PETROVAY, 2002).

A bolygótestek akkréciója a por-és jégreszecskek összetömörülésével és egyre nagyobb anyagcsomók létrejöttével indult meg. A kezdetekkor a legkisebb méretű anyagcsomók/testek töltötték ki a teret, melyek a forgó protoplanetáris korongban gyűrűkbe rendeződtek (1/C ábra), majd ezek a kezdeti kisméretű anyagcsomók planetezimálokká (bolygókezdeményekké) alakultak (1/D ábra). A gyűrűkben fellépő instabilitások miatt, ütközések, majd anyagbefogás révén a planetezimálok bolygókká váltak (1/E ábra). A bolygóközi tér mai állapota a nagybolygók jelenlétének köszönhető, melyek mintegy kisöpörték a kisebb testeket a pályájukról gravitációs terük vonzó hatása által (REES, 2005; CSEREPES és PETROVAY, 2002).



1. ábra A Naprendszer keletkezésének elvi ábrázolása (A-szoláris köd; B-összehúzódás; C-kezdeti anyagcsomók megjelenése; D-planetézimálók létrejötte; E-bolygók kialakulása) (http://jupiter.plymouth.edu/~sci_ed/Turski/Courses/Earth_Science/Intro.html)

A protoplanetáris ködben keletkezett, de az azóta összetöredezett bolygókezdemények, bolygótestek részecskéiként találhatók meg az űrben a meteoroidok. A meteoroidok a Föld légkörébe lépve hozzák létre a meteorjelenséget, mely során a súrlódás miatt felizzanak, felszínük megolvad, anyaguk (könnyenillók) egy része a nagy hőmérséklet miatt el is párologhat. Azokat az extraterresztrikus eredetű szilárd anyagokat, melyek elérik a földfelszínt, meteoritoknak nevezzük. Extraterresztrikus eredetűnek azokat az anyagokat nevezzük, melyek a Naprendszer keletkezése során váltak közzé vagy kisebb aggregátumokká (WEISBERG és mtsai, 2006).

2.2. A meteoritok osztályozása és nevezéktana

A legtöbb meteorit kisbolygó eredetű, azonban vannak üstökösökből származóak, illetve marsi és holdi meteoritok is. Hullott meteoritról beszélünk akkor, ha megfigyelt/feljegyzett hullásból származik. Ha viszont a begyűjtött meteorithoz nem köthető megfigyelt (dokumentált) meteorjelenség, talált meteoritnak nevezzük. Ez a felosztás egy elsődleges osztályozási módszernek tekinthető. A meteoritok nevüket a begyűjtés helyéről – vagy a legközelebbi településről – kapják. A meteoritok legnagyobb részét az Antarktiszról és a sivatagokból (Ausztrália és Afrika) lehet

begyűjteni, mert ezeken a területeken elenyésző a vegetáció, illetve elég homogén és világos a terület ahhoz, hogy a sötét meteoritok könnyen észlelhetőek legyenek (WEISBERG és mtsai, 2006). A gazdag flórával borított területeken ez nem lehetséges. Az itt megtalált meteoritokat általában sorszámmal jelölik, mivel ugyanazon a helyen számos példány előfordulhat. Néhány esetben bizonyos darabokat pontosan össze lehet illeszteni, ezeket nevezik párosított meteoritoknak. Ennek az a jelentősége, hogy ezeket a darabokat ne kezeljék külön meteoritként, hiszen ugyanarról az anyagtömbnek a darabjairól van szó. (CSEREPES és PETROVAY, 2002)

A kémiai összetétel és a szövet alapján a meteoritokat két fő csoportra bontják, nem-kondritos és kondritos meteoritokra. A nem-kondritos meteoritokat két csoportba lehet sorolni, primitív akondritokra és differenciált meteoritokra. A két csoport között nincs éles határvonal. A differenciált meteoritok olyan szülőégitestekből származnak, amelyek nagymértékű parciális olvadáson, izotóp homogenizáción és újbóli differenciáción mentek keresztül. A Fe-Ni-tartalom alapján ezek a meteoritok három típusba sorolhatók: (fémszegény) akondritokra, kő-vas meteoritokra és vasmeteoritokra (1. melléklet). Mindegyik típus számos csoporttal, és csoportosítatlan taggal is rendelkezik. A primitív nem-kondritos meteoritok hozzávetőlegesen kondritos kémiai összetételt mutatnak, azonban a szövetük magmás vagy metamorf jellegű (WEISBERG, 2006).

Vasmeteoritok: a Földre hulló meteoritok ~7%-át teszik ki. Elnevezésükből adódóan a legfőbb összetevőjük a vas, mellette változó mennyiségben nikkelt (4-35%), illetve néhány járulékos elemet is tartalmazhatnak (pl. Co, S).

Kő-vas meteoritok: átmeneti csoportot képeznek a vasmeteoritok és a kőmeteoritok között. Mind a fémes, mind a szilikátos fázis megtalálható bennük jelentős mennyiségben. Az összes hullott meteorit ~2%-át adják.

Kőmeteoritok: a meteoritok fennmaradó, igen számottevő hányada (91%), melyet további két csoportra lehet osztani:

Az **akondritok** alkotják a meteoritok 9%-át. Olyan szilikátokból állnak, amelyek gyakoriak a földi kéregben és köpenyben. Fémes fázis alig található bennük.

A meteoritok túlnyomó többségét (82%-át) a **kondritok** csoportjába sorolják. A fő alkotóik az olyan szilikátok, amelyek a földköpenyt is felépítik, elsősorban olivin és piroxének, kisebb mennyiségben vas-nikkel ötvözet is előfordul. A kondritok elnevezésüket azokról, a zömében olivinből és piroxénekből felépülő gömbszerű aggregátumokról, az ún. kondrumokról (gömböcskék) kapták, amelyek jelentős

menyiségben fordulnak elő bennük. Kondriumokat az akondritokban nem figyelhetünk meg. A kondritokon belül egy fontos alcsoportot kell megemlíteni, ezek a **szenes kondritok**, melyek hidratált szilikátokat, amorf szénfázisokat és szénvegyületeket is nagy mennyiségben tartalmaznak. Ezek olyan anyagok, melyek könnyen illóak, és alacsony hőmérséklettartományban stabilak (CSEREPES és PETROVAY, 2002).

Kémiai és ásványtani vizsgálatok kimutatták, hogy a vasmeteoritokat, a kő-vas meteoritokat és az akondritokat magas hőmérsékleten, olvadékból differenciált anyagok építik fel. A differenciáció nagyobb bolygótestek (bolygókezdemények) belsejében játszódott le, mely során különvált a fémes fázis és a szilikátos fázis. A nagyobb sűrűségű, tehát nehezebb fémes fázis a bolygó centruma felé igyekszik, itt gyűlik össze. Ezt a fémes magot héjként veszi körül a szilikátos anyag. Az így differenciált bolygótestek később feldarabolódtak (pl. ütközések miatt), ezekből a töredékekből származnak a fentebb említett meteorit csoportok: a magból a vasmeteoritok, a szilikáthéjból az akondritok, az átmeneti zónából pedig a kő-vas meteoritok. A kondritok, de jóval inkább a szenes kondritok számottevően nem differenciálódtak, nagy valószínűséggel nagyobb méretű bolygótestté sosem álltak össze.

A fenti osztályozási rendszer azonban nem elégséges, hiszen főleg a szilikátmeteoritok csoportján belül számos alcsoportot lehet elkülöníteni. Ide tartoznak a primitív, nemegyensúlyi kondritok, valamint az aszteroidális eredetű, differenciált kőzetek és a jóval nagyobb égitestekről származó kőzetek. Manapság általában a Van Schmus és Wood-féle kémiai-petrologiai rendszert használják a kondritos meteoritok osztályozására, mely meghatározza a metamorf átalakulás mértékét (WEISBERG és mtsai, 2006).

2.3. Kondrit meteoritok

A teljes kémiai összetétel, az oxigén izotóp eloszlás, az ásvány-és kőzettani tulajdonságok, valamint a különféle kondritos összetevők mennyisége alapján 14 csoportot ismerünk. Egyes kondritok azonban kémiai összetétel szerint és/vagy ásványtani szempontból is olyan egyedi jegyekkel rendelkeznek, hogy őket nem lehet a már meglévő csoportokhoz rendelni, ezért ezeket általában csoportosítatlan kondritoknak nevezik.

Megegyezés szerint csoportról (*group*) beszélünk, ha minimum öt párosítatlan kondrit sorolható be, amelyek petrográfiája, izotóp összetétele, kémiai tulajdonságaik, főleg a nem illó elemeket tekintve hasonlóak.

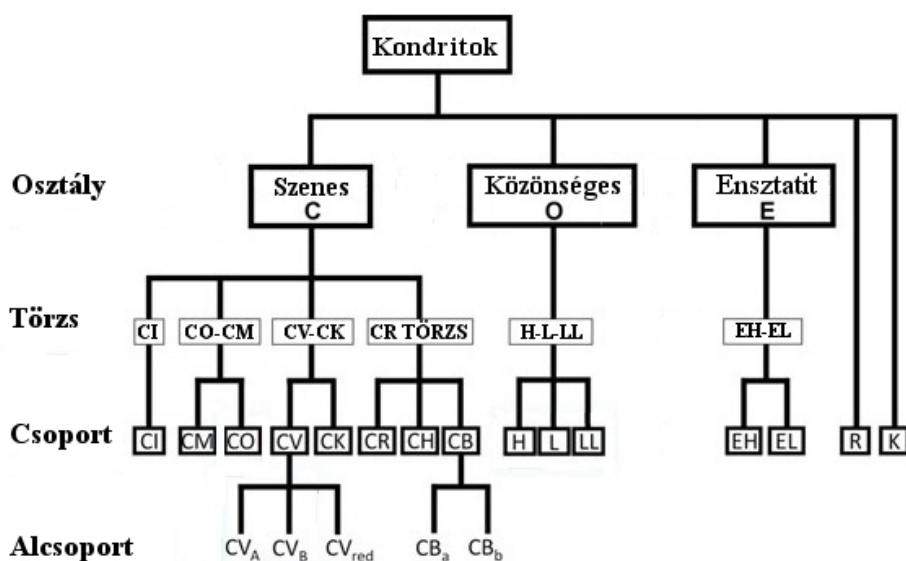
A 14 csoport közül 13 három nagy osztályba (*class*) sorolható, amik a következők: szenes kondritok (C – carbonaceous), közönséges kondritok (O – ordinary) és az enstatit kondritok (E - enstatite). Ezek az osztályok további, szorosan összefüggő csoportokra bonthatók (BREARLEY és KROT, 2013).

A közönséges kondritoknak csupán három csoportja van. A csoportosítás alapja a vas mennyisége, amely fém, illetve szulfid formában van jelen az O-kondritokban. A három csoport: H – magas Fe-tartalmú (**h**igh total Fe); L – alacsony Fe-tartalmú (**l**ow total Fe); LL – alacsony összvas és fémvas tartalom (**l**ow total Fe, **l**ow metallic Fe) csoportok.

Az enstatit kondritoknak két csoportja van, szintén a vastartalom alapján osztályozva: EL – alacsony Fe-tartalom (**l**ow Fe) és EH – magas Fe-tartalom (**h**igh Fe). Továbbá ismert egy csoportosítatlan E kondrit, ez a LEW87223 jelű kondrit (GROSSMAN és mtsai, 1993).

Ezen csoportokon felül megkülönböztetnek még két csoportot, az R (Rumuruti) és K (Kagangari) kondritokat. Mivel a már meglévő osztályok egyikébe sem tudták besorolni őket, ezért utólagosan külön osztályként szerepelnek. Itt meg kell jegyeznünk a K csoportról azt, hogy igazából nem tekinthető valódi csoportnak, mivel nem teljesíti ennek a kategóriának a követelményeit. A K „csoport” öt helyett csupán kettő tagot számlál, így a 14 csoport közé nem is veszik (WEISBERG és mtsai, 2006) (2. ábra).

A szenes kondritokat bővebben a 2.4-es fejezetben mutatom be.



2. ábra Kondritok osztályozása (WEISBERG és mtsai, (2006) után módosítva, magyarázat a szövegben).

VAN SCHMUS és WOOD (1967) további osztályozási rendszert dolgozott ki a kondritos meteoritok (C, O és E) vizes átalakulására és termális metamorfózisára való

tekintettel. Ez a rendszer 1 és 6 közötti értéket rendel az csoportjelölések után (1. táblázat), így határozva meg egy adott kondrit petrológiai osztályát (pl. CO3). Azokat a kondritokat, melyek nem szenvedtek termális metamorfózist, illetve vizes átalakulásoktól mentesek, a 3-as petrológiai osztályba sorolták.

Ezeknek a meteoritoknak az összetétele tükrözi leginkább az ősi szoláris kő összetételét. A metamorf fok növekedésével nő a petrológiai osztály száma is 4-től 6-ig, a vizes átalakulások mértéknek növekedését pedig a petrológiai osztály csökkenése jelzi 2-től 1-ig. Azonban ma már ismertek olyan 3-as petrológiai osztályba tartozó kondritok, melyekben mégis fellelhetők a metamorfózis és a vizes átalakulások nyomai. Ezért ezt az osztályt további 10 altípusra bontották, 3.0 – 3.9 típusokra, ahol a 3.0 típus a legkevésbé metamorfizálódott. (SEARS és mtsai, 1991).

1. táblázat Petrológiai típusok VAN SCHMUS és WOOD (1967) alapján módosítva

Petrológiai típusok	Optikai mikroszkópban megfigyelhető jelenségek	Folyamatok
1	Nincsenek kondrumok Nagymennyiségű illók (víz, szén)	Olivin és piroxén vizes átalakulása (pl: C1 kondrit) 50-150°C
2	Kondrumok megjelenése	Kondrumok vizes átalakulása
3	Zónás olivinek és piroxének	Szoláris kődben változó körülmények, nem egyensúlyi reakciók Kisfokú termális metamorfózis
4	Mikrokondrumok eltűnnek	Termális metamorfózis
5	Finomszemcsés mátrixban csak nagyobb kondrumok Alapanyag porfiros szöveti Breccsás szövet	Jelentős termális metamorfózis
6	Kevés, átkristályosodott kondrum, teljesen átkristályosodott alapanyag	Nagyfokú termális metamorfózis
7	Kondrumok teljesen eltűnnek, de az összetétel még egyezik a kondritokéval	Parciális olvadás

Másodlagos osztályozási szempont a becsapódások, valamint az űrben történt ütközések által okozott sokk-metamorfózis jelensége is. A sokk-metamorf fok különböző ásványtani és szöveti paraméterekkel meghatározható. Ezen paraméterek alapján S1-től S6-ig lehet osztályozni a kondritokat, ahol S1 jelöli a sokk-hatást nem szenvedett meteoritokat, az S6 állapot felett pedig már a teljes kőzetanyag megolvadása történik (STÖFFLER és mtsai, 1991; RUBIN és mtsai, 1997).

A sokk-metamorfózis mellett a földi eredetű mállást is meg kell említeni. Ezt az osztályozási paramétert főleg a talált meteoritokra alkalmazzák. GROSSMAN (1994) a kézipéldányokon szabad szemmel megfigyelhető változások alapján négy osztályt határozott meg: A – kissé átalakult, B – közepesen átalakult, C – erősen átalakult és e –

evaporit ásványok osztályait. WLOTZKA (1993) polírozott csiszolatokból állapította meg az osztályokat W0-tól W6ig. A W0 osztályba azok a minták tartoznak, amelyeken nem figyelhető meg a fém vagy a szulfidok oxidációja. A friss hullásból származó kondritok kerülnek ebbe a kategóriába. A W6 osztályban pedig a szilikátokat már szinte teljesen felváltották az agyagásványok és az oxidok.

2.4. Szenes kondritok

Szenes kondritoknak azokat a meteoritokat nevezzük, melyek jelentős mennyiségű amorf szenet tartalmaznak. A szenes kifejezés azonban némiképp pontatlan elnevezés, ugyanis csak a CI, CM és CR kondritok tartalmaznak jelentős mennyiségű szenet (1,5-6%), a többi csoportban a széntartalom nem éri el az 1-1,5 százalékot.

A szenes kondritokon belül nyolc, jól meghatározott csoport különíthető el, a CI, CM, CR, CH, CB, CV, CK és a CO csoportok. A C után álló betűk az egyes csoportokat meghatározó típusmeteorit nevének kezdőbetűi: CI (Ivuna), CM (Mighei), CR (Renazzo), CH (ALH85085), CB (Bencubbin), CV (Vigarano), CK (Karoonda) és CO (Ornans). A CH azonban kivétel, itt a H betű a magas vastartalomra (high iron concentration) utal (BISCHOFF és mtsai, 1993).

2.4.1. CV-típusú kondritok

A CV kondritok névadója a Vigarano nevű meteorit. A CV-típusú kondritok jellegzetességei:

a) a mm-es mérettartományba eső, többnyire porfiros szöveti jegyeket mutató kondrumok, amelyek legtöbbje magnéziumban gazdag, valamint ~50 százalékukat durva szemcsés, olvadékból kristályosodott perem vesz körül;

b) magas mátrix/kondrum arány (0,5-1,2);

c) nagymennyiségű diopszid – hedenbergit $\pm$ anortit halmazok egyedülálló megjelenése a mátrixban, (KROT és mtsai, 1998);

d) a mm-cm nagyságú tűzálló zárványok (CAI, AOA) nagy mennyisége; e) a melilit-spinel-piroxén $\pm$ anortit tartalmú (B típusú) CAI-k általános jelenléte (MACPHERSON és mtsai, 1988).

A CV kondritok egy igen változatos csoportja a meteoritoknak, amit eredetileg két alcsoportra (*subgroup*) bontottak, az oxidált (CV_{ox}) és a redukált (CV_r) alcsoportokra, elsősorban a modális fém/magnetit arányokon, valamint a fém és a szulfidok nikkeltartalmán alapult a felosztás (MCSWEEN, 1977b).

A CV_{Ox} alcsoportot még további két alcsoportra lehet osztani, az Allende-szerű (CV_{OxA}) és a Bali-szerű (CV_{OxB}) alcsoportokra (WEISBERG és mtsai, 1997a).

A mátrix/kondrum arány rendre nő az alábbi sorrendben: CV_R (0,5-0,6), CV_{OxA} (0,6-0,7) és CV_{OxB} (0,7-1,2); a fém/magnetit arányok ugyanebben a sorrendben csökkennek (MCSWEEN, 1977b; SIMON és mtsai, 1995).

A CV kondritok alcsoportjai között számottevő ásványtani különbségek vannak. Ezek a különbségek nagyrészt másodlagosak és a kései (*late-stage*), változatos fokú átalakulások eredményei. (KROT és mtsai, 1995). Például a CV_{OxB} alcsoport kondrumaiban általában az elsődleges ásványok helyét a filloszilikátok, magnetit, nikkell gazdag szulfidok, fayalit (Fa_{95-100}) és hedenbergit veszik át (HUA és BUSECK, 1995).

A CV_{OxA} kondritokban a kondrumokat magnetit, nikkell-gazdag szulfidok, fayalitos olivin (Fa_{30-60}), nefelin és szodalit cseréli le. A CV_R kondritok kondrumai gyakorlatilag nem szenvedtek átalakulást (KIMURA és IKEDA, 1998).

Habár a CV kondritok csoportját a 3-as petrológiai osztályba sorolták, a CV_{OxB} kondritok mátrixa jelentős mennyiségű filloszilikátot tartalmaz. A másik két CV alcsoportban a filloszilikátok jelenléte ritka (KELLER és mtsai, 1994).

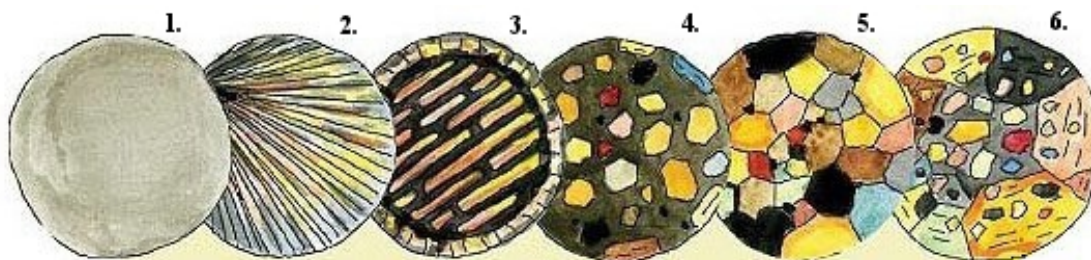
2.5. A kondritok alkotórészei

A kondritok három fő összetevőből állnak: kondrumokból, mátrix anyagból és tűzálló zárványokból (Ca-Al-gazdag zárványokból és amőboid olivin aggregátumokból), ezeken kívül tartalmaznak változó mennyiségben szulfidokat, Fe-Ni ötvözetet, és szenes anyagot is (JONES és mtsai, 2005).

2.5.1. Kondrumok

A kondrumok ultramafikus (mafikus) szilikát gömböcskék, melyek szövete az olvadékból való gyors kristályosodásra utal. Ásványtanilag dominánsan olivin ($(Mg,Fe)_2SiO_4$) fenokristályokból, alacsony Ca-tartalmú piroxénekből ($MgSiO_3$), illetve - az olvadás maradékaként - üveges fázisokból állnak. Kis számban Fe-Ni cseppecskék és szulfidszemcsék is előfordulhatnak. A kondrumokban előforduló főelemek tehát a Mg, a Fe és a Si. A vas Fe^0 és Fe^{2+} állapotban is megjelenik. Szövetük szerint alapvetően két típust lehet megkülönböztetni, a porfiros és a nem porfiros szövetűeket. A porfiros szövetűek nagy olivin és/vagy piroxén kristályokat tartalmaznak, amelyek finomszemcsés vagy üveges mátrixban jelennek meg. A nem porfiros szövetűek közé tartoznak a kriptokristályos, a radiális piroxén és a lemezes olivin szövetű kondrumok

(3. ábra). A szenes kondritokban fordulnak elő a legnagyobb arányban a porfiros szövetet mutató kondrumok (kivétel a CH és a CB csoport) (BREARLEY és KROT, 2013).



3. ábra Kondrumok szöve: 1. Üveges v. kriptokristályos; 2. Sugaras v. radiális; 3. Lemezes; 4. Porfiros; 5. Granuláris v. szemcsés; 6. Poikilites (BÉRCZI, 2008)

2.5.2. Mátrix anyag

Mátrixnak nevezzük azt az átlátszatlan, 10 nm - 5 μ m közé eső ásványszemcse keveréket, mely a kondrumokat, a CAI-kat és az egyéb kondritos összetevőket körülveszik, és a köztük lévő teret kitöltik (SCOTT és mtsai, 1988). A mátrix anyag általában jól elkülöníthető a kondritos összetevőktől. A mátrixot felépítő ásványok között megtaláljuk a szilikátokat, oxidokat, szulfidokat, fémes elegyrészeket (Fe-Ni ötvözet), illetve a 2-es típusú kondritokban a filloszilikátokat és a karbonátokat is (BREARLEY és KROT, 2013).

2.5.3. Tűzálló zárványok

A tűzálló zárványoknak az ún. tűzálló ásványokból felépülő ásványaggregátumokat nevezzük. Tűzálló ásványok az 1400 K fölötti olvadásponttal rendelkező ásványok, melyeket zömében Ca-, Al- és Ti - oxidok, alárendelten szilikátok építenek fel (MACPHERSON, 2003) (2. táblázat).

A tűzálló zárványoknak két típusát különböztetjük meg, a Ca-Al-gazdag zárványokat és az amőboid olivin aggregátumokat.

Kalcium-alumínium-gazdag zárványok

A kondrit meteoritok a protoplanetáris szemcsék és por aggregátumai, melyek a Naprendszer keletkezésének korai szakaszában (4,567-4,568 milliárd év) váltak közetté, de a kőzeteket felépítő egyedi részecskék még mindig őrzik az aggregátumok jellegzetességeit (AMELIN és mtsai, 2002). Ezek közé az alkotók közé tartoznak a kalcium-alumínium-gazdag zárványok, a CAI-k (Calcium-Aluminium-rich Inclusions). A kondritos meteoritokban a CAI-k tömegszázalékos értéke ugyan nem éri el az 5 százalékot, viszont annál jelentősebbek. A CAI-k szolgáltatnak közvetlen bizonyítékot a

születő Naprendszerben uralkodó környezetre és a benne lejátszódó folyamatokra, az első néhány millió évtől kezdődően egészen a bolygók kialakulásáig.

2. táblázat Elsődleges ásványfázisok a Ca-Al-gazdag zárványokban (MacPherson, 2003 alapján módosítva)

<i>Fázis</i>	<i>Összetétel</i>	<i>Megjegyzések</i>
<i>Jellemző fázisok</i>		
Spinel	MgAl_2O_4 FeAl_2O_4	Az elsődleges fázis a Mg-gazdag változat számos CAI-ban; a Fe-gazdag másodlagos az átalakulási zónákban és a Wark–Lovering szegélyekben
Melilit	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ [gehlenit]– $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ [akermanit] szilárd oldat	Elsődleges fázis számos CAI változatban; általános a Wark–Lovering szegélyekben
Perovszkit	CaTiO_3	Elsődleges fázis néhány CAI változatban; általános a Wark–Lovering szegélyekben
Hibonit	$\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$ A legfontosabb helyettesítés: $\text{Mg} + \text{Ti}^{4+} \leftrightarrow 2\text{Al}$	Elsődleges fázis néhány CAI változatban; általános a Wark–Lovering szegélyekben
Ca-piroxén (gyakran hivatkoznak rá fassaitként)	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ – $\text{CaTi}^{4+}\text{Al}_2\text{O}_6$ – $\text{CaTi}^{3+}\text{AlSiO}_6$ szilárd oldat	Elsődleges fázis csak a B-típusú CAI-kban; másodlagos vagy szegély fázis a legtöbb CAI változatban
Anortit	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	Elsődleges fázis csak a B-típusú CAI-kban; sok melilit-tartalmú CAI-ban másodlagos
Forsterit	Mg_2SiO_4 Olivin a Forsterite-tartalmú B-típusú (FoB) CAI-kban gyakran tartalmaz monticellit (CaMgSiO ₄)	Elsődleges fázis csak az FoB-típusú CAI-kban; máshol, a Wark–Lovering peremekre koncentrálik
<i>Ritkább fázisok</i>		
Grosszit	CaAl_4O_7 Nincs jelentős kémiai változékonyság	Látszólag a Mg és Si tartalmú CAI-khoz kötődik
Korund	Al_2O_3	Elsődleges fázis
Ni-Fe ötvözet	Taenit; kamacit; awaruit.	Elsődleges fázis
Rhönit	$\text{Ca}_4(\text{Mg},\text{Al},\text{Ti})_{12}$ $(\text{Si},\text{Al})_{12}\text{O}_{40}$	Elsődleges fázis
Nemesfém ötvözetek (platina-csoport)		Elsődleges fázis
CaAl_2O_4	CaAl_2O_4 Nincs jelentős kémiai változékonyság	Látszólag a Mg és Si tartalmú CAI-khoz kötődik

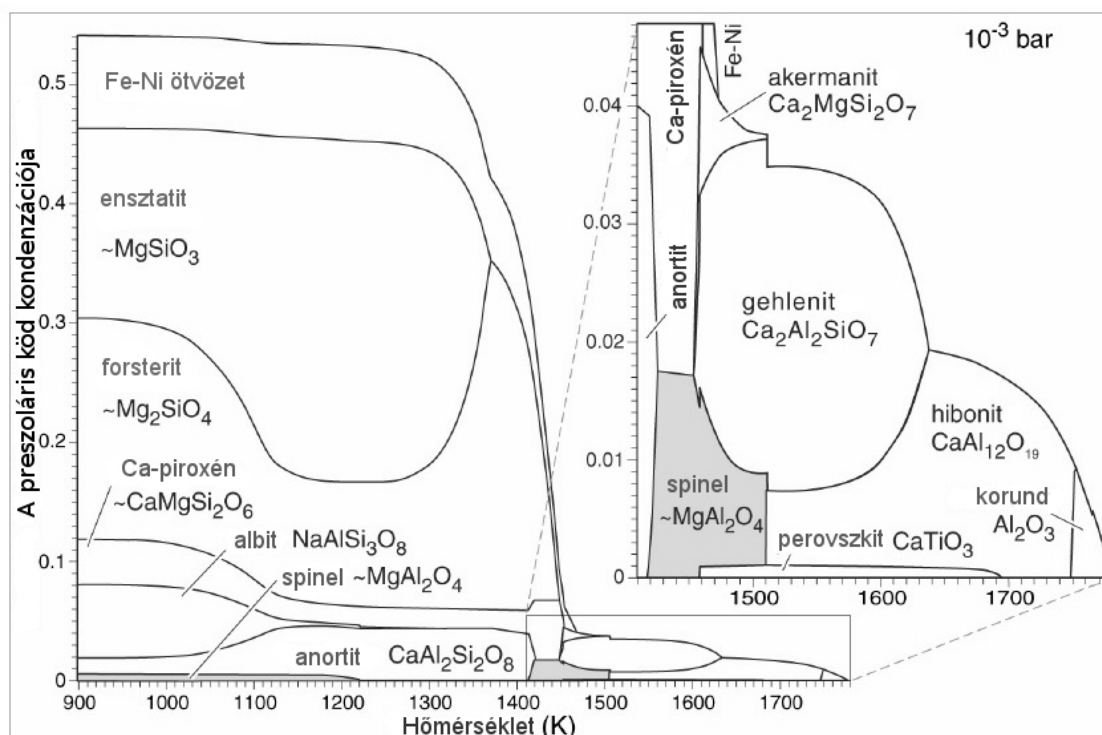
A CAI-k szolgáltatnak közvetlen bizonyítékot a születő Naprendszerben uralkodó környezetre és a benne lejátszódó folyamatokra, az első néhány millió évtől kezdődően egészen a bolygók kialakulásáig. A Ca-Al-gazdag zárványok az eddig ismert legidősebb objektumok a fiatal Naprendszer korából. Feltehetően a protoszoláris korong

legerőteljesebb fejlődési szakaszában alakulhattak ki. Olyan ásványokból állnak, melyek a több mint 1400 K hőmérsékletű gáz kondenzációjával keletkeztek (3. táblázat). Ilyenek a korund, a hibonit, a grosszit, a perovszkit, a melilit, a spinel, az Al-Ti-diopszid, az anortit és a forsterit (IRELAND és FEGLEY, 2000).

3. táblázat A Naphoz közeli, forró tartományokban kiváló ásványok sorozata (GROSSMAN és LARIMER, 1974 alapján)

Hőmérséklet (K)	Ásványok	Képletek
1785	korund	Al_2O_3
1647	perovszkit	CaTiO_3
1625	melilit (gehlenit)	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$
1513	spinel	MgAl_2O_4
1471	vasnikkel	FeNi
1450	diopszid	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
1444	forszterit	Mg_2SiO_4
1362	anortit	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
1349	ensztatit	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

A preszoláris ködből legkorábban kondenzálódó fázisok a tűzálló fémötvözetek (W, Re, Os, Ir, Mo, Ru, Pt és Rh). Ezek $\sim 1440\text{--}1620$ K hőmérsékleten és $\sim 10^{-4}$ bar nyomáson kondenzálódnak, a protoplanetáris korong középső síkjában, a protonaptól ~ 3 AU (csillagászati egység) távolságig. Jelenlegi ismereteink szerint kondenzációjuk nagyon gyorsan, ~ 100 év alatt végbemegy (SCHWANDER és mtsai, 2013).



4. ábra Egyensúlyi diagram a szoláris ködre, 10^{-3} bar nyomáson, az egyes ásványok 900 K feletti stabilitási mezőivel. Az 1350 K felett stabil ásványok tűzálló zárványokra jellemzők, míg az az alatt stabilak a kondrumokra és a mátrixra jellemző. (DAVIS és RICHTER, 2003).

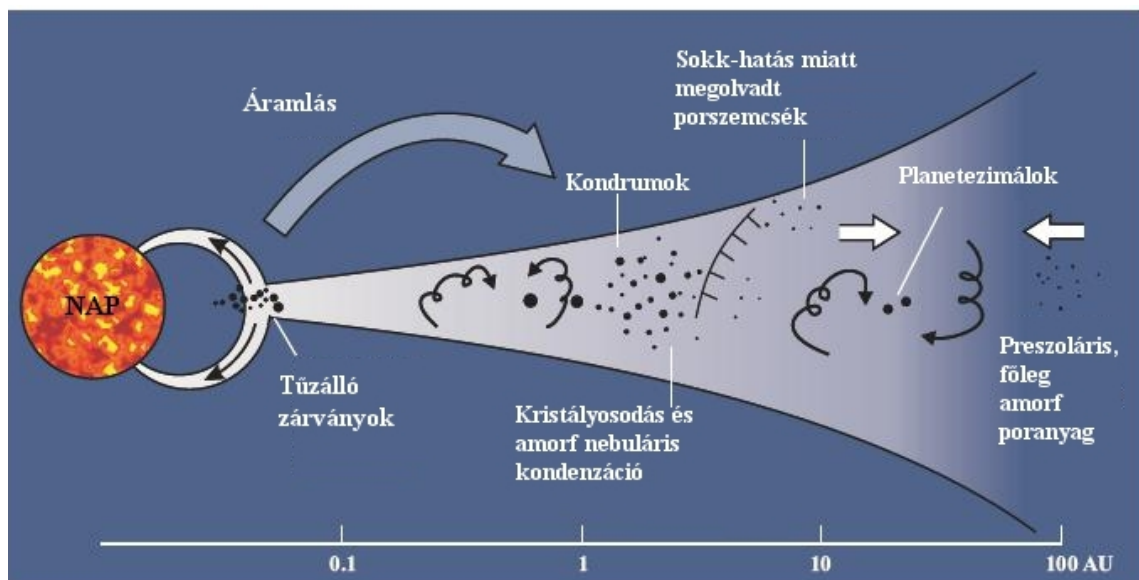
A kondenzáció következő szakaszában ~1440-1350 K között elsősorban egyszerű Ca-, Al- és Ti-oxidok és néhány szilikát képződik, a következő képződési sorrendben: korund → hibonit → perovszkit → grosszit → melilit → spinel → diopszid → forszterit → anortit (4. ábra) (EBEL, 2006).

A protonap közelében való keletkezést követően a tűzálló ásványok többsége turbulens diffúziós mechanizmusok által sugárirányban, a kondrit akkréciós régiókba szállítódik. Kisebb részük hidegebb heliocentrikus tartományokba távozik, a protonap bipoláris kiáramlásainak következtében (5. ábra).

A legnagyobb Ca-Al-gazdag zárványok a 2-3 cm-t is elérhetik, de ezek csak a CV3 típusú kondritokban fordulnak elő, a legtöbb CAI azonban kisebb, mint 1 mm. Ha elég nagyok ahhoz, hogy szabad szemmel (vagy nagyítóval) láthassuk, könnyen meg lehet különböztetni más kondritos összetevőktől a fehér, rózsaszín, néhány esetben kék színüknek köszönhetően. A CAI-k főleg kalcium, alumínium, magnézium és titán oxidjaiból és szilikátjaiból állnak. Elsődleges ásványaikból az illó komponensek hiányoznak, úgy, mint a vas, az alkáliák és a víz (MACPHERSON, 2005).

A CAI-k sokfélesége miatt nincs olyan osztályozási rendszer, amely minden csoportra egységes lenne. A legalaposabban tanulmányozott CAI-k a CV kondritok közül kerültek ki – nagy méretük miatt elsősorban –, ebben a kondrit csoportban öt CAI típust különítettek el; az A-típust (melilit-spinel gazdag), a B-típust (piroxén, melilit, spinel±plagioklász összetétellel), a forszterit-tartalmú B-típust, a C-típust (melilitben szegény, és piroxénben-plagioklászban gazdag) és a finomszemcsés, spinel-gazdag típust (MACPHERSON és mtsai., 1988). Az A-típusnak további két altípusa van, a pelyhes (fluffy) és a kompakt (compact) A-típus. A többi kondrit csoportban a CAI-kat az ásványos összetételük alapján osztályozzák (pl. korund-gazdag, hibonit-gazdag).

A legtöbb fehér zárvány típus megjelenik a szenes, a közönséges és az ensztatit kondritok számos csoportjában, habár a mennyiségük, méretük és eloszlásuk nagyon különböző lehet (MAY és mtsai, 1999). Például a B-típusú CAI-k csaknem kizárólag a CV kondritokban fordulnak elő, a grosszit-és hibonit-gazdag CAI-k a CH kondritokra jellemzőek, az ensztatit kondritokban megjelenő CAI-k spinelben, néhány esetben hibonitban gazdagok. Ugyanazon CAI-típuson belül is vannak ásványos összetételbeli különbségek, ha más-más kondrit csoportokban jelennek meg. Például a kompakt A-típusban a melilit sokkal âkermanitosabb a CV kondritokban, mint a CO vagy CR kondritokban (WEBER és BISCHOFF, 1997; ALÉON és mtsai, 2002).



5. ábra A tűzálló zárványok és a kondrumok kialakulásának helye a protoplanetáris ködben (Scott és Krot, 2005 után módosítva).

Ca-Al-gazdag zárványok CV kondritokban

Ahogy azt már említettem, nem lehet egységes osztályozási rendszerről beszélni. A leginkább elfogadott rendszer azonban a GROSSMAN által (1975) kidolgozott osztályozás, ami a CV kondritok vizsgálatán alapul. Eredetileg két csoportot határozott meg, a durvaszemcsés és a finomszemcsés fehér zárványokat. A durvaszemcsés CAI-kat elsődlegesen a fassait (Al-Ti-diopszid) és a melilit részarányát alapul véve további három fő csoportra, A, B és C-típusra osztotta. A melilit nem önálló ásvány, hanem a Ca-gazdag ákermanit és az Al-gazdag gehlenit szélső tagok közötti elegysor köztes összetételű változata. Ezen kívül a jellegzetes fázisok közé tartozik a spinel, a hibonit, a perovszkit és az anortit.

Durvaszemcsés CAI-k

A-típusú zárványok

Az A-típusú fehér zárványokra általánosan jellemző, hogy 80-85% melilitet, 15-20% spinelt és 1-2% perovszkitot tartalmaznak. A hibonit, plagioklász és grosszulár ritkán, vagy egyáltalán nem fordul elő. Ha a klinopiroxén megjelenik, akkor rendszerint vékony peremet (kevesebb, mint 5 μm széles) alkot a zárvány körül vagy a belső területeken az üregeket veszi körbe. A CI és az enstatit kondritokon kívül mindegyik kondritcsoportban előfordulnak. (GROSSMAN, 1975)

Az A-típusú zárványokat még tovább is lehet bontani, melyről az előző fejezetben érintőlegesen szó esett. A két típus a kompakt (compact) és a pelyhes (fluffy) CAI-k (MACPHERSON és GROSSMAN, 1979). Az elkülönítés alapja az alaki és belső szöveti különbségeken alapszik, illetve azon a felismerésen, hogy habár néhány A-típusú CAI részleges olvadást szenvedett el, mégis a legtöbb fehér zárvány sosem ment át ezen a folyamaton, (MACPHERSON és GROSSMAN, 1984; MACPHERSON és mtsai, 1988; BECKETT és STOLPER, 1994).

A kompakt A-típusra jellemző a részleges olvadás, amely a Naprendszer fejlődésének korai szakaszában történhetett. A kerekded zárványok durvaszemcsés melilitet ($\text{\AA k}_{1-80}$), spinelt, perovszkitot és a piroxének közül fassaitot és rhönitet ($\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_6(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{20}$) tartalmazznak. Ha előfordul hibonit a CAI-ban, akkor a peremi részeken jelenik meg, a Wark-Lovering szegély környezetében (SIMON és mtsai, 1999). A kompakt A-típus tipikusan ^{16}O -ben gazdag.

A pelyhes A-típusba tartoznak azon fehér zárványok, melyek sosem olvadtak meg, bár változatos mértékben az újrakristályosodás megfigyelhető. Szabálytalan alakúak, gyakran aggregátum szerkezetet mutatnak. Melilitet ($\text{\AA k}_{0-36}$), V-gazdag spinelt, hibonitot és perovszkitot tartalmazznak. Ha a hibonit jelen van, akkor a zárvány belsejében fog jelentkezni. A perovszkit itt néha piroxénnel együtt jelenik meg. A melilit másodlagos fázisokká alakulhat, ilyen fázis pl. az andradit. Az átalakulás az akkréciós folyamatok során létrejött bolygókezdeményeken belül játszódhat le. A kompakt típushoz hasonlóan ^{16}O -ben gazdag (MACPHERSON, 2003).

B-típusú zárványok

Ezek a zárványok nagyméretűek, általában cm nagyságrendűek, esetleg nagyobbak. Részlegesen olvadt cseppecskékből alakultak ki (CLARKE és mtsai, 1970; KURAT és mtsai, 1975; MACPHERSON és GROSSMAN, 1981; WARK és LOVERING, 1982; STOLPER, 1982; STOLPER és PAQUE, 1986; BECKETT, 1986). Csak a CV3 kondritokban fordulnak elő. 5-20 százaléknyi durvaszemcsés melilit ($\text{\AA k}_{10-72}$), 35-60 % Al-Ti-gazdag Ca-piroxén, 5-25 % anortit és 15-30% spinel alkotja. A piroxén szemcsék gyakran elérhetik az 1 mm-es nagyságot (GROSSMAN, 1975). WARK és LOVERING (1982) a B-típusú CAI-kon belül további változatokat határoztak meg, melyeket B1 és B2 CAI-kként jelöltek.

A B1-típusú CAI-k zonációt mutatnak, egy közel monomineralikus melilit köpeny veszi körül a piroxénben, anortitban, spinelben és Ni-Fe ötvözetben gazdag magot. A B2-típusnál durvább szemcsékből épül fel. A homogén olvadékból gyorsan

kristályosodott ki. A melilit megjelenése változatos, a magban Åk_{30-65} , a zárvány peremi részén Åk_{20-35} összetételű. A melilit változó oxigén izotóp összetétellel rendelkezik.

A B2-típusból hiányzik a melilit-gazdag köpeny és összetételében a B1-típus magjához hasonlatos. Zonációt a B1-típussal ellentétben nem mutat. A melilit összetételében Åk_{45-90} között változik. Szilikátban gazdagabb, mint a B1, és az anortit/gehlenit részarány is magasabb a B2 típusban. Lassan kristályosodott ki, a már kialakult, elszigetelt mélyedésekben.

WARK és munkatársai (1987) egy B3-típust is megneveztek. A eredetileg forszterit-tartalmú B-típusnak (FoB) nevezett zárványokat jelölték így. A B3 típus egy rendkívüli zárványtípus, csak a CV és CB kondritokban találták meg eddig. Rendszerint ez a típus is cm-es nagyságú lehet. Ahogyan az eredeti elnevezés mutatja, jelentős mennyiségű, nagy forszterit kristályok (Fo_{95-100}) adják a zárvány fő tömegét (akár 45%), emellett piroxén, spinel és melilit jelenik meg. Az anortit mennyisége minimális, vagy teljesen hiányzik. A spinelből, forszteritből és piroxénből álló mag ^{16}O -ban gazdag, míg a melilitből és (ha előfordul) anortitból álló köpeny ^{16}O -ban szegény. Ezek az objektumok részlegesen olvadt anyagból szilárdultak meg. A melilit a zónás zárványokban változatos összetételű (Åk_{12-100}) és rendszerint olyan másodlagos fázisokká alakul, mint a nefelin (METEORITESTUDIES.COM).

C-típusú zárványok

Eredetileg I-típusként volt megjelölve, az olvadákból való kristályosodásra (Igneous) utalva (GROSSMAN, 1975). A részlegesen olvadt cseppekből kikristályosodott C-CAI-k feltehetően kapcsolatban állnak a finomszemcsés, spinel-gazdag CAI-k előanyagával, valamint az átalakult B-típusú Ca-Al-zárványokkal. Durva szemcseméret jellemzi, illetve változatos szövet és ásványos összetétel. A melilit összetétele széles tartományban változhat, de általában Åk_{40-50} körül mozog. Számottevő mennyiségű anortitot tartalmaz (38-60%), piroxénnal, spinellel együtt, de a forszterit hiányzik. Az ásványok tipikusan ^{16}O -ben szegények, ami az olvadás miatti O-izotóp változás következménye. A melilit másodlagos ásványokká, grosszulárrá, nefelinné, szodalittá, hedenbergitté és andradittá alakulhat. A C-típusú zárványok viszonylag ritkák (MACPHERSON, 2003; METEORITESTUDIES.COM).

Finomszemcsés, spinel-gazdag zárványok

Szegéllyel határolt, koncentrikusan zónás szerkezetet mutat. Alapvetően a magban fellelhető spinel és a peremen megjelenő melilit-köpeny építi fel, Al-diopsziddal vagy fasszaittal, diopsziddal, anortittal és nefelinnel együtt. A melilit rendszerint másodlagos fázisokká, andradittá és grosszulárrá alakul (METEORITESTUDIES.COM).

Amőboid Olivin Aggregátumok (AOA-k)

Az amőboid olivin aggregátumok finom szemcseméretű (5-20 μm), szabálytalan alakú objektumok, amelyek mennyisége a 2-es és 3-as petrológiai osztályú kondritokban néhány százalékot is elérhet. Nevükből következően főleg olivinből (Fo) állnak. Az aggregátumok méretei a kondrumokéhoz és a fehér zárványokéhoz hasonló: a CO kondritokban 100-500 μm -t, a CV kondritokban akár 5 mm-t is elérhet, a CR kondritokban pedig 500 μm alatt maradnak (CHIZMADIA és mtsai, 2002; KOMATSU és mtsai, 2001). A legkevésbé átalakult kondritokban porózus aggregátumokként jelentkeznek, és ásványtani tulajdonságaik tükrözik a magas hőmérsékletű kondenzációs folyamatokat. A kondrumokkal és a CAI-kal ellentétben ásványtani és izotóp-összetételbeli különbségek nem mutathatók ki az egyes kondritcsoportok között (SCOTT és KROT, 2003). Ásványos összetételükre anhedrális, finomszemcsés (1-20 μm) forszterit ($\text{Fa}_{<1-3}$), Fe-Ni ötvözetek, valamint a tűzálló összetevők közül Al-diopszid, spinel, anortit és ritkán melilit jellemző (GROSSMAN és STEELE, 1976).

2.6. Átalakulások

Átalakulások alatt azokat a másodlagos folyamatokat értjük, amelyek hatással voltak a protoplanetáris ködben kialakult ősi kőzetekre, azok ásványos, szöveti, kémiai jellemzőit megváltoztatták. Ezeket a másodlagos folyamatokat a CV szenes kondritokra vetítve szeretném bemutatni.

2.6.1. Termális metamorfózis

A termális metamorfózis egy igen tág témakör. Ide tartoznak a hőmérsékletemelkedés okozta folyamatok. Ilyen folyamat a szoláris ködben való felmelegedés, amely hatással van a meteoritok összetevőire, vagy a gravitációs összehúzódás miatti, illetve radioaktív sugárzás általi felmelegedés. Ezeket a folyamatokat azonban nehéz elkülöníteni egymástól, hiszen csak a végeredményt látjuk. A végeredmény pedig a felmelegedés hatására jön létre, de hogy milyen úton jutott el ebbe az állapotba, csak modellkísérletekkel lehet igazolni. Abban az esetben, ha a

metamorfózis víz jelenlétében történt, nagyon nehéz elkülöníteni a termális metamorfózist a vizes átalakulástól (HUSS és mtsai, 2006).

2.6.2. Oxidáció és metasomatózis

Az oxidáció és az ezzel összefüggő metasomatózis általi átalakulások vizsgálata az oxidált CV kondritokra, néhány CO kondritra és kevés nem-egyensúlyi közönséges kondritra korlátozódik. A CV kondritokban nyomozhatók a legteljesebben a másodlagos oxidáció és metasomatózis hatásai, habár ezek a hatások nagyrészt az oxidált alcsoportra korlátozódnak. Az alapvető átalakulások a CV kondritokban a következők: a) vas-alkáli-halogén metasomatózis, ami a mátrixra, a kondrumokra és a CAI-kra is kiterjed; b) vasas olivinből álló peremek kialakulása a kondrumok körül, elszigetelt olivinszemcsék megjelenése; c) az opak halmazok szulfidosodása és oxidációja a CAI-kban, kondrumokban és a mátrixban; d) filloszilikátok megjelenése (KROT és mtsai, 1995).

A vas-alkáli-halogén metasomatózis az oxidált alcsoportban Cl, Na, K vagy Fe felhalmozódást eredményez. Az elsődleges fázisok a CAI-kban – melilit, hibonit, spinel, Al-Ti-diopszid és perovszkit – ennek következtében módosulnak, helyettesítődnek más ásványfázisokkal (4. táblázat), ami alacsony hőmérsékleten (feltehetőleg 1000 K alatt) ment végbe. A redukált alcsoportban ezek az átalakulások nagyon kis mértékben (vagy nem) figyelhetők meg (MACPHERSON és mtsai, 1988; BREARLEY és JONES, 1998).

4. táblázat Jellemző másodlagos ásványfázisok Ca-Al-gazdag zárványokban (MACPHERSON, 2003)

Fázis	Elsődleges összetétel	Előfordulás
Nefelin	NaAlSiO_4	A CO3 és az oxidált CV3 kondritokban gyakori
Szodalit	$\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{NaCl}$	Az oxidált CV3 kondritokban gyakori
Wollasztonit	CaSiO_3	A CV3 kondritokban gyakori
Hedenbergit	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	Az oxidált CV3 kondritokban gyakori
Grosszulár	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}$	Az elsődleges melilitet helyettesíti
Monticellit	CaMgSiO_4	
Andradit	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	Az oxidált CV3 kondritokban gyakori
Kalcit	CaCO_3	
Filloszilikátok		A CM és CR kondritokban gyakori
Szerpentin	$(\text{Mg,Fe})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	
Kronsztedit	$(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_3\text{Si}_5\text{AlO}_{18}$	
Tochilinit	$6\text{Fe}_{1-x}\text{S} \cdot 5(\text{Mg,Fe})(\text{OH})_2$	

Másodlagos átalakulási termék a nefelin, a szodalit, a grosszulár, a hedenbergit és a Fe-spinel. Az átalakulás hatással van természetesen a teljes kémiai összetételre is, ennek köszönhetően a CAI-k összetételükben alkáliákban, halogénekben és mérsékelt illékony elemekben lesznek gazdagok (BREARLEY, 2003).

A másodlagos folyamatok közül, melyek a kondritok összetételére, szerkezetére hatással vannak, a vizes átalakulások a legáltalánosabbak. A vizes átalakulások az enstatit kondritok kivételével minden főbb csoportban, változó mértékben nyomozhatók. Ezt a fajta átalakulást jellemzően a víztartalmú filloszilikátok jelzik (szerpentinek és szmektitek elsősorban), amik gyakran karbonátokkal, oxidokkal (magnetit), és másodlagos szulfidokkal társulnak (ZOLENSKY és mtsai, 1993).

Négy alapvető elméletet dolgoztak ki a kondritokban végbemenő alacsony hőmérsékletű (>375 K) vizes fluidum által előidézett átalakulások megismeréséhez: a) reakció a vízmentes, magas hőmérsékleten kondenzálódott fázisok és a vízgőz között, amint a szoláris köd ~375 K hőmérsékletűre hűlt (GROSSMAN és LARIMER, 1974); b) vízmentes poranyag hidratációja a köd jeges régióiban, mialatt a por a szoláris köd távolabbi vidékeire sodródott (CIESLA és mtsai, 2003); c) átalakulás a kicsiny, néhány tíz méter átmérőjű szülőégitestekben, melyek azután szétbomlottak és az átalakult összetevőik összeálltak azokkal a nem-átalakult anyagokkal, melyekből végül a kisbolygó keletkezett – ezt másként akkrécio előtti átalakulásnak is nevezik – (METZLER és mtsai, 1992; BISCHOFF, 1998); d) szülőégitesten belüli átalakulás (KERRIDGE és BUNCH, 1979; ZOLENSKY és MCSWEEN, 1988).

Az oxidált CV kondritok Bali alcsoportjában (CV_{OxB}) a filloszilikátok széles körben megfigyelhetők. Az átalakulás mértéke ebben a csoportban változatos, 0-50% között alakul. A Bali, Kaba és Mokoia meteoritok mátrixában, a kondrumokban és a CAI-kban filloszilikát helyettesítések figyelhetők meg (COHEN és mtsai, 1983; KELLER és mtsai, 1994; KIMURA és IKEDA, 1998). A mátrix olivineket főleg szaponit helyettesíti ezekben a meteoritokban, és változatos filloszilikát, köztük vastartalmú szaponit, Na-flogopit, Al-gazdag szerpentin, valamint Na – K csillám található az átalakult kondrumokban, CAI-kban. A Bali legátalakultabb régióiban az elemek átrendeződése eredményeként másodlagos foszfátok, magnetit és karbonátok alakultak ki (BREARLEY, 2003).

Az Allende alcsoportban (CV_{OxA}) a vizes átalakulás bizonyítására minimálisan van csak lehetőség, ez nagyrészt annak köszönhető, hogy maga az Allende az egyetlen tanulmányozott meteorit az alcsoportban. Az Allende kivételesen alacsony

víz-tartalommal rendelkeznek ($<0,2$ wt%) (JAROSEWICH és mtsai, 1987), ami jól tükrözi azt a tényt, hogy nincs nyilvánvaló jele a vizes átalakulásnak. Látszólag nem tartalmaz vizes fázisokat a finomszemcsés mátrixon belül. A CAI-kban viszont ritka filloszilikátok, mint a flogopit, montmorillonit, clintonit, margarit, szaponit és klorit előfordulnak (WARK és LOVERING, 1977; HASHIMOTO és GROSSMAN, 1987; KELLER és BUSECK, 1991). Összehasonlítva a Bali alcsoportban megfigyelhető vizes fázisokat, megállapítható, hogy a montmorillonit és a szaponit kivételével az Allendében is jelen vannak, mint magasabb termális stabilitású változatok. Ezért az Allendében található vizes átalakulások megjelenése eléggé különbözik a Bali-típusú CV kondritokétól. Főleg az illékony elemek viselkedésében figyelhető meg egy összetétel szerinti tagozódás, az oxidált és a redukált CV kondritok határozottan elkülönülnek egymástól. Az oxidált csoport nátriumban, magnéziumban, valamint vasban gazdag. Ezeknek az összetételbeli változatoknak az eredete úgy tűnik, erősen korrelál azzal a ténnyel, hogy az oxidált alcsoport kiterjedt vizes átalakuláson és metasomatózison ment keresztül, bizonyítva, hogy az átalakulás valamilyen kisméretű égitesten belül történt (BREARLEY, 2003).

2.7. Az NWA 2086 CV3 kondrit

Az NWA 2086 (NWA – North West Africa) CV3 típusú szenes kondritot 2003 novemberében gyűjtötték be Marokkóban (RUSSELL et al. 2005). Az előzetes vizsgálatok alacsony sokkoltsági és mállotsági fokúnak találták a mintát. Az eredeti minta össztömege 780 g-ot tett ki, a dolgozatban ebből egy 3,31 g-os mintadarab került feldolgozásra.

A meteorit igen sok Ca- Al- gazdag zárványt tartalmaz, ebben találták meg az egyik legnagyobb átmetszett felületű ($\sim 3 \text{ cm}^2$) fehérzárványt is (METEORITE TIMES MAGAZINE, 2008). Az eddigi tudományos vizsgálatok elsősorban a meteorit szövetének, kondrum típusainak petrográfiai és ásvány-közzettani leírására törekedtek. Egy részük a meteoritot ért vizes átalakulások általános hatásairól értekezett (KERESZTURI és BLUMBERGER, 2013), míg mások a jellegzetes kondrum fajták mellett a fehérzárványok típusainak meghatározását is megkísérelték (FINTOR és mtsai, 2013). KERESZTURI és BLUMBERGER, (2013) vizsgálataik során kimutatták, hogy az NWA 2086-os kondrumjainak több mint fele feldarabolódott majd újra összeállt még a közetté válásuk előtt, majd ezt követően lényeges, víz hatására végbemenő átalakuláson estek keresztül.

FINTOR és mtsai (2013) a meteorit Ca- Al-gazdag zárványainak vizsgálata során az egyik kompakt A típusú fehérzárványban tűs léces morfológiát mutató másodlagos eredetről árulkodó dmisteinbergit ($\text{hexagonális CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) kristályhalmazokat mutattak ki Raman mikroszkópos mérésekkel. A fehérzárványban változatos másodlagos ásvány együttes ($\text{Ca-cpx+an+dmi+nph+sod+grs+adr}$) volt megfigyelhető, és a stabil izotópos mérések bebizonyították, hogy a másodlagos együttesek nem földi körülményeknek, hanem a szülőégitest belsejében lejátszódott hidrotermás folyamatoknak köszönhetik létüket (FINTOR és mtsai, 2014). Így elsőként sikerült kimutatni a dmisteinbergit hidrotermás eredetű változatát meteoritban, és újabb bizonyítékkal szolgálni a CV3 típusú kondritok Földön kívüli körülmények között végbement hidrotermás metasztatikus átalakulására is.

3. Minták és módszerek

3.1. Minták

Az NWA 2086-os mintából összesen 3.31 g állt a rendelkezésünkre, melyből összesen 2 db vékonycsiszolat készült.

3.2. Mikroszkópia

A petrográfiához és a mikroszkópi felvételek elkészítéséhez egy Olympus BX41 polarizációs mikroszkópot használtam. A mikroszkópi felvételeken, az egyes kondritos összetevők méreteit a JMicroVision nevű szoftverrel határoztam meg.

3.3. Raman spektroszkópia

A kondrumok és a fehér zárványok ásványfázisainak azonosítása THERMO Scientific DXR konfokális Raman mikroszkóppal történt. A műszer 532,2 nm hullámhosszúságú frekvenciakétszerezett Nd-YAG lézer fényforrást használ. Az egyes spektrum felvételek 10 mW lézer teljesítménnyel 100X nagyítású objektív használatával történtek. A mérések során nagy felbontású optikai rácst és 25 μm pinhole konfokális apertúrát használtunk, mellyel a fókuszpont átmérő $\sim 1 \mu\text{m}$, a térbeli felbontás néhány μm^3 , a spektrális felbontás pedig $\sim 2 \text{ cm}^{-1}$ voltak. A spektrum felvételi idők minden esetben 1 percig tartottak a műszer auto-exposure üzemmódjában. Ebben az üzemmódban a műszer egy előre meghatározott jel/zaj (signal/noise; S/N) érték elérésére törekszik, és meg kell adni egy maximális időt ameddig a spektrumfelvétel történik, amennyiben a kívánt jel/zaj viszonyt nem éri el. Esetemben ezek az értékek

S/N=100, és 1 perc voltak. Az egyes ásványok beazonosításához a RRUFF nemzetközi adatbázisát használtuk (DOWNS, 2006; RRUFF.INFO). A térképezéshez a pontokat 50 μm -enként vettük fel. A teljes CAI térképezését részszezmensekre osztva készítettük el (4. melléklet) Az egyes részszezmensek mérete 1000x1400 μm . A térképezés során az egyes ásványfázisok elkülönítésének az alapja a legjellegzetesebb és legintenzívebb Raman sávok kiválasztása. Igyekeztem arra törekedni, hogy olyan spektrumokat válasszak, ahol nincs átfedés másik ásvány spektrumával. Az egyes ásványfázisok eloszlásának feltérképezése úgy történt, hogy az éppen vizsgált résztérképből kiválasztottam a keresett ásvány legintenzívebb és legtisztább (a lehető legzajmentesebb) spektrumát. A Raman spektrométer szoftverével készítettem egy profilt, ahol a program a kiválasztott spektrumot veszi alapul, és a térképezés során felvett pontokban mért spektrumokat ehhez normálja. A normált intenzitásértékeket táblázatba rendeztem, majd az egyes résztérképekből készült táblázatokat összeillesztettem. Ezután a Surfer nevű térképező programmal elkészítettem az egyes ásványfázisok eloszlását ábrázoló térképeket.

3.4. Pásztázó elektron mikroszkópia

A fehér zárványról készült viaszszórt elektronképek, valamint az egyes fázisok energia diszperzív (energia diszperzív spektrometria - EDS) analízisei a Szegedi Tudományegyetem Környezettudományi Intézetének elektronmikroszkóp laboratóriumában készültek Hitachi S4700 téremissziós pásztázó elektronmikroszkóp segítségével. A műszer mérési paraméterei a vizsgálatok során a következők voltak: gyorsító feszültség: 25 keV, áramerősség: 10 μA .

4. Eredmények

4.1. Petrografia

A mintából készült csiszolatokban sötét színű mátrix alapanyagot, abban kerekded átmetszetű kondrumokat, valamint a szabálytalan alakú fehér tűzálló zárványokat különítettem el. Optikai mikroszkóp alatt a mátrix egyes összetevői általában nem különíthetők el. A kondritos meteoritokban az legtöbb petrográfiai információt a kondrumok és a tűzálló zárványok hordoznak, ezért az eredmények bemutatását, azok leírásával kezdem.

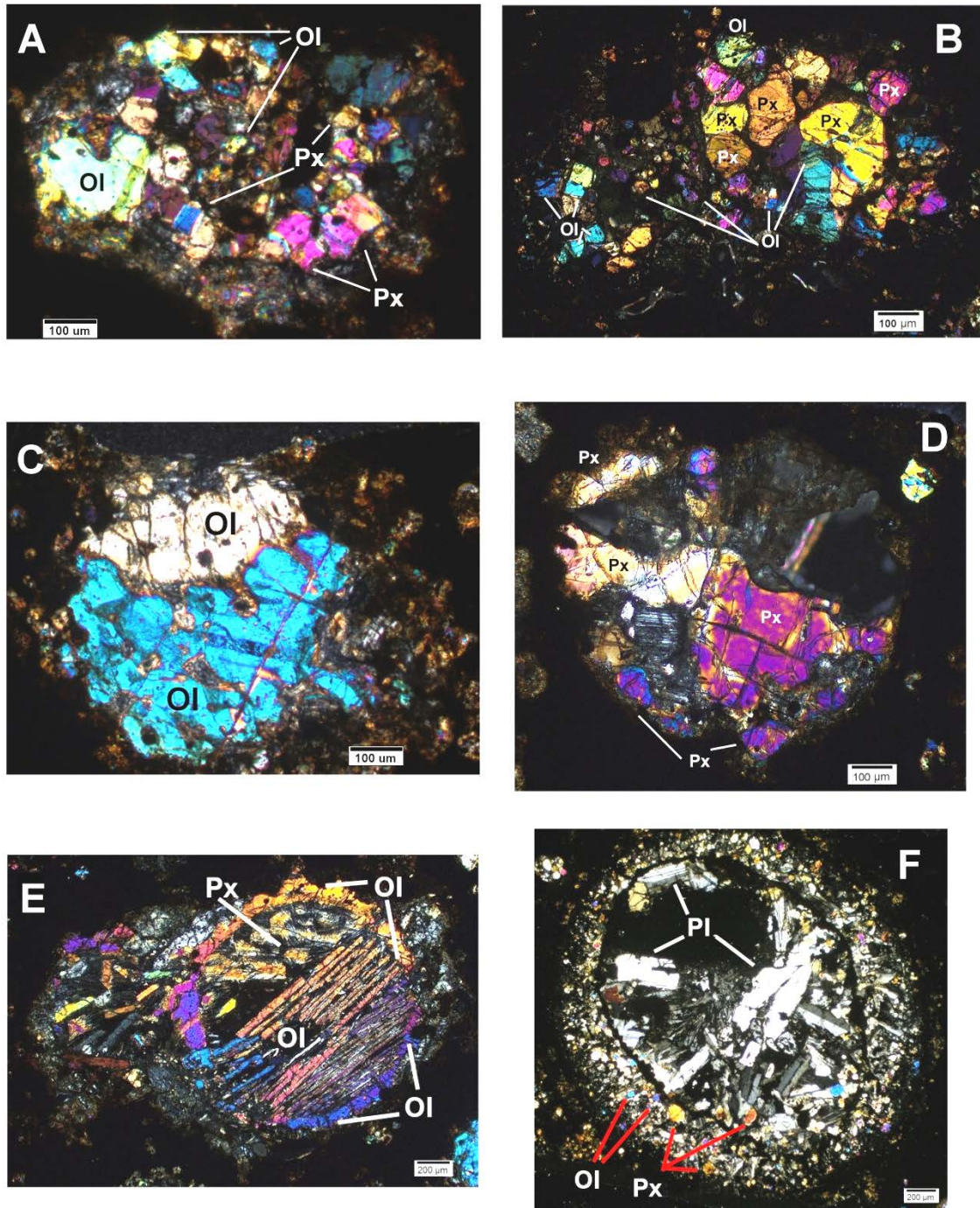
4.1.1. Kondrumok

A vizsgált csiszolatokban, összesen 99 kondrumot vizsgáltam meg, és hét kondrumtípust azonosítottam, ezeket előfordulási gyakoriságuk sorrendjében mutatom be (2. és 3. melléklet).

Granuláris olivin-piroxén kondrumok, (GOP). A kondrumok legnagyobb része ebbe a típusba sorolható. Jellemzőjük, hogy nagyon aprószemcsés, lekerekített olivin és piroxén ásványokból állnak, melyek mérete ritkán haladja meg az 50 μm -t. Az olivin és piroxén kristályokban kis cseppecskék (néhány μm – néhányszor 10 μm) formájában Fe-Ni ötvözet jelenik meg, valamint üveges fázis is előfordul, előbbi a szemcséken belül, utóbbi a szemcsék közötti teret tölti ki (7/A ábra). A kondrumok mérete átlagosan 600 – 700 μm körül alakul.

Porfiros olivin-piroxén kondrumok, (POP). Ebbe a típusba sorolható a kondrumok jelentős része, nagyjából a GOP-val megegyező mértékben. A POP típusban az egyes ásványszemcsék már nagyobbak, a szemcsék átlagos mérete 60-150 μm között alakul. Elsősorban olivin fenokristályokból és léces klinopiroxénekből állnak, melyek közt a teret üveges alapanyag tölti ki. Fe-Ni cseppecskék mind a kristályos, mind az üveges fázisban előfordulnak (7/B ábra). A kondrumok mérete átlagosan 600 – 700 μm körül alakul.

Porfiros olivin kondrumok, (PO). A kondrumok között még elég gyakori ez a típus. Szinte kizárólag forszterites olivin fenokristályok építik fel, nagyon ritkán a mm-es méretet is elérhetik. A fémötvözet, illetve az üveges fázis, itt is jelen van. Néhány olivin kristály apró, euhedrális spinel zárványokat is tartalmaz (7/C ábra).



7. ábra A mintában előforduló kondrumtípusok. A-granuláris olivin-piroxén, B-porfiros olivin-piroxén, C-porfiros olivin, D-porfiros piroxén, E-lemezes olivin és F-plagioklász-gazdag kondrum

Porfiros piroxén kondrumok, (PP). A típus jóval ritkábban fordul elő, mint az előzőek. A PO típus mintájára szinte csak piroxének alkotják (7/D ábra), kristályaik félig sajátalakúak, szinte teljesen kitöltik a kondrumok térfogatát, üveges fázis alig fordul elő bennük.

Lemezes olivin kondrumok, (BO-barred olivine). Csak néhány kondrum képviseli ezt a típust. Olivin lemezekből (lécekből) áll, melyek között üveges fázis (néhol piroxén

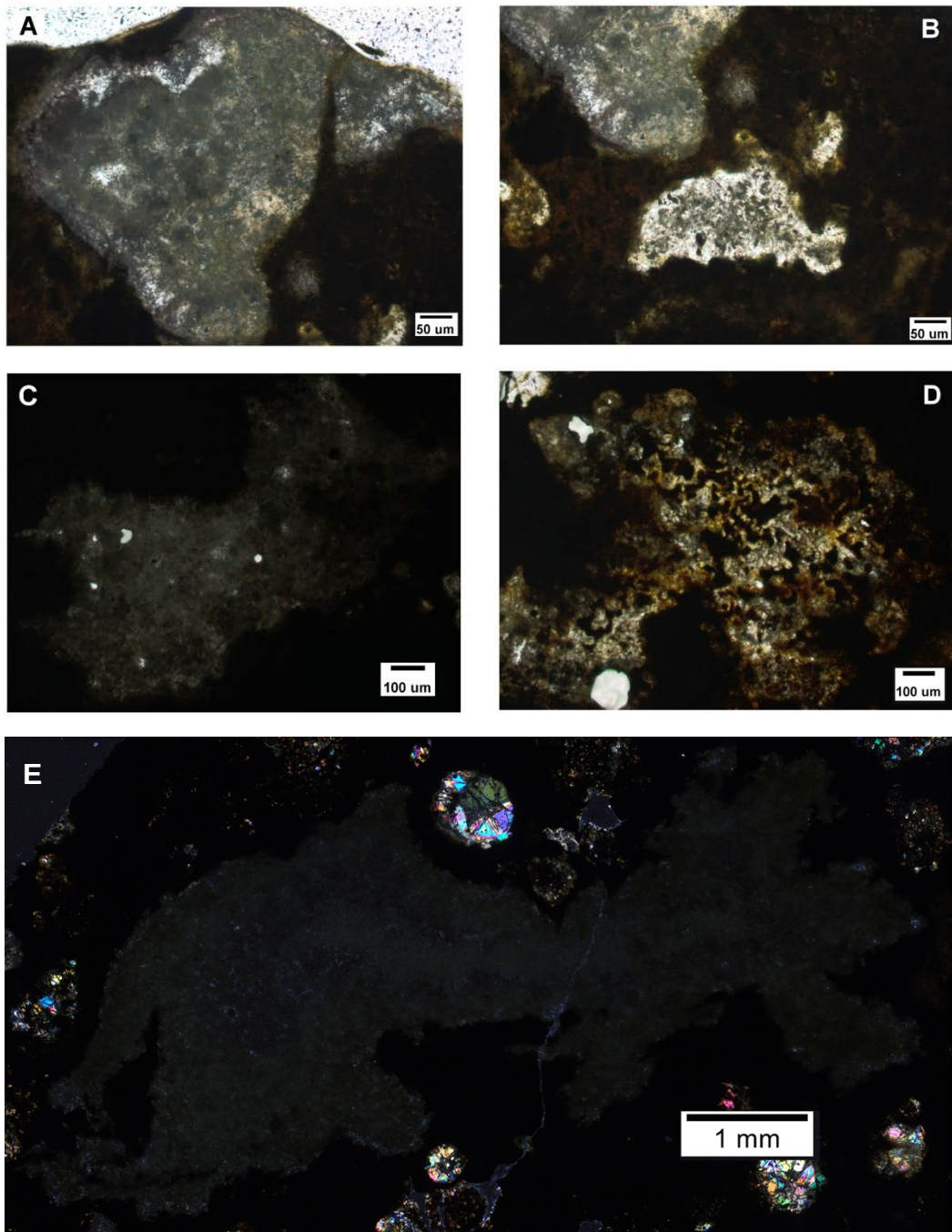
is) van jelen. Az olivinlemezek hosszai 0,5 és 0,9 mm közé esnek. A kondrumok méretei pedig 2-2,5 mm közé (7/E ábra).

Plagioklászban gazdag kondrumok, PRC (plagioclase rich chondrule). Erre a típusra csak egy képviselőt találtam, viszont ez volt a mintákban a legnagyobb méretű kondrum, majdnem 5 mm-es átmérővel. A kondrum két részre bontható: egy külső peremre (kéreg) és egy belső magra. Kétféle peremet lehet elkülöníteni a „mag” körül: a külső perem nagyjából hasonló méretű szemcsék halmazából áll, olivinek, piroxének és plagioklász földpátok alkotják. A külső héj inkább granuláris szövetű. A belső perem egy opak képződmény a „mag” körül. Feltehetően Fe-Ni ötvözet. A „magot” két fő ásványcsoport alkotja: plagioklász földpátok és piroxének. A földpátok jól fejlettek, táblás, léces megjelenésűek, jól láthatóak az ikerlemezek. A „mag” közepén sugaras szerkezet figyelhető meg, sötét és világos lemezek váltakoznak. A plagioklászokon belül poikilitos szöveti helyzetben apró, saját alakú spinelszemcsék halmazai fordulnak elő. Az opak héj közelében találhatunk néhány kisebb olivin szemcsét. A plagioklász kristályok hossza átlagosan 0,5 mm (7/F ábra).

Az önálló olivinszemcséket (ÖOI) is külön típusnak vettem, habár csak néhány ilyen szemcse fordul elő a csiszolatokban. Általában saját alakúak a szemcsék. Kis méretük miatt (20-30 μm) zárványokat nem figyeltem meg bennük.

4.1.2. CAI-k

A Ca-Al-gazdag zárványok alkotói olyan kisméretűek (néhány μm), hogy az optikai mikroszkóppal elérhető legnagyobb felbontással sem vizsgálhatók kielégítően. Így a kategorizálásukat elsősorban morfológiai jegyek és csak kisebb mértékben szöveti jellegzetességek alapján végeztem el. A mintában három típust figyeltem meg. A kompakt A-típust (8/A ábra) lekerekített, határozott peremekkel, és néhány nagyobb méretű melilit kristállyal; egy durvább szemcsés, szabálytalan alakú B-típust (8/B ábra) zegzugos peremmel; valamint amőbaszerű morfológiát mutató finomszemcsés spinel-gazdag típust (8/C ábra). A legkisebb fehér zárványok a 300 μm -t alig érik el, a nagyobb CAI-k 1 mm körüliek. A spinel-gazdagok között megfigyelhető egy különösen nagyméretű. Ennek a CAI-nak a legnagyobb átmérője 7,4 mm, legnagyobb szélessége 2,6 mm, átmetszett felülete meghaladja a 0,5 cm^2 -t (8/E ábra). Az ilyen nagyméretű CAI-k különösen ritkák a szenes kondritokban. Egyedi volta miatt a dolgozatban ennek a mélyrehatóbb vizsgálatát végeztem el.



8. ábra A mintában előforduló tűzálló zárvány típusok, kiemelve a nagyméretű spinel-gazdag zárványt (E). A-kompakt A-típus, B-B-típus, C-spinel-gazdag típus, D-Amőboid olivin aggregátum

4.1.3. Amőboid olivin aggregátumok

Előfordulásuk a kondritban hasonló mértékű, mint a fehér zárványoké. Rendkívül szabálytalan alakúak. Morfológia szerint nem lehet őket csoportosítani. Az AOA-k méretüket tekintve alig érik el az 1 mm-t (8/D ábra).

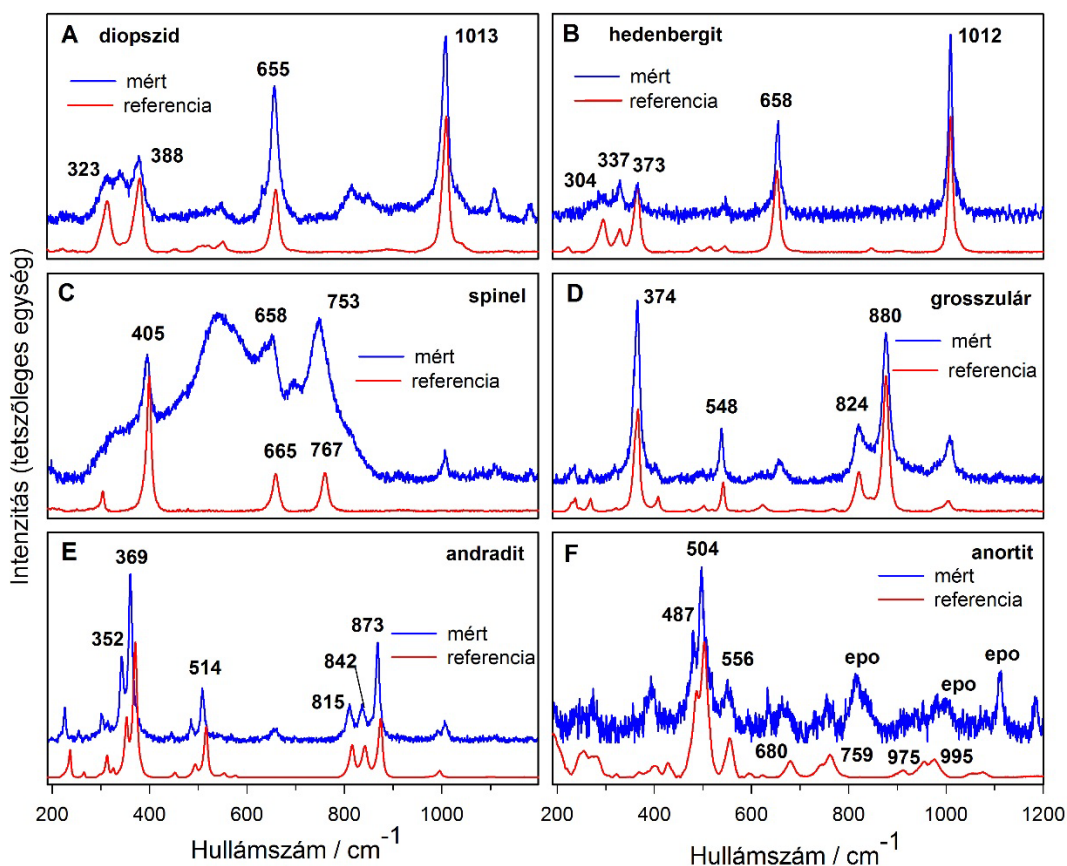
4.2. Raman mikroszkópia

Raman mikroszkópos vizsgálatokat két esetben alkalmaztunk. Egyrészt a kondrumok esetében a petrográfiai vizsgálat során, a nehezen beazonosítható ásványszemcsék azonosítására. Másrészt a vizsgálatra kiválasztott nagyméretű fehér zárvány (8/E és 11/A ábra) részletes fázisanalitikai vizsgálatát végeztük ezzel a módszerrel.

4.2.1. A fehér zárvány Raman mikroszkópos vizsgálata

Diopszid és hedenbergit

A piroxének közül a diopszidot és a hedenbergitet sikerült azonosítani. A diopszid jellegzetes Raman csúcsai 323, 388, 665 és 1013 cm^{-1} -nél jelennek meg (9/A ábra), a hedenbergit Raman csúcsai pedig 304, 337, 373, 658 és 1012 cm^{-1} -nél (9/B ábra). Ezek a Raman csúcsok irodalmi értékek, a gyakorlatban azonban sokszor nehéz a spektrumuk alapján megkülönböztetni a hedenbergitet a diopszidtól. A legfőbb ásványfázis ez a piroxén együttes.

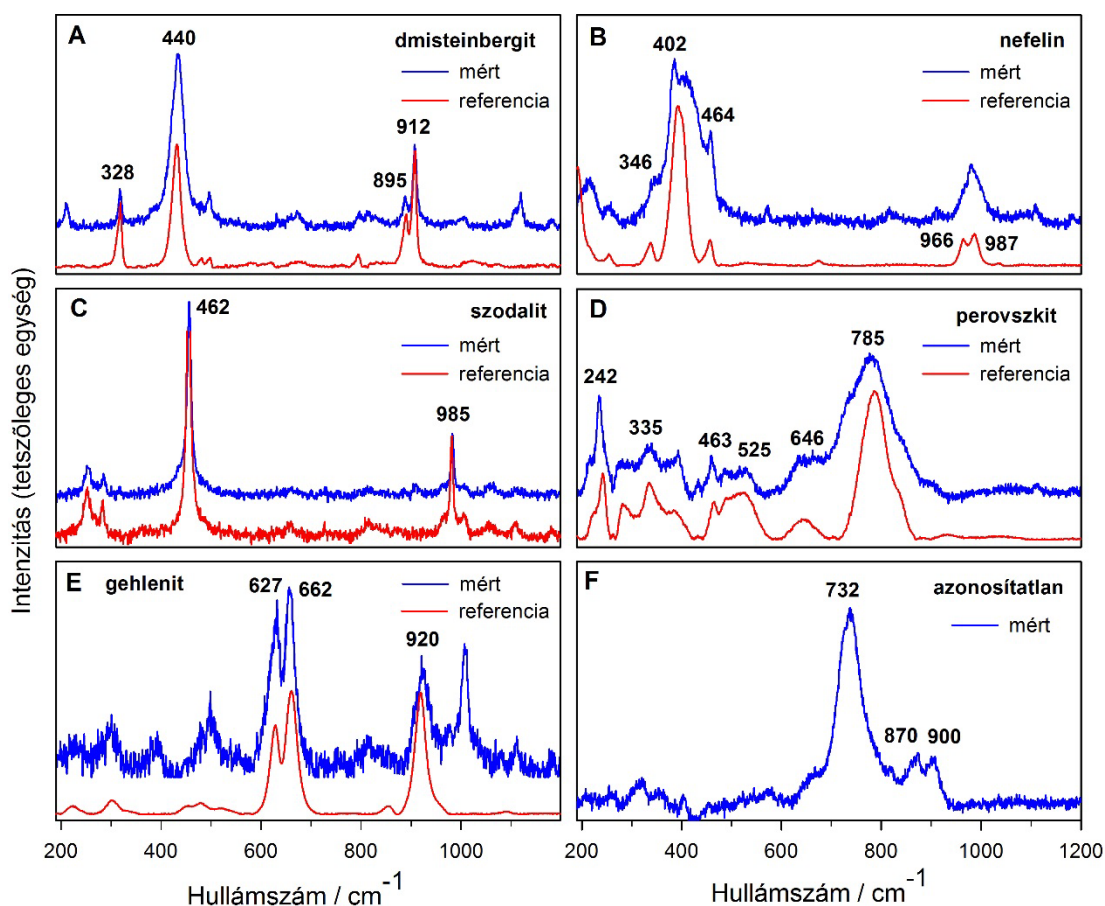


9. ábra A fehér zárványban előforduló ásványfázisok Raman spektrumai irodalmi referenciákkal I.

A diopszid dominál, a hedenbergit sokkal kisebb mennyiségben jelenik meg (11/A ábra). A vizsgált fehér zárványban általánosan elterjedt. Ha az eloszlási térképet jobban szemügyre vesszük, feltűnhet, hogy a zárvány középső részén hézagos a megjelenése. Mivel a csúcspozíciók közel esnek egymáshoz, nem lehetett megfelelő bizonyossággal a spektrumok alapján különválasztani a két ásványt, ezért nem született külön Raman térkép. A diopszid és a hedenbergit előfordulásának pontos felderítésében az elektronmikroszkópos vizsgálatok segíthetnek.

Spinel

A spinel Raman csúcsai 405 és 753 cm^{-1} -nél azonosíthatók (9/C ábra). A piroxénhez hasonlóan szintén általános elterjedésű a CAI-ban, tehát ugyanúgy megtalálható a CAI belsejében, mint annak peremi részein, viszont jóval kisebb mennyiségben fordul elő. Egy apró különbség azonban mégis megfigyelhető az eloszlásban, a fehér zárvány belsejében a spinelek sűrűbben jelennek meg, kisebb halmazokat alkotnak (11/A ábra).



10. ábra A fehér zárványban előforduló ásványfázisok Raman spektrumai irodalmi referenciákkal II.

Perovszkit

Jellegzetes Raman csúcsai 646 és 785 cm^{-1} értékeket vesznek fel (10/D ábra). Szórványosan jelenik meg a zárványban, önálló szemcsékként. Megjelenése a peremeken jellemző, a zárvány belsejében nem található meg. Általában a grosszulár és az anortit mellett fordul elő (11/I ábra).

Azonosítatlan Ca-Al-Ti-oxid

Karakterisztikus csúcsai 732, 870 és 900 cm^{-1} -nél jelentkeznek (10/F ábra). Spektruma a Ca-Al-Ti-oxidokkal mutat hasonlóságot. Jellemző rá, hogy a fehér zárvány peremi részein, pontosabban a mátrix – zárvány határ közelében jelenik meg (11/J ábra).

Grosszulár és andradit

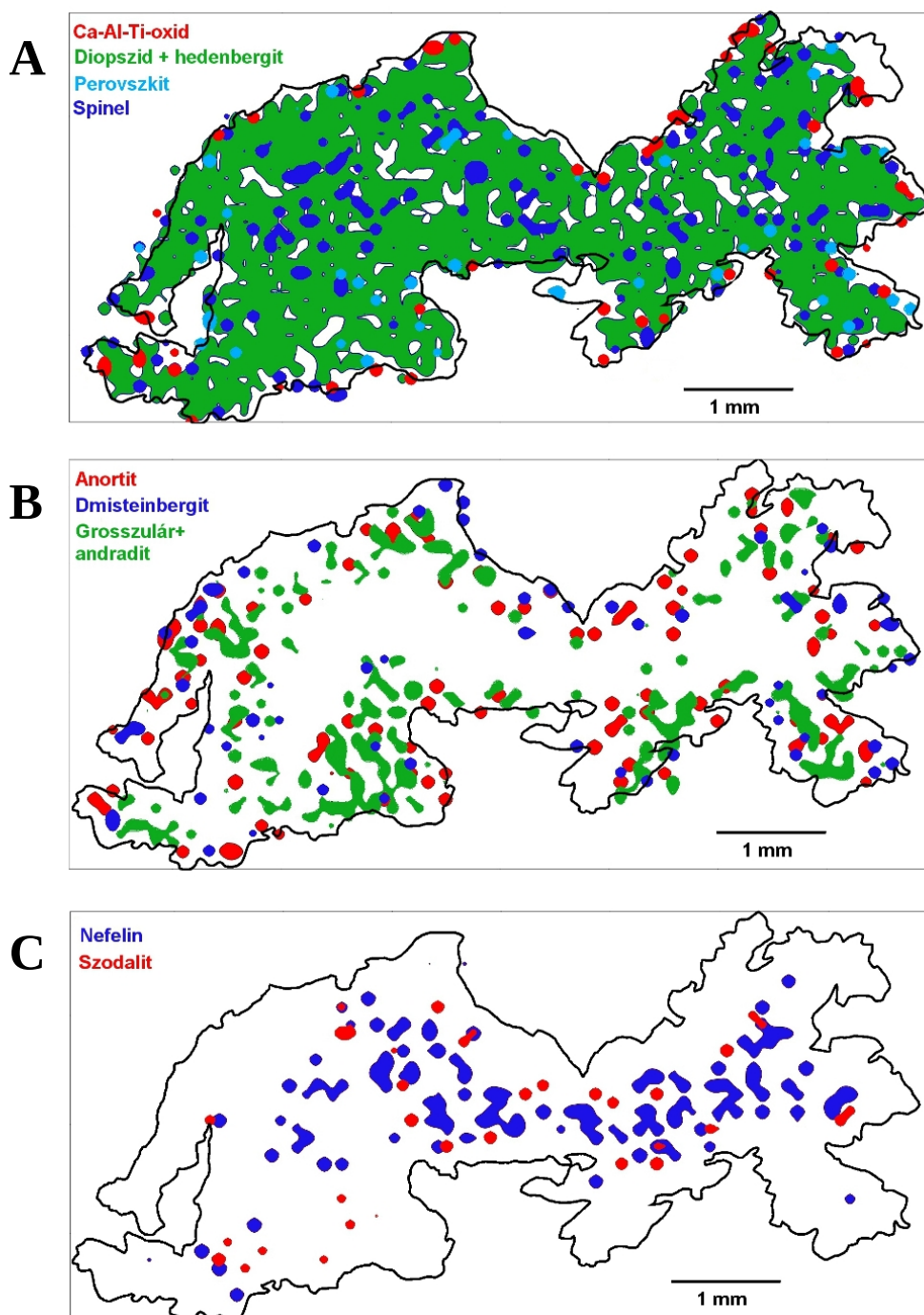
A karakterisztikus Raman csúcsok értékei a grosszulárra: 374, 548, 824 és 880 cm^{-1} (9/D ábra); az andraditra pedig 369, 514, 815, 842 és 873 cm^{-1} (9/E ábra). A két ásványt egy térképen ábrázoltam, ugyanabból az okból, ami a diopszid-hedenbegit esetében is fennállt. A grosszulár – andradit együttes is jelentős. Az előbbiekkal ellentétben a peremi részeken, egy szélesebb sávban jelenik meg (11/B ábra). A CAI belsejében a térképezés során nem találtam grosszulárt. Ez az ásvány összefüggő halmazokat alkot. Az andradit kis mennyiségben, főleg a mátrixhoz közelebbi széleken fordult elő.

Anortit

A jellegzetes Raman csúcsok 487, 504 és 556 cm^{-1} - nál jelennek meg (9/F ábra). A grosszulárhoz képest már kisebb mennyiségben fordul elő, de még így is számottevő. A peremekre korlátozódik az előfordulása. Összefüggő halmazokat nem igazán alkot, inkább kisebb csoportosulásokként és egyedi szemcsékként fordul elő. Az eloszlási térképen jól kirajzolja a CAI alakját (11/B ábra). A grosszulár előfordulását követi.

Dmisteinbergit

Raman csúcsai 328, 440, 895 és 912 cm^{-1} értékeknél rajzolódnak ki (10/A ábra). Az anortitához képest kisebb mennyiségben fordul elő. A peremeken jellemző, általában az anortittal együtt jelenik meg, illetve a grosszulár eloszlását is követi. Csoportosulásokat kevésbé alkot, inkább egyedi szemcsékként jelennek meg (11/B ábra).



11. ábra A nagyméretű spinel-gazdag zárvány Raman térképezésének eredményei: A) Ca-Al-Ti-oxid, diopszid+hedenbergit, perovszkit és spinel fázisok zárványon belüli eloszlása; B) anortit, dmisteinbergit és grosszulár+andradit fázisok zárványon belüli eloszlása; C) nefelin és szodalit fázisok zárványon belüli eloszlása.

Nefelin

Jellemző Raman csúcsai a következők: 402, 464, 966 és 987 cm^{-1} (10/B ábra). A nefelin is számottevő mennyiségben fordul elő. Az előbbi ásványfázisokhoz képest csak a belső területeken lehet megtalálni. Itt halmazokat alkot és a spinel-halmazokkal együtt jelenik

meg, gyakran azokon a területeken, ahol a diopszid eloszlásában hézagok mutatkoznak (11/C ábra).

Szodalit

Raman csúcsai 462 és 985 cm^{-1} értékeknél fordulnak elő (10/C ábra). Kis mennyiségben fordul elő a fehér zárványban. Halmazokat nem alkot. Szórványosan, önálló szemcsékként jelenik meg. Eloszlása a nefelin eloszlását követi, tehát a CAI belsejében bukkan fel, mintegy körbeölelve a nefelinek halmazát (11/C ábra).

Gehlenit

Ez a legritkábban megjelenő fázis, amit Raman mikroszkóp segítségével ki lehetett mutatni. Karakterisztikus csúcsai (627, 662 és 920 cm^{-1}) alapján egyértelműen beazonosítható (10/E ábra). Elszórtan, néhány szemcse formájában jelenik csak meg a fehér zárványban.

4.3. Pásztázó elektron mikroszkópia

Az elektronmikroszkópos vizsgálatokat az indokolta, hogy az optikai mikroszkópia nem bizonyult elegendőnek a fehér zárványok ásványos összetételének, és azok morfológiai megjelenésének vizsgálatára. Ezzel a vizsgálattal az volt a célom, hogy az egyes ásványok szöveti elhelyezkedését és morfológiai jellegzetességeit feltárjam.

Spinel és Ca-Al-Ti-oxid fázis

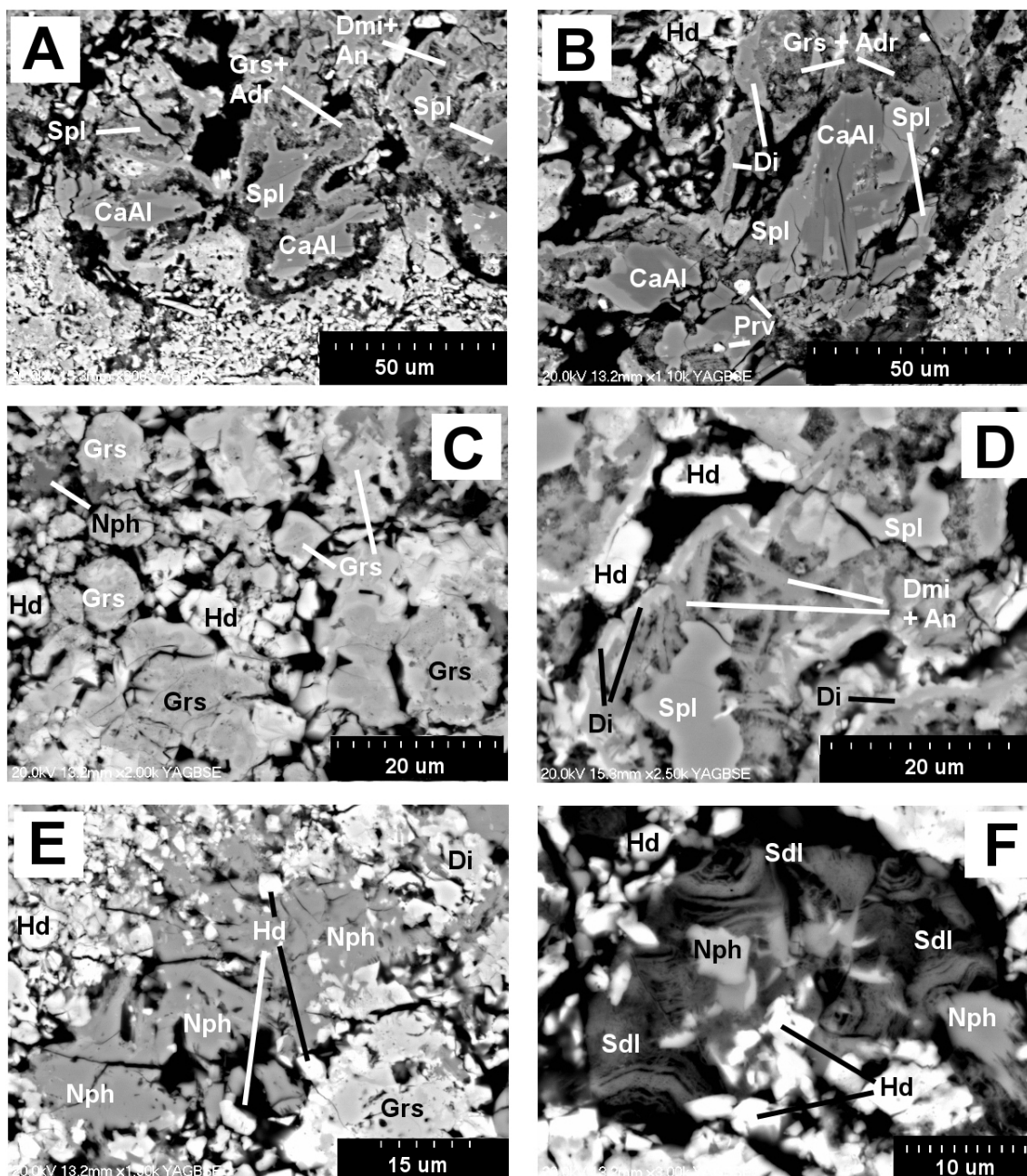
Ez az ásványegyüttes xenomorf szemcséket alkot, ahol visszaoldódásra utaló rezorbeált szegélyek figyelhetők meg a szemcsék peremein. A Ca-Al-Ti-oxid fázis önállóan nem, csak a spinellel együtt, a CAI peremein fordul elő, táblás, léces megjelenésű. A fázis EDS analízis alapján nagymennyiségű Al-t, kisebb mennyiségben Ca-t és Ti-t, nyomokban Mg-t és Fe-t tartalmaz, a Ca/Al arány ~1:10 alakul bennük. A spinel a CAI belsejében is fellelhető, számottevő mennyiségben, itt önálló fázisként jelenik meg (12/A és B ábra).

Grosszulár és andradit

Finomszemcsés bekéregződést alkot a spinel – Ca-Al-Ti-oxid együttesek körül. A bekéregződés vastagsága 5-8 μm . A grosszulár közel saját alakú kristályokként is előfordul a CAI belsőbb részein (12/A, B, C és E ábra).

Anortit és dmisteinbergit

Finomszemcsés aggregátumokként a spinel – Ca-Al-Ti-oxid együtteseket körülvevő grosszuláros-andraditos kéregben figyelhetők meg, gyakran velük egy paragenézisben. A dmisteinbergit tűs, lemezes megjelenéséről könnyen felismerhető a kéregben (12/A és D ábra).



12. ábra A pásztázó elektronmikroszkóppal készült felvételek. Adr-andradit, An-anortit, Di-diopszid, Dmi-dmisteinbergit, Grs-grosszulár, Hd-hedenbergit, Nph-nefelin, Sdl-szodalit, Spl-spinel, valamint CaAl-ként jelöltem a Ca-Al-oxid fázist.

Diopszid és hedenbergit

A legnagyobb mennyiségben ezek a piroxének fordulnak elő a CAI-ban, megjelenésük változatos. A diopszid szegélyekként jelenik meg a grs+adr+dmi+an együttest tartalmazó kergeken.

A hedenbergit általában a diopszid továbbnövekedéseként figyelhető meg, de gyakran a szabad pórusterekben kicsi, fennőtt kristályokként is megjelenik, amelyek saját kristályalakkal bírnak (12/B, D és E ábra).

Perovszkit

Apró – néhány mikronos –, kerekded szemcsékként fordul elő a spinel – Ca-Al-Ti-oxid együttesekben és azok környezetében (12/B ábra).

Nefelin és szodalit

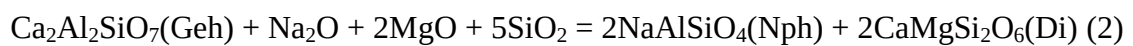
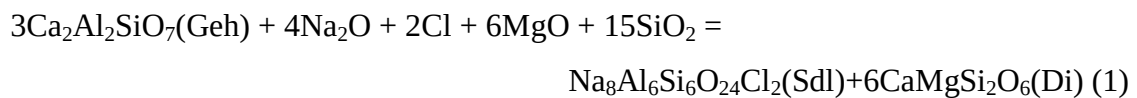
A nefelin táblás, hipidiomorf kristályokként, illetve tömegesen jelenik meg a nagyobb pórusokban, de azokat hézagmentesen nem mindig tölti ki (12/E ábra). A szodalit a nefelinhez közeli helyeken, „fészkekben” szálas – rostot kifejlődésű fázisként van jelen (12/F ábra). A nefelin lényegesen nagyobb mennyiségben található meg, mint a szodalit.

5. Diszkusszió

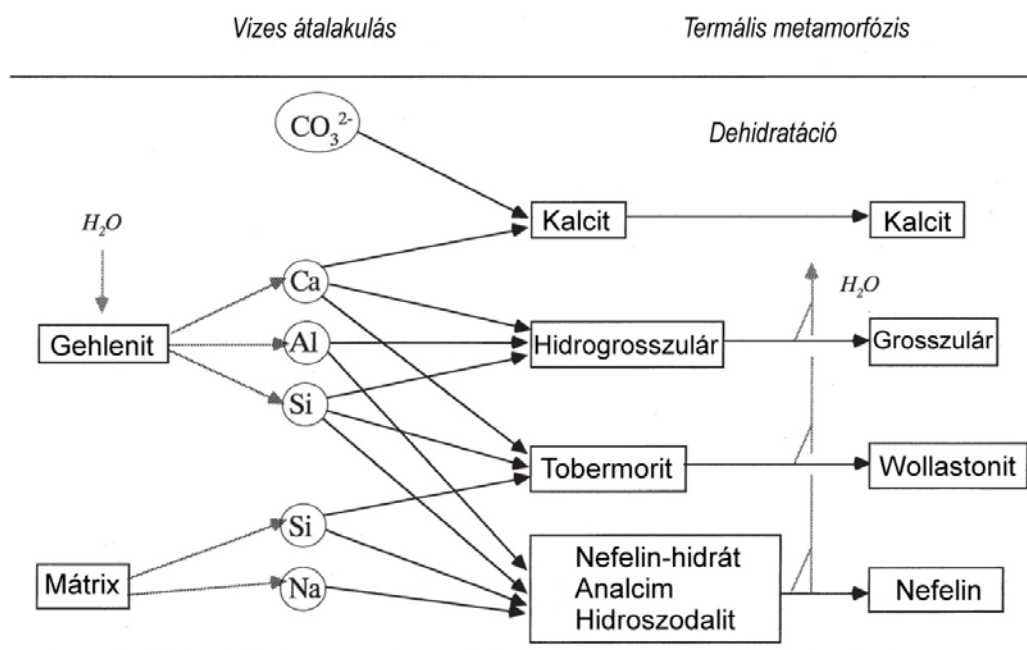
Az NWA 2086 CV3-as kondritban megfigyelt kondrumtípusok mind méretükben mind ásványtani és szöveti jellegzetességeiket tekintve nagy hasonlóságot mutatnak a többi redukált CV3 (Efremovka, Leoville, Mokoia és Vigarano) csoportba tartozó kondritéval (MAY és mtsai 1999; KROT és mtsai. 2002). A mintában megjelenő kondrumtípusok közül a plagioklászban gazdag (PRC) képviseli a legegységibb típust. Itt a fennőtt táblás plagioklászokat tartalmazó magot egy ekvigranuláris porfiros forszterit-klinopiroxén együttesből álló perem veszi körbe, amelyhez hasonló sok redukált CV3-as mintában meg lehet figyelni (KROT és mtsai. 2002). A plagioklász kristályokban gyakori saját alakú spinel zárvány, valamint a sugaras halmazokat alkotó klinopiroxén tük egyaránt megfigyelhetők a Vigarano és az Efremovka meteoritok PRC-iben is (KROT és mtsai. 2002).

A CAI-k közül beazonosított három típus (kompakt A, tömött; finomszemcsés, spinel-gazdag típus; valamint a durvaszemcsés B-típus) a CV3 kondritokban általánosan előfordul, változatos eloszlásban, és összetételben (MACPHERSON, 2003). A részletes vizsgálatok tárgyát képező nagyméretű spinel-gazdag típusba sorolható zárvány több jellemzőjében is eltér az ugyanezen mintában a FINTOR és mtsai (2013) által részletesen vizsgált kompakt A-típustól. Míg a kompakt A-típusú zárványban a melilit+spinel együttes, mint elsődleges fázisok dominálnak, addig a jelen dolgozatban tanulmányozott CAI-ban kisebb mértékben találhatók primer ásványfázisok. A legnagyobb mennyiségben spinel±hibonit ritkábban diopszid képviseli az elsődleges paragenezist, ami mellett a melilit elszórt pici foltokban jelenik csak meg. További fontos különbség, hogy a spinel-gazdag CAI peremét spinel+Ca-Al-Ti-oxid együttes alkotja, szemben a kompakt A-típusúval, ahol Fe-dús spinel a jellemző a zárvány peremén. A peremeken megjelenő spinel+Ca-Al-Ti-oxid együttes jellegzetes szövete olvadékból történt kikristályosodásra utal. Ehhez hasonló szövetet az Efremovka és Leoville CV3-as kondritokban fellelhető spinel-gazdag finomszemcsés zárványok esetében lehet felismerni, ahol léces táblás saját alakú hibonit ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) kristályok találhatók melilitben szigetekként megjelenő spinel alapanyagban (Krot és mtsai, 2004). Annak ellenére, hogy a Raman spektrum alapján a Ca-Al-Ti-oxid fázis nem volt beazonosítható, kémiai összetétele és a benne előforduló elemek aránya ($\text{Ca}:\text{Al} = 1:10$, $\text{Al} > \text{Ca} > \text{Ti} > \text{Mg} > \text{Fe}$) hibonitra utal. Másodlagos ásványfázisok tekintetében az általunk vizsgált spinel-gazdag zárvány nagy hasonlóságot mutat a Fintor és mtsai (2014) által

vizsgált kompakt A-típusú zárvány másodlagos ásványegyüttesével. Mindkét típusban a $di+hd+an+dmi+grs+sdl+nph\pm adr$ a jellemző átalakulási ásványegyüttes, ugyanakkor a spinel-gazdagban a zárvány anyagának döntő többségét ezek a fázisok teszik ki az elsődlegekkel szemben. A zárványban általánosan előforduló nagymennyiségű diopszid-hedenbergit együttes és a nefelin-szodalit fészkek jelenléte magyarázatul szolgálhatnak a melilit hiányára (MACPHERSON, 2003). Ugyanis az eredetileg melilit-gazdag fehér zárvány esetében jellemzőek az olyan utólagos átalakulások, amelyek a melilit túlnyomó részét Ca-klinopiroxénekké és szodalittá (1), valamint nefelinné (2) alakítják (LIN és KIMURA, 2003):



A diopszid tehát átalakulási termékként is megjelenhet a fehérzárványokban. A LIN és KIMURA (2003) által vázolt átalakulás gyakran olyan méreteket ölthet, hogy a melilit elszórt, piciny foltokban marad csak meg.



13. ábra: Hidrotermás hatásra végbemenő átalakulási forgatókönyv Ca-Al-gazdag zárványokban (NOMURA ÉS MIYAMOTO 1998 után módosítva)

NOMURA ÉS MIYAMOTO (1998) laboratóriumi körülmények között vizsgálták az átalakulási folyamatokat. A kísérletekben a gehlenit ($Ca_2Al[AlSiO_7]$) gazdag melilit átalakulását követték nyomon. A gehlenit fluidum hatására bekövetkező bomlása során

Ca, Al és Si ionokat juttat a rendszerbe. Oxidatív körülmények között a szenes kondritokban jelen levő szénből vizes oldatok hatására CO_3^{2-} –ion képződik, amelyből Ca^{2+} ionokkal kalcit fog kikristályosodni (13. ábra).

Redukált körülmények között ugyanakkor Ca, Al és Si jelenlétében hidrogrosszulár $(\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4)$ képződése a jellemző (NOMURA ÉS MIYAMOTO 1998) (13. ábra). Amennyiben a fluidum jelentősebb mennyiségű Na-t és halogéneket (döntően Cl) tartalmazott, Al és Si jelenlétében redukált viszonyok között nefelin-hidrát $(\text{NaAlSiO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O})$, analcim és/vagy hidroszodalit $(\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ képződik (NOMURA ÉS MIYAMOTO 1998). Ezek az ásványok mérsékelt termális metamorfózis során (400-600°C) dehidratálódnak, és vízmentes ásványokká alakulnak, mint pl. nefelinné (és szodalittá) (13. ábra). A kalcit teljes hiánya, a kevés szodalit és nagy mennyiségű nefelin és grosszulár jelenléte a zárvány redukált körülmények közötti átalakulására utal. A megfigyelt másodlagos ásványegyüttesek arra utalnak, hogy az általunk vizsgált zárvány a vázolt forgatókönyvhöz hasonló folyamatot szenvedett el.

A lejátszódott folyamatokból azt is megfigyelhetjük, hogy esetünkben nem minden reakció játszódott le, tobermoritot, illetve wollastonitot sem mutattunk ki a zárványban. Tehát a vizes átalakulások csak a grosszulár fázisig jutottak. A tobermorit/wollastonit hiánya arra enged következtetni, hogy ezen ásványok fluidum hatására történő átalakulására már nem jutott elég idő, mivel a kis égitest olyan környezetbe került, hogy a mérsékelt termális metamorfózis megakadályozta a további kristályosodást, valamint elindította a már meglévő víztartalmú ásványok dehidratációját (NOMURA ÉS MIYAMOTO 1998). A grosszulár kristályok andraditos szegélye valamint a pórusokban fennőtt kristályokként megjelenő hedenbergit a vas fluidum általi migrációját feltételezi zárvány körüli mátrix anyagból (MACPHERSON és mtsai, 1988; BREARLEY és JONES, 1998). Elsődleges fázisként csak a spinel, a kisméretű és -mennyiségű perovszkit, valamint a spinel – hibonit együttes maradt meg, mely fázisok igen ellenállóak a hidrotermás átalakulásokkal szemben (NOMURA ÉS MIYAMOTO 1998).

Mindezek alapján fennáll a lehetősége, hogy a meteorit még a szülőégitestjén belül ún. vas-alkáli-halogén metasomatózist szenvedett el, aminek a nyomait már több szenes kondrit esetében is kimutatták. (MACPHERSON és mtsai, 1988; BREARLEY és JONES, 1998). Annak tisztázására, hogy az ilyen átalakulásokhoz szükséges ionokat (Na, Fe, Si, Mg) milyen folyamatok szolgáltatták, részletesebb kémiai és stabilizotópos vizsgálatok elvégzése szükséges.

6. Irodalomjegyzék

- ALÉON J., KROT A. N. és MCKEEGAN K. D. (2002a) Calcium–aluminum-rich inclusions and amoeboid olivine aggregates from the CR carbonaceous chondrites. *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 1729–1755.
- AMELIN Y., KROT A. N., HUTCHEON I. D. és ULYANOV A. A. (2002) Lead isotopic ages of chondrules and calcium–aluminum-rich inclusions. *Science* 297, 1678–1683.
- BECKETT J. R. (1986) The origin of calcium-, aluminum-rich inclusions from carbonaceous chondrites: an experimental study. PhD Dissertation, University of Chicago, 373.
- BECKETT J. R. és STOLPER E. (1994) The stability of hibonite, melilite and other aluminous phases in silicate melts: implications for the origin of hibonite-bearing inclusions from carbonaceous chondrites. *Meteoritics* 29, 41–65.
- BISCHOFF A., PALME H., ASH R. D., CLAYTON R. N., SCHULTZ L., HERPERS U., STÖFFLER D., GRADY M. M., PILLINGER C. T., SPETTEL B., WEBER H., GRUND T., ENDREß M. és WEBER D. (1993) Paired Renazzo-type (CR) carbonaceous chondrites from the Sahara. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1587–1603.
- BISCHOFF A. (1998) Aqueous alteration of carbonaceous chondrites: evidence for preaccretionary alteration—a review. *Meteorit. Planet. Sci.* 33, 1113–1122.
- BREARLEY A. J. (1999) Origin of graphitic carbon and pentlandite inclusions in matrix olivines in the Allende meteorite. *Science* 285, 1380–1382.
- BREARLEY, A. J. (2003) Nebular vs. parent body processing of chondritic meteorites. In ‘Treatise on Geochemistry’, Cosmochemistry Vol. 1. Editors Holland and Turekian. Elsevier, 247–268.
- BREARLEY A. J. és Krot A. N. (2013) *Metasomatism in the Early Solar System: The Record from Chondritic Meteorites* Springer Berlin Heidelberg 659–789.
- BREARLEY A. J. and Jones R. H. (1998) Chondritic meteorites. In *Planetary Materials, Reviews in Mineralogy* (ed. J. J. Papike). Mineralogical Society of America, Washington, DC, vol. 36, chap. 3, pp. 3–1–3–398.
- CSEREPES László és PETROVAY Kristóf (2002), *Kozmikus fizika*, ELTE egyetemi jegyzet, kézirat, 120–136.
- CHIZMADIA L. J., RUBIN A. E. és WASSON J. T. (2002) Mineralogy and petrology of amoeboid olivine inclusions in CO3 chondrites: relationship to parent-body aqueous alteration. *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 1781–1796.
- CIESLA F. J., LAURETTA D. S., COHEN B. A. és HOOD L. L. (2003) A nebular origin for chondritic fine-grained phyllosilicates. *Science* 299, 549–552.
- CLARKE R. S., Jr., JAROSEWICH E., MASON B., NELEN J., GOMEZ M. és HYDE J. R. (1970) The Allende, Mexico, meteorite shower. *Smithson. Contrib. Earth Sci.* 5, 1–30.
- COHEN R. E., KORNACKI A. S. és WOOD J. A. (1983) Mineralogy and petrology of chondrules and inclusions in the Mokoia CV3 chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1739–17
- DAVIS A. M. and RICHTER F. M. (2003) Condensation and evaporation of solar system materials. In *Meteorites, Comets and Planets*, vol. 1 (ed. A.M. Davis), *Treatise on Geochemistry*, vol. 341 (eds. H. D. Holland and K. K. Turekian). Elsevier, 1935, Oxford, pp. 407–430.

- DOWNES R.T. (2006) The RRUFF Project: An integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals. Program and Abstracts of the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association in Kobe, Japan. O03-13.
- EBEL D.S. (2006) Condensation of rocky material in astrophysical environments.. In *Meteorites and the Early Solar System II*, (D. Lauretta et al., eds.) University Arizona, Tucson. p. 253-277
- FINTOR K., WALTER H., NAGY Sz. (2013) Petrographic and Micro-Raman Analysis of Chondrules and (Ca, Al) Rich Inclusions of NWA 2086 CV3 Type Carbonaceous Chondrite, Lunar and Planetary Science, 44, 1152.
- FINTOR K., PARK C., NAGY S., PÁL-MOLNÁR E. and KROT A. N. (2014), Hydrothermal origin of hexagonal $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (dmisteinbergite) in a compact type A CAI from the Northwest Africa 2086 CV3 chondrite. *Meteoritics & Planetary Science*. doi: 10.1111/maps.12294
- GROSSMAN L. és LARIMER J. W. (1974) Early chemical history of the solar system. *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 71–101.
- GROSSMAN, L. (1975) Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 433-454.
- GROSSMAN L. és STEELE I. M. (1976) Amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 149–155.
- GROSSMAN J. N., MACPHERSON G. J. és CROZAZ G. (1993) LEW87223: a unique E chondrite with possible links to H chondrites. *Meteoritics* 28, 358.
- GROSSMAN J. N. (1994) The Meteoritical Bulletin, No. 76: the US Antarctic Meteorite Collection. *Meteoritics* 29, 100–143.
- HASHIMOTO A. és GROSSMAN L. (1987) Alteration of Al-rich inclusions inside amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1685–1704.
- HUA X. és BUSECK P. R. (1995) Fayalite in the Kaba and Mokoia carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 563–587.
- HUSS G. R., RUBIN A. E. és GROSSMAN J. N. (2006) Thermal metamorphism in chondrites, In *Meteorites and the Early Solar System II* (ed. by D. Lauretta, L. A. Leshin and H. Y. McSween), Univ. Arizona Press, Tucson, 567-586.
- IRELAND T. R. és FEGLEY B., Jr. (2000) The solar system's earliest chemistry: systematics of refractory inclusions. *Int. Geol. Rev.* 42, 865–894.
- JAROSEWICH E., CLARKE R. S. J. és BARROWS J. N. (1987) The Allende meteorite reference sample. *Smithson. Contrib. Earth Sci.* 27.
- JONES R. H., GROSSMAN J. N., RUBIN A. E. (2005) Chemical, mineralogical és isotopic properties of chondrules: clues to their origin. In: Reipert B, Krot AN, Scott ERD (eds) *Chondrites and the protoplanetary disk*, vol 341. AIP Conference Series, San Francisco, 251–285.
- KELLER L. P. és BUSECK P. R. (1991) Calcic micas in the Allende meteorite: evidence for hydration reactions in the early solar nebula. *Science* 252, 946–949.
- KELLER L. P., THOMAS K. L., CLAYTON R. N., MAYEDA T. K., DEHART J. M. és MCKAY D. S. (1994) Aqueous alteration of the Bali CV3 chondrite: evidence from mineralogy, mineral chemistry, and oxygen isotopic compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 5589–5598.

- KERESZTURI A. és BLUMBERGER Z. (2013) Processing in Early Planetesimals: Evidences from a CV Chondrite on Fragmentation, Reaccumulation and Hydrothermal Alteration, LPI Contribution No. 1768, p. 8044.
- KERRIDGE J. F. és BUNCH T. E. (1979) Aqueous activity on asteroids: evidence from carbonaceous chondrites. In *Asteroids* (ed. T. Gehrels). University of Arizona Press, Tucson, 745–764.
- KIMURA M. és IKEDA Y. (1998) Hydrous and anhydrous alterations of chondrules in Kaba and Mokoia CV chondrites. *Meteorit. Planet. Sci.* 33, 1139–1146.
- KOMATSU M., KROT A. N., PETAEV M. I., ULYANOV A. A., KEIL K. és MIYAMOTO M. (2001) Mineralogy and petrography of amoeboid olivine aggregates from the reduced CV3 chondrites Efremovka, Leoville, and Vigarano: products of nebular condensation, accretion, and annealing. *Meteorit. Planet. Sci.* 36, 629–641.
- KROT A. N., SCOTT E. R. D. és ZOLENSKY M. E. (1995) Mineralogic and chemical variations among CV3 chondrites and their components: nebular and asteroidal processing. *Meteoritics* 30, 748–775.
- KROT A. N., PETAEV M. I., SCOTT E. R. D., CHOI B.-G., ZOLENSKY M. E. és KEIL K. (1998) Progressive alteration in CV3 chondrites: more evidence for asteroidal alteration. *Meteor. Planet. Sci.* 33, 1065–1085.
- KROT N., A., HUTCHEON, D., I. és KEIL, K. (2002) Plagioclase-rich chondrules in the reduced CV chondrites: Evidence for complex formation history and genetic links between calcium-aluminum-rich inclusions and ferromagnesian chondrules *Meteoritics & Planet. Sci.*, 37, 155–182.
- KROT A. N., MACPHERSON G. J., ULYANOV A. A. és PETAEV M. I. (2004) Fine-grained, spinel-rich inclusions from the reduced CV chondrites Efremovka and Leoville: I. Mineralogy, petrology and bulk chemistry. *Meteoritics and Planetary Science* 39, 1517–1553
- KURAT G., HOINKES G. és FREDRIKSSON K. (1975) Zoned Ca–Al-rich chondrule in Bali: new evidence against the primordial condensation model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 140–144.
- LIN és KIMURA, (2003): Ca–Al-rich inclusions from the Ningqiang meteorite: Continuous assemblages of nebular condensates and genetic link to Type B inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 67, No. 12, pp. 2251–2267
- MA C., KROT A. N., és BIZZARRO M. 2013. Discovery of dmisteinbergite (hexagonal $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) in the Allende meteorite: A new member of refractory silicates formed in the solar nebula. *American Mineralogist* 98:1368–1371.
- MACPHERSON G. J. és GROSSMAN L. (1979) Melted and non-melted coarse-grained Ca – Al-rich inclusions in Allende. *Meteoritics* 14, 479–480.
- MACPHERSON G. J. és GROSSMAN L. (1981) A once-molten, coarse-grained, Ca-rich inclusion in Allende. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52, 16–24.
- MACPHERSON G. J. és GROSSMAN L. (1984) Fluffy Type-A inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 29–46.
- MACPHERSON G. J., WARK D. A. és ARMSTRONG J. T. (1988) Primitive materials surviving in chondrites: refractory inclusions. In *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews). University of Arizona Press, Tucson, 746–807.

- MACPHERSON G. J. (2003) Calcium–aluminum-rich inclusions in chondritic meteorites. In: Davis A. M. (ed) *Meteorites, comets, and planets meteorites, comets, and planets*, vol 1. Elsevier-Pergamon, Oxford, 201–241.
- MACPHERSON G. J., SIMON S. B., DAVIS A. M., GROSSMAN L., KROT A. N. (2005) Calcium-Aluminum-rich inclusions: major unanswered questions. In: Reipert B, Krot AN, Scott ERD (eds) *Chondrules and the protoplanetary disk*, vol 341. AIP Conference Series, San Francisco, 225–250.
- MANNINGS V., BOSS A. P. és RUSSELL S. S. (2000) *Protostars and Planets IV*. University of Arizona Press, Tucson, 897–1018.
- MAY C., RUSSELL S. S. és GRADY M. M. 1999. Analysis of chondrule and CAI size and abundance in CO3 and CV3 chondrites: a preliminary study (abstract). 30. Lunar and Planetary Science Conference #1688.
- MC SWEEN H. Y. Jr. (1977b) Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 1777–1790.
- METZLER K., BISCHOFF A. és STÖFFLER D. (1992) Accretionary dust mantles in CM chondrites: evidence for solar nebula processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2873–2897.
- NOMURA K., MIYAMOTO M. 1998. Hydrothermal experiments on alteration of Ca-Al-rich inclusions (CAIs) in carbonaceous chondrites: Implication for aqueous alteration in parent asteroids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 62, No. 21/22, pp. 3575–3588.
- REES, Martin (2005), Univerzum; Euromedia Group Hungary Kft., IKAR, Budapest, 116–119.
- RUBIN A. E., KEIL K. és SCOTT E. R. D. (1997) Shock metamorphism of enstatite chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 847–858.
- RUSSELL, S.S., ZOLENSKY, M., RIGHTER, K., FOLCO, L., JONES, R., CONNOLLY, H.C., GRADY, M.M., és GROSSMAN, J.N. 2005. *Meteoritics & Planetary Science* 40:A201-A263.
- SCHWANDER, D., BERG, T., SCHÖNHENSE, G., PALME, H. és OTT, U. (2013). Clues to the Formation History of Refractory Metal Nuggets. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 44, page 1959.
- SCOTT E. R. D. (1988) A new kind of primitive chondrite, Allan Hills 85085. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 1–18.
- SCOTT E. R. D. és KROT A. N. (2003) Chondrites and their Components, In ‘*Treatise on Geochemistry*’, Cosmochemistry Vol. 1. Editors Holland and Turekian. Elsevier, 144–190.
- SEARS D. W. G., HASAN F. A., BATCHELOR J. D. és LU J. (1991) Chemical and physical studies of type 3 chondrites: XI. Metamorphism, pairing, and brecciation of ordinary chondrites. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 21, 493–512.
- SIMON S. B., GROSSMAN L., CASANOVA I., SYMES S., BENOIT P., SEARS D. W. G. és WACKER J. F. (1995) Axtell, a new CV3 chondrite find from Texas. *Meteoritics* 30, 42–46.
- SIMON S. B., DAVIS A. M., GROSSMAN L. és MCKEEGAN K. D. (1999) Origin of compact type A refractory inclusions from CV3 carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 1233–1248.
- STOLPER E. és PAQUE J. (1986) Crystallization sequences of Ca–Al-rich inclusions from Allende: the effects of cooling rate and maximum temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 1785–1806.

- STOLPER E. (1982) Crystallization sequences of Ca–Al-rich inclusions from Allende: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2159–2180.
- STÖFFLER D., KEIL K. és SCOTT E. R. D. (1991) Shock metamorphism in ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845–3867.
- VAN SCHMUS W. R. és WOOD J. A. (1967) A chemicalpetrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 747–765.
- WARK D. A. és LOVERING J. F. (1977) Marker events in the early evolution of the solar system: evidence from rims on Ca–Al-rich inclusions from carbonaceous chondrites. *Proc. 8th Lunar Planet. Sci. Conf.* 95–112.
- WARK D. A. és LOVERING J. F. (1982) The nature and origin of type B1 and B2 Ca–Al-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2581–2594.
- WARK D. A., BOYNTON W. V., KEAYS R. R. és PALME H. (1987) Trace element and petrologic clues to the formation of forsterite-bearing Ca–Al-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 607–622.
- WEBER D. és BISCHOFF A. (1997) Refractory inclusions in the CR chondrite Acfer 059-El Djouf 001: petrology, chemical composition, and relationship to inclusion populations in other types of carbonaceous chondrites. *Chem. Erde* 57, 1–24.
- WEISBERG M. K., PRINZ M., CLAYTON R. N., és MAYEDA T. K. (1997a) CV3 chondrites: three subgroups, not two. *Meteorit. Planet. Sci.* 32, 138–139.
- WEISBERG M.K., MCCOY T.J., KROT A. N. (2006) Systematics and evaluation of meteorite classification. In: Lauretta DS, McSween HY Jr (eds) *Meteorites and the early solar system II*. Arizona University Press, Tucson, 19–52.
- WHITNEY, D. L. és EVANS, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187
- WLOTZKA F. (1993) A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics* 28, 460.
- ZOLENSKY M. és MCSWEEN H. Y., Jr. (1988) Aqueous alteration. In *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews). University of Arizona Press, Tucson, 114–143.
- ZOLENSKY M. E., BARRETT T. és BROWNING L. (1993) Mineralogy and composition of matrix and chondrule rims in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 3123–3148.

Internetes hivatkozások:

- Appendix Part V., Refractory phases, http://www.meteoritestudies.com/protected_append5.htm
- BÉRCZI Szaniszló (2008) Kis atlasz a Naprendszeréről (11): Kőzetcsövek a Naprendszerben <http://planetologia.elte.hu/atlasz/atlasz11.pdf>
- http://jupiter.plymouth.edu/~sci_ed/Turski/Courses/Earth_Science/Intro.html
- http://www.meteoritetimes.com/Back_Links/2008/march/Accretion_Desk.htm, Meteorite Times Magazine
- RRUFF adatbázis, <http://rruff.info>

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, **Dr. Fintor Krisztiánnak** az irodalmazásban, a műszeres mérések és az eredmények kiértékelése során nyújtott rengeteg segítségéért, valamint türelméért. Nélküle ez a dolgozat nem születhetett volna meg. Hasznos tanácsaiért, észrevételeiért köszönet illeti **Dr. Pál-Molnár Elemért**.

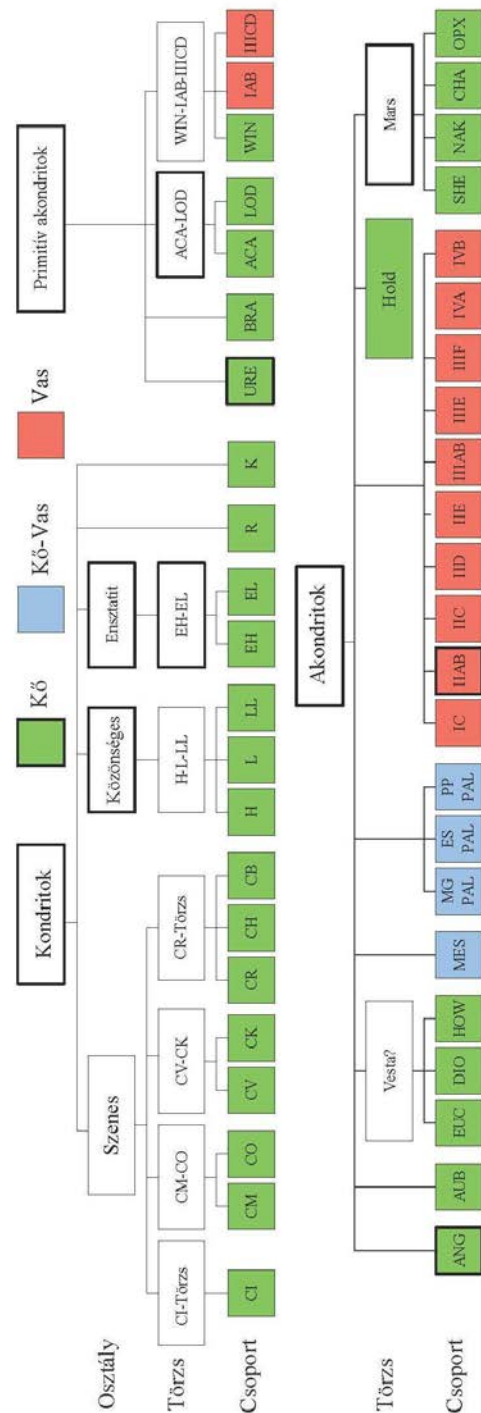
Köszönettel tartozom **Nagy Szabolcsnak**, hogy az NWA 2086-os mintát rendelkezésemre bocsátotta.

Szeretném megköszönni **Bencsik Attilának** a csiszolatok elkészítését.

Köszönöm **Dr. Schubert Félixnek**, hogy a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok megvalósulhattak.

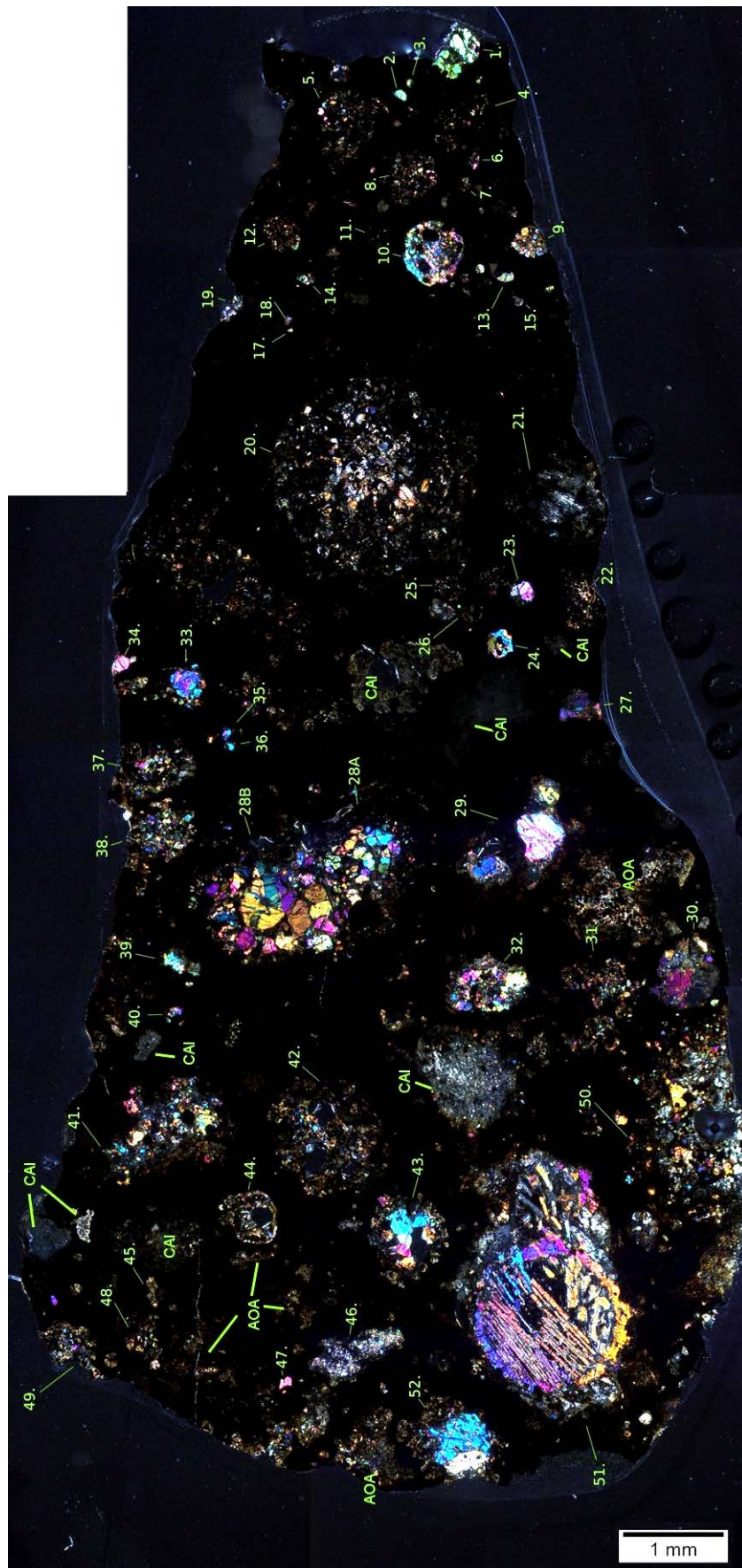
Végül, de nem utolsó sorban hálával tartozom családomnak, hogy tanulmányaimat támogatták és barátaimnak, akikre mindig számíthatok.

Mellékletek

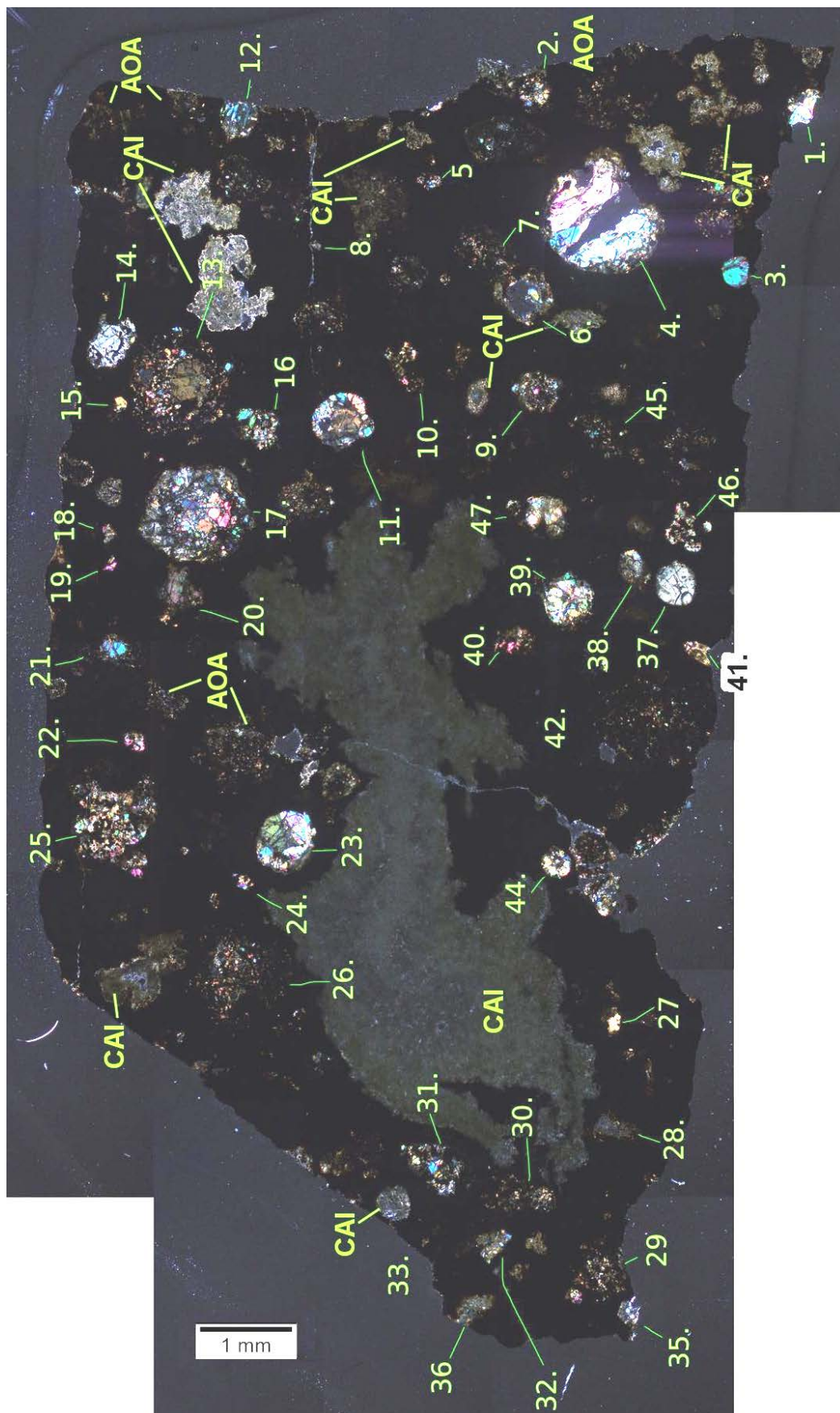


URE — ureilitiek, ACA — acapulcoiták, LOD — lodranitok, ANG — angritok, AUB — aubritok, BRA — brachinitok, WIN — winonitok, HED — howardit-eukrit-diogenitok, MES — mezoszideritok, MG PAL — főcsoport (main-group) pallazitok, ES PAL — Eagle Station pallazitok, PP PAL — piroxén pallazitok, SHE — shergottitok, NAK — nakhlitok, CHA — chassignitok, OPX — ortopiroxénitok, I — vas (iron); C — szenes (carbonaceous); H — magas vas tartalom (high iron); L — alacsony vas tartalom (low iron)

1. melléklet A meteoritok osztályozása (WEISBERG, 1995 alapján)



2. melléklet Az NWA 2086 CV3 típusú szenes kondrit 1. sz. csiszolata. A kondrumok (színes) 1-52-ig vannak számozva. AOA – amőboid olivin aggregátumok, CAI – fehér zárványok.



3. melléklet Az NWA 2086 CV3 típusú szenes kondrit 2. sz. csiszolata. A kondrumok (színes) 1-47-ig vannak számozva. AOA – amöboid olivin aggregátumok, CAI – fehér zárványok.



4. melléklet A nagyméretű fehér zárvány Raman térképezéséhez használt részszezmensei

1. Függelék

Dolgozatomat a Szegedi Tudományegyetem Természettudományi és Informatikai Karának, Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszékén készítettem.

Kijelentem, hogy a dolgozat saját munkám eredménye, és csak a hivatkozott forrásokat (szakirodalom, eszközök, stb.) használtam fel.

A feldolgozott minta beszerzését a témavezetőm, dr. Fintor Krisztián koordinálta, a vékonycsiszolatokat Bencsik Attila készítette el. A Raman felvételezést szintén témavezetőm végezte, az elektronmikroszkópos mérések pedig dr. Schubert Félix és a témavezetőm segítségével jöttek létre.

A dolgozatban nyújtott önálló munkám:

- szakirodalmi feldolgozás,
- a vékonycsiszolatok petrográfiai kiértékelése,
- a Raman felvételezésből származó adatok feldolgozása, és a Raman térképek elkészítése, valamint
- az elektronmikroszkópos felvételek kiértékelése a témavezetőm útmutatási alapján.

Napjainkban kiemelt kutatási téma a víz jelenlétének és szerepének vizsgálata a Naprendszerben. Ezáltal bővíthetjük ismereteinket a Naprendszer kialakulásával és fejlődéstörténetével kapcsolatban. A kutatásokban fontos szerepet kapnak a szenes kondritok, ezen belül is azok Ca-Al-gazdag zárványai, mivel ezek az apró égitestek tükrözik leghűebben a Naprendszer kialakulásakor meglévő elemösszetételt. A Raman spektroszkóp az utóbbi tíz év innovatív mikroanalitikai eszköze a Ca-Al-gazdag zárványok ásványos összetételének vizsgálatában, amely számos lehetőséggel szolgálhat. Fontos megemlíteni, hogy képes kimutatni az ásványokban kötésben levő ún. kristályvizet, ezért igen alkalmas a kis égitestben végbement hidrotermás átalakulások kimutatásához. A Ca-Al-gazdag zárványok ilyen módon történő térképezésére nem találtunk szakirodalmi példát.

2015. január 06.