



**TURUN
YLIOPISTO**

Matemaattis-luonnontieteellinen
tiedekunta

Kivimeteorittien kemiallinen ja petrologinen luokittelu

Miro Mäkinen

Geologia
LuK-tutkielma
Laajuus: 7 op

10.6.2024

Turku

Turun yliopiston laatujärjestelmän mukaisesti tämän julkaisun alkuperäisyys on tarkastettu
Turnitin OriginalityCheck -järjestelmällä.

LuK-tutkielma

Pääaine: Geologia

Tekijä(t): Miro Mäkinen

Otsikko: Kivimeteoriittien kemiallinen ja petrologinen luokittelu

Ohjaaja(t): Teemu Vehkamäki, Laura Kotomaa

Sivumäärä: 55 sivua + liitteet 2 sivua

Päivämäärä: 10.6.2024

Meteoriitit ovat suhteellisen helposti saatavilla olevia näytteitä toisilta taivaankappaleilta. Niiden avulla voidaan saada tietoa Aurinkokunnan varhaisista kehitysvaiheista ja geologisista prosesseista erilaisilla asteroideilla ja planetaarisilla kappaleilla kuten Kuussa ja Marsissa. Analysoituja ja luokiteltuja meteoriitteja on tieteellisissä kokoelmissa saatavilla jo noin 74000 kappaletta. Tutkielmassa käydään läpi lyhyesti tärkeimpiä kivimeteoriittien luokittelumenetelmiä ja luokkia. Kivimeteoriittien luokittelussa olennaisin jako tapahtuu sekä niiden petrologisten, että kemiallisten ominaisuuksien perusteella kondriitteihin ja akondriitteihin. Kondriitit eivät protoplanetaarisessa kiekossa kasaututtuaan altistuneet planetaariselle differentiaatiolle. Ne koostuvat suhteellisen muuttumattomista protoplanetaarisen kiekon komponenteista ja tarjoavat tietoa siinä vallinneista olosuhteista. Akondriitit puolestaan ovat muodostuneet enemmän ja vähemmän kehittyneissä magmaattisissa ympäristöissä. Meteoriittien iänmääritykset ovat avanneet Aurinkokunnan varhaisen kehityksen kulkua, mutta ne ovat myös yhdessä tarkempien analyysimenetelmien kanssa herättäneet lisäkysymyksiä muun muassa kondriittien muodostumisesta ja niiden paikasta Aurinkokunnan kehityksessä. Kondriittien voikin joidenkin mallien mukaan katsoa koostuvan pitkälti varhaisen ja kaoottisen planeetanmuodostuksen sivutuotteista. Työssä pyrittiin myös antamaan luokitus kondriittiseksi meteoriitiksi oletetulle kappaleelle sen petrografian ja kemiallisen koostumuksen perusteella. Kappale osoittautui analyysien perusteella selkeästi meteoriitiksi ja myös tarkemman luokituksen antaminen oli mahdollista tietysin varauksin. Todennäköisesti meteoriitti on kemiallista ryhmää LL ja petrologista tyyppiä 4 tai 5 edustava tavallinen kondriitti.

Avainsanat: meteoriitit, kondriitit, akondriitit

Sisällysluettelo

1	Johdanto	4
2	Yleiset ominaisuudet.....	6
2.1	Meteoriittien putoaminen.....	6
2.2	Fysikaaliset ominaisuudet	7
2.3	Meteoriittien luokittelu.....	8
3	Kivimeteoriittien kemialliset ja petrologiset ominaisuudet	11
3.1	Kemiallinen koostumus	11
3.1.1	Alkuaineet.....	11
3.1.2	Isotoopit	12
3.2	Kondriittien petrologia.....	14
3.2.1	Kondriittien muodostuminen	14
3.2.2	Kondrien ominaisuudet.....	18
3.3	Kondriittien metamorfoosi ja petrologiset tyypit.....	21
3.3.1	Sekundaariset prosessit	21
3.3.2	Petrologiset tyypit	22
3.4	Shokkimetamorfoosi ja breksioituminen.....	24
3.5	Akondriittien petrologia.....	24
3.6	Meteoriittien iänmääritykset	25
4	Kivimeteoriittien luokittelu.....	28
4.1	Luokittelun terminologia.....	28
4.2	Kondriittiset meteoriitit.....	28
4.2.1	Tavalliset kondriitit.....	28
4.2.2	Hiilikondriitit	30
4.2.3	Muut kondriitit.....	32
4.3	Akondriittiset meteoriitit.....	33
4.3.1	Primitiiviset akondriitit	33
4.3.2	Muut akondriitit	34
4.3.3	HED-klaani	34
4.3.4	Kuu- ja Mars-meteoriitit	35
5	Aineisto ja menetelmät	37

5.1	Näyte ja näytteenkäsittely	37
5.2	Optinen petrografia	37
5.3	XRF-analyysit.....	38
6	Tulokset ja tulosten tarkastelu	39
6.1	Petrologia	39
6.1.1	Kondrit ja silikaatit	39
6.1.2	Opaakit.....	43
6.1.3	Fosfaatit	44
6.2	Kemiallinen koostumus	45
7	Keskustelu.....	47
	Lähdeluettelo	49
	Liite 1.....	56
	Liite 2.....	57

1 Johdanto

Meteoriitit ovat perinteisen määritelmän mukaan avaruudesta Maahan pudonneita kiinteitä kappaleita (Rubin & Grossman 2010). Koska meteoriitteja on kuitenkin löydetty myös Kuusta ja Marsista, Rubin & Grossman (2010) määrittelevät meteoriitin luonnolliseksi kappaleeksi, joka itsessään on peräisin kappaleesta, joka on kulkeutunut luonnollisin tavoin muodostumisympäristössään vallitsevan painovoiman vaikutuksen ulkopuolelle ja törmännyt sen jälkeen mihin tahansa itseään suurempaan luonnolliseen tai keinotekoiseen kappaleeseen, mukaan lukien kappaleeseen, jolta meteoriitti on peräisin. Nämä taivaankappaleet ovat heidän määritelmänsä mukaisesti joko meteoroideja, tai näitä suurempia kappaleita, eli asteroideja. He määrittelevät meteoroidien kokoluokaksi $10\ \mu\text{m} - 1\ \text{m}$. Alle $10\ \mu\text{m}$ kokoiset kappaleet luokitellaan tämän määritelmän mukaan pölyksi, kun taas yläraja perustuu nykyaikaisten astronomisten havaintolaitteistojen kykyyn erottaa taivaankappaleita, joita todennäköisesti nimitetään joka tapauksessa asteroideiksi niiden koosta riippumatta (Rubin & Grossman 2010). Vuodesta 2008 alkaen vuoteen 2023 tunnetaan 7 tapausta, joissa asteroidi on havaittu ennen törmäystä Maahan (Clark *et al.* 2023). Näistä tapauksista kolmesta on kerätty talteen meteoriitteja (Jenniskens *et al.* 2009; Jenniskens *et al.* 2021; Bischoff *et al.* 2023).

Meteoriitit nimetään niiden löytöpaikan mukaan (Krot *et al.* 2014). Alueilla, joilta on löydetty useita meteoriitteja, käytetään nimeämisessä numerosarjoja ja lyhenteitä (Krot *et al.* 2014). Meteoriitteja, joiden putoaminen on havaittu ja jotka on korjattu talteen tämän jälkeen, kutsutaan putouksiksi (Krot *et al.* 2014). Meteoriitit, joita ei ole yhdistetty putouksiin, ovat puolestaan löytöjä (Krot *et al.* 2014). Meteoriitit tarjoavat tärkeää aineistoa Aurinkokunnan ja sen kappaleiden, mukaan lukien Maan varhaisten kehitysvaiheiden tutkimukseen. Ne ovat verrattain runsaslukuisia ja helposti saatavilla verrattuna avaruusluotaimilla suoritettuihin näytteenhakuihin toisilta taivaankappaleilta. Haittapuolena on meteoriittien alttius maanpäälliselle rapautumiselle ja kontaminaatiolle. Järjestelmällinen etsintä keskittyykin aavikoille, joilla nämä prosessit etenevät hitaasti säilyttäen meteoriitit mahdollisimman hyvin alkuperäisessä muodossaan. Kauimmin meteoriitit selviytyvät Antarktiksella jäätiköihin säilyneinä (Lipschutz & Schultz 2014).

Tällä hetkellä The Meteoritical Society'n ylläpitämässä tietokannassa nimettyjä ja luokiteltuja meteoriitteja on yli 74000 kappaletta (Meteoritical Bulletin Database), joskaan ne eivät kaikki edusta erillisiä putouksia. Tämän työn tarkoituksena oli tarkastella kivimeteoriittien kemiallisia ja petrologisia ominaisuuksia, meteoriittien luokittelumenetelmiä ja eri kivimeteoriittityyppejä. Rauta- ja kivi-rautameteoriitteja ei työssä käsitellä yksityiskohtaisesti. Työ sisälsi tuntemattoman kivimeteoriitiksi oletetun näytekappaleen analyysin ja luokittelun kemiallisiin ja petrografisiin menetelmiin perustuen. Näytekappaleen alkuainekoostumus selvitettiin ja siitä tehtiin alkuainekartoitus XRF-analyyseillä. Näytekappaleesta valmistettuja ohuthieitä tutkittiin polarisaattorimikroskoopilla.

2 Yleiset ominaisuudet

2.1 Meteoriittien putoaminen

Mikrometeoroideiksi nimitetään kaikkia alle 2 mm kokoisia meteoroideja ja vastaavaa kokoluokkaa olevia mikrometeoriitteja on löydetty maanpinnalta (Rubin & Grossman 2010). Etenkin hyvin pienien kappaleiden ($< 52 \mu\text{m}$ olettaen niiden nopeuden alarajaksi Maan pakonopeuden), mukaan lukien planeettojen välinen pöly, on mahdollista kulkeutua ilmakehän läpi tuhoutumatta tai juurikaan muuttumatta, sillä niiden pinta-ala suhteessa massaansa on riittävän suuri heijastamaan ilmanvastuksen aiheuttamaa lämpöä (Norton & Chitwood 2008). Suuremmat, noin $100 \mu\text{m}$ – 3 mm kokoiset kappaleet höyrystyvät jo 100 km korkeudessa (Norton 2002). Valoilmiötä, jonka meteoroidi aiheuttaa törmätessään ilmakehään kutsutaan meteoriksi (Norton & Chitwood 2008). Meteoreja esiintyy sekä satunnaisesti yksittäin että säännöllisinä parvina. Näistä jälkimmäiset noudattavat tunnettuja komeettojen kiertoratoja (Norton 2002). Valtaosa tunnetuista meteoriiteista on kuitenkin peräisin asteroidivyöhykkeeltä perustuen meteoriittien ja asteroidien spektrien vertailuihin sekä visuaalisen havaintoaineiston perusteella tehtyihin ratalaskelmiin (Norton 2002). Näitä kirkkaimpia, näennäisen magnitudin -5 ylittäviä meteoreja kutsutaan tulipalloiksi eli bolideiksi (Norton & Chitwood 2008). Ilmakehään törmäävien meteoroidien nopeus vaihtelee $11,2 \text{ km/s}$ eli maan pakonopeuden ja 70 km/s välillä keskimääräisen nopeuden ollessa noin 17 km/s (Lipschutz & Schultz 2014). Nopeuteen vaikuttaa paitsi meteoroidin ratanopeus, myös sen liikesuunta suhteessa Maan liikkeeseen (Norton 2002).

Ilmakehässä meteoroidin nopeus alkaa hidastua kohti terminaalinopeutta osittain ilmanvastuksen vaikutuksesta ja osittain sen menettäessä massaa ablaatiossa. (Norton & Chitwood 2008). Noin 100 kilometrin korkeudessa meteoroidin nopeudesta ja massasta riippuva kineettinen energia alkaa muuttua lämmöksi ja valoksi lämpötilan kohotessa yli $1500 \text{ }^\circ\text{C}$:n sulattaen meteoroidin pintaa. (Norton & Chitwood 2008). Ablatiossa meteoroidin kulkusuuntaan osoittava puoli sulaa hehkuvaksi ja alkaa valua pois (Norton 2002). Sulat pisarat viilenevät nopeasti jättäen meteoroidin jälkeen savuvan. Prosessi auttaa pitämään meteoroidin sisäosan viileänä kuljettaen kuumentunutta ainesta pois sen pinnalta (Norton 2002). Maasta käsin havaittu tulipalloille tunnusomainen valo syntyy,

kun meteoroidia ympäröivä ilma lämpenee ja ionisoituu (Norton & Chitwood 2008). Suurten kappaleiden nopeus ei hidastu merkittävästi, vaan ne voivat kimmota ilmakehästä takaisin avaruuteen tai törmätä Maahan suurella nopeudella muodostaen törmäyskraatterin (Lipschutz & Schultz 2014). Meteoroidit voivat myös räjähtää yläilmakehässä levittäen meteoriitinkappaleita ellipsin muotoiselle, jopa kymmenien kilometrien pituiselle alueelle (Lipschutz & Schultz 2014). Räjähtäminen useiksi kappaleiksi on tyypillistä erityisesti kivimeteoriiteille (Norton 2002).

2.2 Fysikaaliset ominaisuudet

Meteoriitit voivat ablaatiossa muovautua selvästi suuntautuneiksi tai pysyä teräväreunaisina mukaillen räjähtäneessä kappaleessa ennestään olleita murtumia (Norton 2002). Niiden pinnalla voi esiintyä kuumentuneen kaasun muodostamia, noin peukalon kokoisia painaumuksia eli regmaglyptejä (Norton 2002). Meteoriiteille tunnusomainen lasimainen, yleensä alle millimetrin paksuinen pinta, eli sulamiskuori syntyy tulipallovaiheen lopussa ablaation hiipuesssa ja pinnan jäähtyessä. Sulamiskuoren väri ja ominaisuudet riippuvat meteoriitin tyypistä ja sitä myötä kuoreen sekoittuneista alkuaineista (Norton & Chitwood 2008).

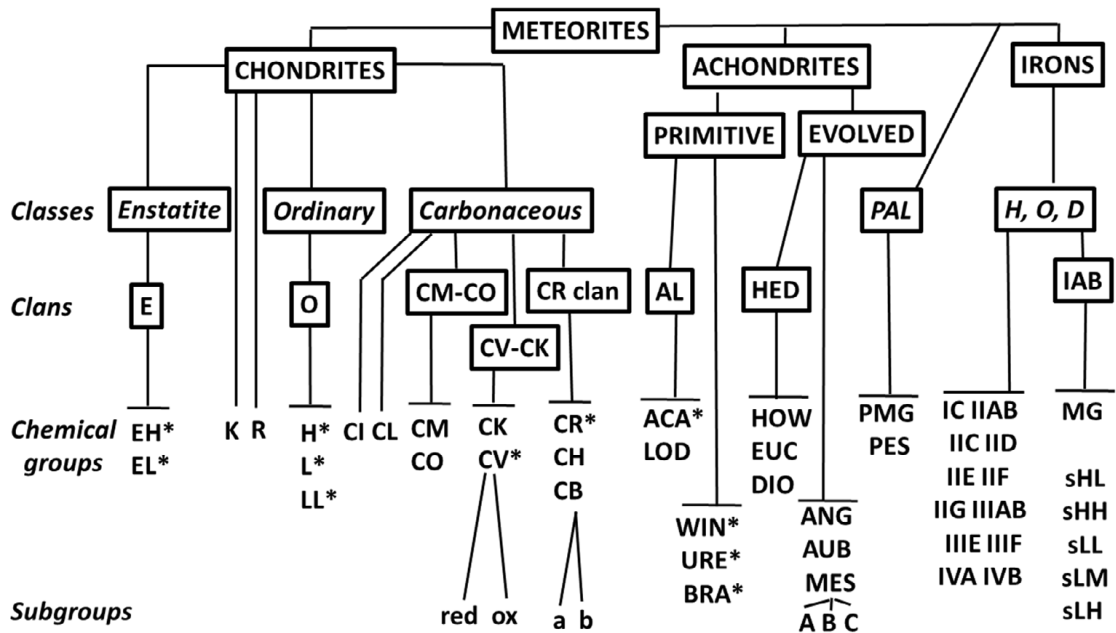
Kondriittisten kivimeteoriittien sulamiskuori vaihtelee väriltään tummanruskeasta mustaan. Sulamiskuori muodostuu, kun kemialliselta koostumukseltaan ortopyrokseenia vastaavaan sulaneeseen lasiin seostuu magnetiittia, jota puolestaan muodostuu kun meteoroidin sisältämä rauta hapettuu joutuessaan kosketuksiin ilmakehän kanssa (Norton 2002). Lisäksi jotkin magmaattista alkuperää olevat kivimeteoriitit sisältävät kalsiumpitoisia mineraaleja, jotka antavat tummaan magnetiittipitoiseen kuoreen niille ominaisen kiillon. Jotkin meteoriitit taas ovat niin vähärautaisia, että ne muodostavat vaalean sulamiskuoren. Sulamiskuoreessa voi esiintyä säteittäisesti suuntautuneita virtausrakenteita, jotka ovat syntyneet sulan valuessa meteoriitin pinnalta sen kulkusuunnan mukaisesti sekä rakoilua meteoriitin jäähtyttyä nopeasti (Norton & Chitwood 2008). Jos meteoriitti on pudotessaan kesken ablaatiota haljennut tai räjähtänyt kappaleiksi, muodostuu primäärin sulamiskuoren lisäksi paljastuneisiin pintoihin ohuempi ja heikommin muovautunut sekundaarinen sulamiskuori (Norton 2002).

Meteoriiteilla on keskimäärin Maan kiviä suurempi tiheys johtuen niiden korkeasta rautapitoisuudesta (Norton 2002). Ne ovat yleensä myös hyvin tiiviitä ja huokostila on vähäistä. Yleisimpien kivimeteoriittien, tavallisten kondriittien tiheys vaihtelee 3,5–3,8 g/cm³ välillä, kun taas rautameteoriitit voivat olla tiheydeltään jopa 7,9 g/cm³. Meteoriittiryhmistä hiilikondriittien tiheyden vaihtelu on suurinta, noin 2,2–2,9 g/cm³ (Norton 2002). Meteoriitit ovat maanpäällisissä olosuhteissa erittäin herkkiä veden ja hapen aiheuttamalle kemialliselle rapautumiselle (Norton 2002). Plagioklaasi rapautuu savimineraaleiksi, oliviinin ja pyrokseenien rauta liukenee ja hapettuu saostuen uudelleen limoniittisakkana ja ohuthieissä nähtävänä iddingsiittinä. FeNi-metalli alkaa rapautua oksideiksi jo ilmakehän hapen ja kosteuden vaikutuksesta. Lisäksi rautameteoriitit ovat herkkiä kloorin aiheuttamalle, rautakloridien hapetus-pelkistysreaktioiden kierteseen ja suolahapon muodostumiseen perustuvalla rapautumiselle (Norton 2002).

2.3 Meteoriittien luokittelu

Yksinkertaistettuna meteoriitit voidaan jakaa koostumuksensa perusteella kivi-, rauta- ja kivi-rautameteoriitteihin (Norton 2002). Kivimeteoriitit koostuvat pääosin silikaateista ja rautameteoriitit pääosin raudasta, johon on seostuneena nikkeliä. Kivi-rautameteoriitit sisältävät molempia komponentteja yleisesti ottaen tasapuolisesti, joskin suhteet voivat vaihdella huomattavasti (Norton 2002). Maahan tippuvista meteoriiteista selvästi suurin osuus, yli 90 %, on kivimeteoriitteja. Rautameteoriittien määrällinen osuus tunnetuista putouksista on vain 5 %, joskin niiden massa kattaa 40 % kaikkien tunnettujen meteoriittien kokonaismassasta (Norton 2002).

Tarkempi kemiallinen ja petrologinen luokittelu mahdollistaa meteoriittien alkuperän, muodostumishistorian ja sitä myötä geneettisten suhteiden selvittämisen (Krot *et al.* 2014). Tällainen luokittelu jakaa meteoriitit ensin luokkiin, sitten klaaneihin ja ryhmiin (Kuva 1) kemiallisen koostumuksen, mineralogian, petrografian ja happi-isotooppijakaumien perusteella. Ryhmän tulkitaan yleensä kuvaavan meteoriitteja, jotka ovat peräisin samalta emokappaleelta (Weisberg *et al.* 2006). Kemiallisen ja tekstuurillisen luokittelun avulla meteoriitit jaetaan kondriittisiin ja ei-kondriittisiin (Krot *et al.* 2014).



Kuva 1. Hierarkinen luokittelu asteroidisille meteoriiteille. Jotkin meteoriittiryhmät jakautuvat edelleen alaryhmiin (Jacquet 2022), muokattu Weisberg *et al.* (2006) mukaan.

Kondriittiset meteoriitit eivät läpikäyneet magmaattista differentiaatiota, vaan niiden ominaisuudet ovat seurausta protoplanetaarisen kiekon fysikaalisista ja kemiallisista prosesseista. Kondriittien kemiallinen koostumus volatiileja alkuaineita lukuun ottamatta vastaa pitkälti Auringon fotosfääriä (Krot *et al.* 2014). Kondriitit jakautuvat kolmeen pääluokkaan: hiilikondriitteihin (carbonaceous, C), tavallisiin kondriitteihin (ordinary O) ja enstatiittikondriitteihin (enstatite, E), jotka jakautuvat edelleen klaaneihin ja ryhmiin (Weisberg *et al.* 2006). Klaanit koostuvat kondriittien tapauksessa ryhmistä, joilla on toisiaan muistuttavat refraktoristen litofiilisten alkuaineiden pitoisuudet, samankaltaiset isotooppijakaumat tai joilla on jokin samankaltainen petrologinen ominaisuus (Weisberg *et al.* 2006). Pääluokkien ulkopuolelle jäävät vielä Rumuruti (R) ja Kakangari (K) -kondriitit.

Ei-kondriittisiin meteoriitteihin lukeutuvat rauta- ja kivi-rauta-meteoriitit sekä akondriitit, jotka puolestaan muodostuivat osittaisen tai täydellisen sulamisen ja planetaarisen differentiaation prosesseissa (Krot *et al.* 2014). Rautameteoriitit edustavat differentioituneiden kappaleiden ytimiä, jotka paljastuivat, kun lukuisat törmäystapahtumat poistivat kuoren ja vaipan niiden emokappaleilta (Norton 2002). Akondriitit ovat magmaattisia kiviä, jotka kiteytyivät sulista ja ovat menettäneet

kondriittisen tekstuurin ja kemiallisen koostumuksen (Norton 2002). Primitiivisissä akondriiteissa sulaminen on ollut vähäistä ja niiden kemiallinen koostumus vastaa pitkälti kondriittista, joskin luokittelujen väliset erot eivät ole täysin yksiselitteisiä (Krot *et al.* 2014).

3 Kivimeteoriittien kemialliset ja petrologiset ominaisuudet

3.1 Kemiallinen koostumus

3.1.1 Alkuaineet

Alkuaineanalyysijä on käytetty pääasiassa kondriittisten meteoriittien luokitteluun (Weisberg *et al.* 2006). Hiilikondriitteihin lukeutuvat CI-kondriitit vastaavat suhteelliselta alkuainekoostumukseltaan läheisimmin Aurinkoa ja niiden ajatellaan edustavan niin kutsuttuja kosmisia yleisyyksiä, jotka vallitsevat ympäri galaksia (Norton 2002). Poikkeuksia ovat volatiilit, kuten H, He, C, N ja O, joista CI-kondriitit ovat haihtumisen vuoksi köyhtyneitä verrattuna Aurinkoon sekä Li, josta Aurinko on ydinreaktioissa tapahtuvan tuhoutumisen vuoksi köyhtynyt verrattuna CI-kondriitteihin (Norton 2002). Muut kondriittiluokat -klaanit ja -ryhmät määrittyvät niissä esiintyvien refraktoristen ja kohtalaisesti volatiilien lito- ja siderofiilisten alkuaineiden välisillä suhteellisilla pitoisuuksilla tai niiden rikastumisella ja köyhtymisellä verrattuna CI-kondriitteihin ja sitä myötä myös Aurinkoon (Weisberg *et al.* 2006; Krot *et al.* 2014). Usein näiden alkuaineiden yleisyyksiä ilmaistaan normalisoituna CI-kondriittien magnesiumiin tai piihin (Weisberg *et al.* 2006). Akondriittien osalta alkuaineanalyysijä on käytetty magmaattisilta ominaisuuksiltaan eriävien eukriittien määrittelyyn, mutta nykyisin pyyhkäisyelektronimikroskooppi- ja mikroprobianalyysit ovat pitkälti korvanneet kokonaisvaltaiset alkuaineanalyysit meteoriittien luokittelussa. (Weisberg *et al.* 2006).

Toinen yleinen kemialliseen koostumukseen perustuva luokittelumenetelmä jakaa kondriitit ryhmiin pelkistyneen, metallisessa ja sulfidimuodossa esiintyvän raudan ja hapettuneen, silikaateissa ja oksideissa esiintyvän raudan suhteellisten osuuksien perusteella (Weisberg *et al.* 2006). Hapettuneen raudan pitoisuus silikaateissa määrittyy oliviinin ja ortopyrokseenin kiinteäliuosten rautapitoisten komponenttien, fayaliitin ja ferrosiliitin mooliprosenteista (Norton 2002). Pitoisuus voidaan myös ilmaista oksidien suhdelukuna ($\text{FeO} / \text{FeO} + \text{MgO}$). Kokonaisrautapitoisuus, metallisen ja sulfidisen raudan osuus sekä fayaliitin ja ferrosiliitin suhteelliset osuudet paitsi jaottelevat kondriitit

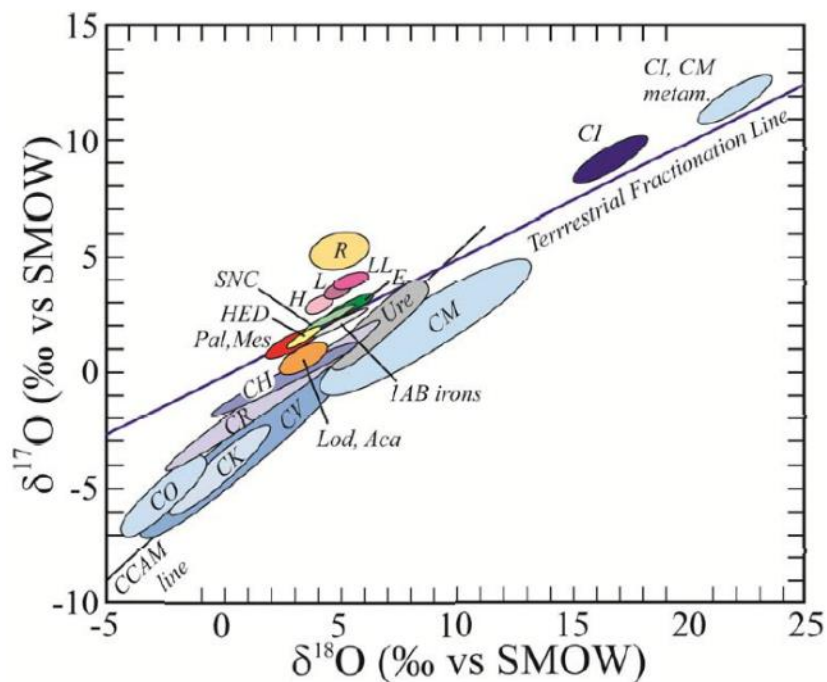
ryhmiin, myös kertovat näiden ryhmien muodostumisympäristöissä vallinneista hapetus-pelkistysolosuhteista (Norton 2002).

3.1.2 Isotoopit

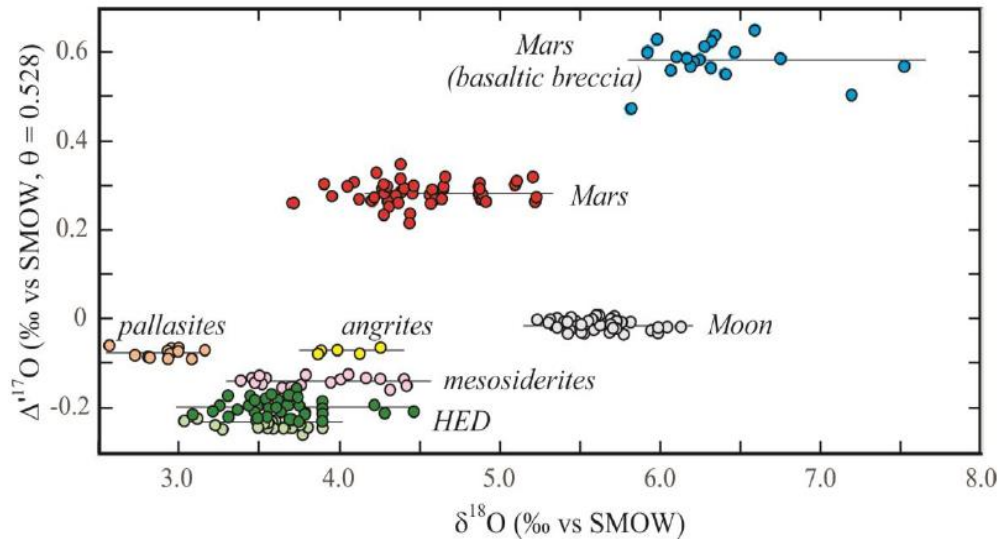
Meteoriitteja voidaan ryhmitellä ja ryhmien välisiä geneettisiä yhteyksiä voidaan selvittää määrittämällä stabiileissa isotoopeissa esiintyviä anomaliaita (Krot *et al.* 2014). Stabiilit isotoopit ovat oleellisia myös selvitettäessä varhaisen Aurinkokunnan muodostumisprosesseja ja historiaa (Sharp 2017). Tärkeitä isotooppeja ovat muun muassa ^{54}Cr , ^{50}Ti , ^{15}N ja ^{26}Mg (Norton 2002; Krot *et al.* 2014). Kaikki materiaalit jakautuvat mm. ^{54}Cr -, ^{50}Ti -, ^{62}Ni - ja ^{17}O -pitoisuuksista johdettujen suhdelukujen perusteella ei-hiilikondriittisiin (NC) ja hiilikondriittisiin (CC) ryhmiin (Warren 2011). Kondriittien lisäksi myös muut kappaleet, Maa ei-hiilikondriittisena mukaan luettuna, jakautuvat näihin ryhmiin. Ero isotoopeissa saattaa johtua ei-hiilikondriittisten kappaleiden kasautumisesta Aurinkokunnan sisäosissa, kun taas hiilikondriittiset kappaleet kasautuivat alun perin Aurinkokunnan ulko-osissa (Warren 2011). Sisäosien NC- ja ulko-osien CC-materiaalit saattoivat erottua toisistaan varhaisen Jupiterin vaikutuksesta, joka esti materiaalien sekoittumisen keskenään (Kruijer *et al.* 2017). Lisäksi kiekon prosessit ja planetaarinen differentiaatio saattoivat alkaa NC-ryhmässä hieman CC-ryhmää aiemmin (Anand & Mezger 2023).

Tärkeimmät meteoriittien luokittelussa käytetyt isotooppianomaliat esiintyvät hapen stabiileilla isotoopeilla ^{16}O , ^{17}O ja ^{18}O (Norton 2002). Meteoriittien happi-isotooppien suhteellista esiintyvyyttä ilmaistaan normalisoimalla suhteelliset osuudet $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{17}\text{O}$) ja $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$) meriveden esiintymissuhteisiin (engl. standard mean ocean water, SMOW) (Norton 2002). Maassa hapen isotooppien suhteellisessa esiintyvyydessä ei esiinny niiden massasta riippumattomia poikkeamia, vaan $\delta^{18}\text{O}$ on aina kaksinkertainen $\delta^{17}\text{O}$:n verrattuna (Norton 2002). Kuvaajalla havainnollistettuna $\delta^{17}\text{O}$ ja $\delta^{18}\text{O}$ muodostavat terrestrisen fraktioitumissuoran (TFL), jonka kulmakerroin on noin 0,525 (Sharp 2017). Happi-isotooppikoostumukseltaan erilaisissa ympäristöissä muodostuneet meteoriittiryhmät asemoituvat yhdessä terrestrisen fraktioitumissuoran kanssa kuvaajalla eri kohtiin ja muodostavat niille ominaisia alueita (kuva 2).

Differentioitumattomia, kondriittisia emokappaleita edustavien meteoriittien jakaumat ovat peräisin alkuperäisen Aurinkokunnan materiaalin sekoittumisesta molekulaariseen pilveen, joka oli valokemiallisissa reaktioissa rikastunut ^{17}O - ja ^{18}O -isotoopeista (Sharp 2017). Näiden kappaleiden jakaumat muodostavat CCAM-suoran (carbonaceous chondrite anhydrous mineral), jonka kaltevuus on noin 1 (Lipschutz & Schultz 2014; Sharp 2017). Myöhemmät veden aiheuttamat muutokset differentioitumattomilla kappaleilla muokkasivat CCAM-suoralle asettuneita isotooppijakaumia massasta riippuvaisen fraktioitumisen mukaisesti ja kevyen veden haihtuminen lisäsi ^{17}O - ja ^{18}O -pitoisuuksia (Young *et al.* 1999). Käytännössä kaikkien meteoriittiryhmien edustamat isotooppisuhteet voivat olla seurausta sekä massafraktioitumista aiheuttavista prosesseista, että eri suoria edustavien materiaalien sekoittumisesta keskenään (Lipschutz & Schultz 2014). Differentioituneilla kappaleilla, kuten Marsissa ja asteroidi 4 Vestalla fraktioituminen on riippuvainen massasta ja isotooppijakaumat muodostavat suoran, jonka kulmakerroin on 0,525 (Sharp 2017). Eroa SMOW:sta johdettuun terrestriseen fraktioitumissuoraan voidaan tällöin kuvata linearisoidulla $\Delta^{17}\text{O}$ -arvolla, joka merkitsee suorien $\delta^{17}\text{O}$:n välistä etäisyyttä ja saadaan kaavalla $\delta^{17}\text{O} - (0.528 \times \delta^{18}\text{O})$ (Kuva 3).



Kuva 2. Eri meteoriittiryhmien isotooppikoostumuksia. Hiilikondriitit (sinisen sävyillä) asettuvat pääosin terrestrisen fraktioitumissuoran alapuolelle. Tavalliset kondriitit (H, L ja LL) sen yläpuolelle. Akondriiteista Mars-meteoriitit (SNC) sijoittuvat TFL:n yläpuolelle ja HED-klaani sekä primitiiviset akondriitit (Lod, Aca, Ure) sen alapuolelle (Sharp 2017).



Kuva 3. Linearisoituja differentioituneiden meteoriittien happi-isotooppikoostumuksia (Sharp 2017).

3.2 Kondriittien petrologia

3.2.1 Kondriittien muodostuminen

Petrologinen luokittelu jakaa kondriittien ominaisuudet primäärisiin ja sekundaarisiin. Primäärinen, kemiallisiin ja mineralogisiin kriteereihin perustuva luokittelu kuvailee kondriitin emokappaleelle tunnusomaisia ominaisuuksia, jotka saivat alkunsa kappaleen muodostuessa protoplanetaarisessa kiekossa (Norton 2002). Sekundaariset ominaisuudet muodostuivat emokappaleella tapahtuneissa prosesseissa ja muokkasivat primäärejä ominaisuuksia (Norton 2002).

Meteoriiteista tunnetaan noin 435 eri mineraalia (Rubin & Ma 2017), huomattavasti vähemmän kuin Maasta. Mineraalien monimuotoisuuden ja lukumäärän kasvua tähtienvälisestä pölystä alkaen, protoplanetaarisen kiekon muodostumisen, planetaarisen kasautumisen ja differentiaation kautta päätyen aina laattatektonisiin ja biologisiin prosesseihin asti, voidaan kuvailla mineraalievoluutiona (Hazen *et al.* 2008). Kondriittiset meteoriitit sisältävät noin 60 mineraalia, jotka muodostuivat varhaisen Aurinkokunnan prosesseissa (Hazen *et al.* 2008). Lisäksi tietyt primitiiviset kondriittiryhmät sisältävät vanhempia mineraaleja, esimerkiksi karbideja, nitridejä ja timantteja, jotka muodostuivat

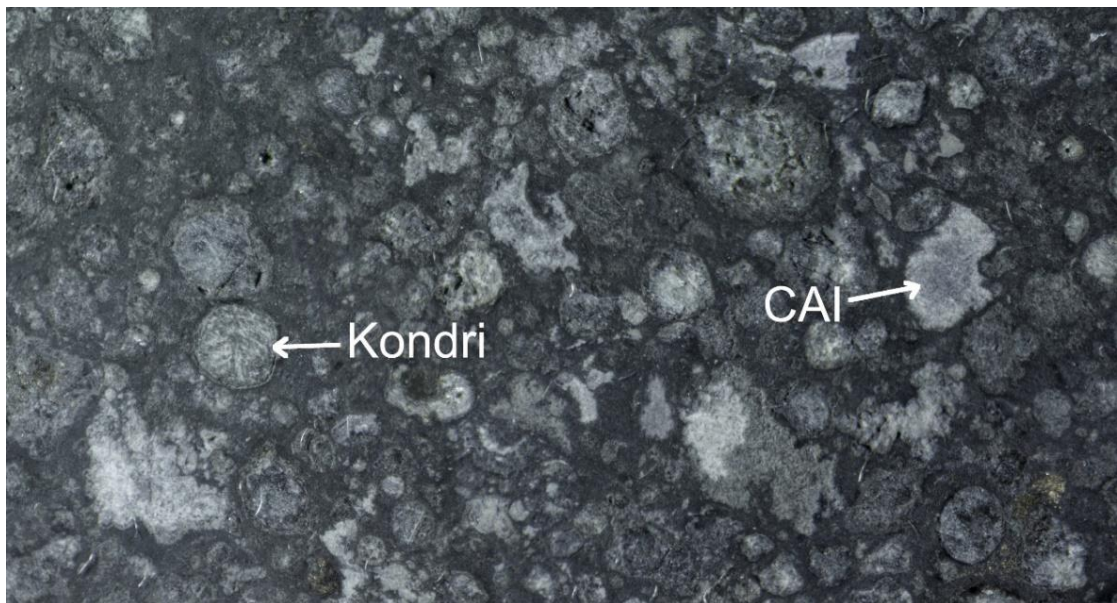
punaisissa jättiläistähdissä ja supernovaräjähdyksissä (Norton 2002). Näitä kooltaan nanometristä useisiin mikrometreihin vaihtelevia rakeita nimitetään presolaarisiksi jyviksi. Presolaariset jyvät tunnistettiin niiden isotooppianomaliosta, jotka poikkeavat suuruusluokaltaan merkittävästi Aurinkokunnan materiaaleista (Lipschutz & Schultz 2014).

Aurinkokunnan kehitys alkoi, kun sitä edeltänyt molekulaarinen pilvi alkoi luhistua kasaan (Norton 2002). Pilven keskelle muodostui protoaurinko, joka tiivistyessään ja kerätessään massaa alkoi lämmitä gravitaationaalisen energian muuttuessa lämpöenergiaksi (Norton 2002). Aluksi pallomaisen pilven materiaali oli vapaassa pudotuksessa kohti keskustaa. Pilvi sisälsi pyörimisliikkeen, jolloin sen säteen kutistuessa materiaalin pyörimisnopeus kiihtyi. Materiaali lakkasi putoamasta suoraan kohti keskusta ja asettui kiekoksi protoauringon ympärille (Norton 2002). Pilven tiheässä ytimessä sijaitseva protoaurinko alkoi aktivoitua, ja seuranneessa epävakaassa T-Tauri-vaiheessa siitä puhaltava aurinkotuuli alkoi purkautua napojen kautta tyhjentäen tähden ympäristön ja kiekon sisäosat materiaalista (Norton 2002).

Varhaisessa kuumassa pöly- ja kaasukiekossa pölyhiukkaset haihtuivat ja tiivistyivät uudelleen rakeiksi (Rubin & Ma 2017). Ensimmäiset mineraalit olivat erittäin korkeissa lämpötiloissa muodostuneita oksideja, kuten meliliittiä, spinelliä, perovskiittiä ja korundia (Norton 2002). Kiekon jäähtyessä reaktiot mineraalien ja kaasujen välillä jatkuivat muodostaen toisen sukupolven mineraaleja kuten diopsidia, anortiittia, forsteriittia ja enstatiittia (Norton 2002). Oksidit, anortiitti ja klinopyrokseeni muodostivat vanhimmat meteoriittien sisältämät refraktoriset sulkeumat, kalsium-alumiinirikkaat sulkeumat (engl. calcium–aluminium-rich inclusions, CAIs) (Norton 2002). CAI:t (Kuva 4) vaihtelevat kooltaan millimetreistä senttimetreihin, ja niiden vaihtelevat mineralogiset ja tekstuurilliset ominaisuudet viittaavat moniin erilaisiin muodostumis- ja muuttumisprosesseihin (Lipschutz & Schultz 2014). Osa CAI:sta kehittyivät edelleen toisenlaisiksi refraktorisiksi sulkeumiksi, ameebamaiseksi oliviinisulkeumiksi (engl. amoeboid olivine inclusion, AOI; Rubin 2013).

Lämpötila kiekossa laski heliosentrisen etäisyyden kasvaessa ja sisemmissä osissa hapetusaste oli ulko-osia alempi, mikä on havaittavissa kondriittien $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ -suhteista, happi-isotooppikoostumuksesta ja refraktoristen litofiilisten alkuaineiden määrästä (Rubin & Wasson 1995). Enstatiittikondriitit muodostuivat lähimpänä Aurinkoa. Niitä seurasivat tavalliset kondriitit ja lopulta kauimpana Auringosta hiilikondriitit (Rubin & Wasson 1995). Olosuhteet ns. lumirajalla, jonka takana hiilikondriitit kasautuivat, olivat riittävän kylmiä ylläpitämään volatiileja kuten vettä jäisessä muodossa ja mahdollisesti muodostamaan hydratoituneita mineraaleja jo ennen kasautumista (Trigo-Rodríguez *et al.* 2019).

Kondrit (Kuva 4) ovat kondriittien pääasiallinen tekstuurillinen komponentti (Norton 2002). Ne koostuvat pääosin oliviinista ja pyrokseenista ja kiteytyivät nopeasti jäähtyen sulista tai osittain sulista pisaroista. Pisaroiden alkuperästä ei ole yhtä yleisesti hyväksyttyä teoriaa (Lipschutz & Schultz 2014). Perinteiset mallit perustuvat oletukseen kondreista protoplanetaarisessa kiekossa muodostuneina kappaleina, jotka kasaantuivat edelleen asteroideiksi ja planeetoiksi, kun taas toiset mallit pitävät niitä planetesimaalien muodostuksen sivutuotteina (Connolly & Jones 2016).



Kuva 4. Kondreja ja refraktorisia sulkeumia tyyppin CV3 Allende-hiilikondriitissa. Kuva Miro Mäkinen.

Pisaroiden kiekossa muodostumista selittäviä malleja ovat esimerkiksi protoaurinon tavallista voimakkaammat purkaukset, kaasupilven kiekkoon putoamisesta seuranneet shokkiaallot, napojen kautta purkautuneen aineen osittainen putoaminen takaisin kiekkoon ja salamointi ionisoituneessa kaasupilvessä (Norton 2002). Radiometriset ajoitukset osoittavat kuitenkin kondrien muodostumisen seuranneen ensimmäisen sukupolven differentioituneita planetesimaaleja (Anand & Mezger 2023). Toisaalta primitiivisen kemiallisen koostumuksen muodostuminen differentioituneiden planetesimaalien törmäyksissä on epätodennäköistä (Anand & Mezger 2023). Planetesimaalien akondriittisia klasteja kuitenkin sekoittui kondrien kanssa jo kondriittien kasautumisvaiheessa (Bischoff *et al.* 2018) ja myös osa kondreista muodostui akondriittisista edeltäjistä (Libourel & Krot 2007). Kondrit kävivät läpi useita sulamiskiteytymistapahtumia niistä löytyvien aikaisempia kondrisukupolvia edustavien reliktiyjyvien ja muiden rakenteiden perusteella (Norton 2002). Huippulämpötilat kondrien muodostumisessa asettuvat noin 1550–1900 °C:seen (Hewins 1997). Kondrien petrografiasta lisää kohdassa 3.2.2.

Kondriittiset FeNi-metallirakeet ovat peräisin lukuisista eri prosesseista: ne muodostuivat tiivistymällä kaasufaasista, silikaattien pelkistymisessä ja rikin poistumisella sulfideista (Campbell *et al.* 2005). Tavallisten kondriittien osalta metallin muodostuminen on suoraan yhteydessä kondrien muodostumiseen (Campbell *et al.* 2005). Kondrit ja muut sulkeumat ovat sijoittuneet perusmassaan, joka on yksi kondriittien pääkomponenteista (Huss *et al.* 2005).

Jotta perusmassan alkuperää ja sen suhdetta kondreihin voidaan selvittää, on oleellista erotella toisistaan primääriset ja sekundaariset ominaisuudet (Huss *et al.* 2005). Metamorfoituneiden ja tasapainottuneiden sekä metamorfoitumattomien ja tasapainottumattomien kondriittien perusmassat eroavat koostumukseltaan ja rakenteeltaan perustavanlaatuisesti toisistaan (Van Schmus & Wood 1967, Huss *et al.* 1981). Ensin mainittujen perusmassat ovat uudelleenkiteytyneitä (Van Schmus & Wood 1967). Vähiten muokkautuneiden primitiivisten kondriittien perusmassat puolestaan koostuvat hienojakoisista kiteisistä ja amorfisista silikaateista, sulfidi- ja metallirakeista, presolaarisista mineraaleista ja orgaanisista materiaaleista (Huss *et al.* 2005).

Primitiivisissä kondriiteissa perusmassan kaltaiset materiaalit esiintyvät toisinaan myös kehinä kondrien reunoilla (Allen *et al.* 1980). Lukuisista teorioista huolimatta perusmassan alkuperästä ja suhteesta kondreihin ei ole konsensusta. Perusmassa syntyi mahdollisesti usean eri prosessin tuloksena, jossa siihen sekoittuivat hienojakoiset kondrifragmentit, kondreista haihtuneet ja uudelleen tiivistyneet komponentit, molekulaarisen pilven presolaariset komponentit ja protoplanetaarisessa kiekossa tiivistyneet kondensaattit (Huss *et al.* 2005).

Norton (2002) kuvailee kondriiteilla olevan niin magmaattisten, sedimentaaristen kuin metamorfisten kivilajien ominaisuuksia: kondrit muodostuivat sulista magmaattisten kivien tavoin, kasaantuivat painovoiman vaikutuksesta ja iskostuivat yhteen hienojakoisen perusmassan sitomana sedimentaarisia prosesseja mukaillen. Sedimentaarisesta luonteesta kertoo myös kondrien keskimääräisen koon vaihtelu eri kondriittiryhmien välillä, mikä viittaa niiden lajittuneen muodostumisympäristössä vallinneiden olosuhteiden mukaisesti (Norton 2002). Kun kondrit, perusmassa ja muut sulkeumat olivat kasautuneet asteroideiksi, ne altistuivat lämpö-, shokki- ja hydrotermiselle metamorfoosille sekä muille veden aiheuttamille muutoksille (Krot *et al.* 2014). Van Schmus & Wood (1967) laativat kemialliselta koostumukseltaan yhteneväisiä, mutta petrografialtaan poikkeavia kondriitteja varten yhä käytössä olevan kriteeristön, joka jakaa ne ns. petrologisiin (tai petrografisiin) tyyppeihin. Näitä tyypejä ja niiden määrittelyyn käytettyjä kriteerejä käsitellään osiossa 3.3.2.

3.2.2 Kondrien ominaisuudet

Kondrit esiintyvät kondriittisissa meteoriiteissa enemmän tai vähemmän tasaisesti levittyneinä ja muodostavat sen tilavuudesta muutamasta prosentista jopa 75 prosenttiin (Norton 2002). Ne ovat kooltaan 0,1 millimetristä noin yhteen senttimetriin. Muodoltaan ne ovat pyöreäköjiä tai ellipsoideja, toisinaan fragmentteja johtuen epätäydellisestä sulamisesta. Toisinaan niitä ympäröi kondrin kanssa mineralogisesti yhteneväinen reunus (Norton 2002). Lämpömetamorfoosille altistuneet kondrit ovat alkaneet muuttua ja sekoittua perusmassaan uudelleenkiteytymisessä, ja niiden osuus meteoriitin tilavuudesta vähenee metamorfoosin edistyessä (Norton & Chitwood 2008). Keskimääräiset kondrien

koot ja kondrien ja perusmassan tilavuussuhde vaihtelevat eri ryhmien välillä (Weisberg *et al.* 2006).

Oliiviin ja pyrokseenien lisäksi kondrien tärkeitä koostumuksellisia komponentteja ovat lasi, FeNi-metalli ja troiliitti (Hewins 1997). Mineraalikoostumus, jäähtymisnopeus, sulamisen aste ja uudelleenkuumennus vaikuttavat kondrien tekstuuriin (Norton 2002). Monimuotoisuudestaan huolimatta kondrit jakautuvat tekstuuriin perusteella seitsemään yleisimpään tyyppiin (PO, PP, POP, RP, BO, C, GOP), jotka voidaan jakaa porfyyriseen ja ei-porfyyriseen ryhmään (Norton 2002). Toinen luokittelukriteeri jakaa kondrit koostumukseltaan kahteen tyyppiin: tyyppin 1 FeO- ja volatiiliköyhiin kondreihin ja tyyppin 2 FeO-rikkaisiin, alkuainejakaumaltaan kondriittisiin kondreihin (Hewins 1997). Erot tyyppin 1 ja 2 kondrien koostumuksessa selittyvät kondrien ja niiden edeltäjien läpikäymillä fraktioitumisprosesseilla protoplanetaarisessa kiekossa. Tyyppin 2 kondrit muodostuivat ympäristössä, jossa vallitsi tyyppin 1 kondrien muodostumisympäristöä korkeampi hapen fugasiteetti, mikä esti kohtalaisesti volatiilien alkuaineiden, kuten natriumin haihtumista sulasta (Yu & Hewins 1998). Korkea hapen fugasiteetti viittaa ympäristön olleen rikastunut pölystä ja vedestä. Vastaavasti tyyppin 1 kondriitit muodostuivat matalamman hapen fugasiteetin ympäristössä, mikä yhdessä niiden tyyppin 2 kondreja korkeamman Mg/(Si+Al) suhteen kanssa edesauttoi volatiilien haihtumista (Yu & Hewins 1998).

Yleisin, 81 % tavallisten kondriittien kondreista kattava tekstuuriin ryhmä ovat porfyyriset kondrit, joihin lukeutuvat vallitsevan mineraalin mukaisesti nimetyt porfyyriset oliiviinikondrit (PO), porfyyriset pyrokseenikondrit (PP) ja porfyyriset oliiviini-pyrokseenikondrit (POP). Porfyyriset kondrit muodostuivat luultavasti osittaisista sulista tiivistymisytimen ympärille (Norton 2002). Porfyyristen kondrien luokittelussa käytetään sekä tekstuuriin että FeO-pitoisuuksiin perustuvia kriteereitä (Hewins 1997, Norton 2002). Tyyppin 1 PO-kondrit koostuvat pienistä vierasmuotoisista oliiviinikiteistä asettuneina lasiin ja tyyppin 2 PO-kondrit suurista, omamuotoisista tai osittain omamuotoisista oliiviinikiteistä mikrokiteisessä mesostaasissa (Norton 2002). Lasisen mesostaasin kemiallinen koostumus vastaa oligoklaasia. PP-kondrit koostuvat pääosin kalsiumköyhästä pyrokseenista, klinoenstatiitista, jossa esiintyy usein

polysynteettistä kaksostumista. Tyypin 1 PP-kondreissa pyrokseenikiteet sisältävät tyypillisesti oliviinisulkeumia muodostaen poikiliittisen tekstuurin, kun taas tyypin 2 PP-kondreille ominaista on pyrokseenikiteiden huomattavasti oliviinikiteitä suurempi koko ja tiivis pakkautuminen kondrissa. (Norton 2002). POP-kondrit ovat yleisin tekstuuriin kondrityyppi. Ne sisältävät pieniä oliviinikiteitä, joita ympäröivät suuremmat klinoenstatiittikiteet (Norton 2002).

Toinen kondrien tekstuuriin ryhmä on ei-porfyyriset kondrit, joihin lukeutuvat säteittäiset pyrokseenikondrit (RP), palkkimaiset oliviinikondrit (BO) ja kryptokiteiset kondrit (C). Ne muodostuivat kokonaan sulien pisaroiden jäähtyessä nopeasti (quenching) (Norton 2002). Säteittäiset pyrokseenikondrit (RP) ovat ei-porfyyrisistä kondreista yleisimpiä (Norton 2002). Ne ovat muodoltaan hyvin pyöreitä ja koostuvat erittäin ohuista, asultaan säleisistä ortopyrokseenikiteistä, jotka kasvavat säteittäisesti kondrin reunalla sijaitsevasta yhdestä tai useammasta tiivistymisytimestä. Myös klinoenstatiitti voi esiintyä säteittäisenä pyrokseenikondrina, jonka levymäisiin kiteisiin oliviinisulkeumat muodostavat poikiliittisen tekstuurin.

Ryhmän toiseksi yleisin tyyppi ovat palkkimaiset oliviinikondrit (BO) (Norton 2002). Ne koostuvat lasiin asettuneista palkkimaisista tai levymäisistä oliviinikiteistä. Monosomaattisissa BO-kondreissa kiteet ovat järjestäytyneinä muodostaen yhtenäisen rakenteen, polysomaattisten BO-kondrien kiteet voivat olla järjestäytyneinä ryhmittäin eri asentoihin, muodostaen toisinaan monimutkaisia symmetrisiä rakenteita. Kiteitä ympäröi yleensä oliviinireunus ja ulompi troiliittia sisältävä reunus. Kryptokiteiset kondrit (C) ovat muodostuneet RP-kondrien tavoin nopeasti jäähtyen. Ne koostuvat mikrokiteisistä ortopyrokseenirakeista (Norton 2002). Granulaariset oliviini-pyrokseenikondrit (GOP) luokitellaan joskus ei-porfyyrisiin kondreihin. Ne koostuvat lasiseen mesostaasiin asettuneista pienistä, vierasmuotoisista ja tiheästi pakkautuneista oliviini- ja pyrokseenirakeista, joita ympäröi samoista mineraaleista koostuva suurikiteinen reunus (Norton 2002). Lasiset kondrit koostuvat lähes puhtaasta Na-rikkaasta lasista ja voivat sisältää yksittäisiä neulamaisia oliviini- ja pyrokseenikiteitä (Norton 2002).

3.3 Kondriittien metamorfoosi ja petrologiset tyypit

3.3.1 Sekundaariset prosessit

Tärkeimpiä lämmönlähteitä varhaisessa Aurinkokunnassa olivat radioaktiivisten isotooppien hajoaminen ja kasautuvien kappaleiden törmäykset (Šrámek *et al.* 2012). Pitkäikäiset radioisotoopit kuten uraani, torium ja ^{40}K olivat riittämättömiä sisäiseen lämmöntuottoon pienillä asteroidin kokoisilla kappaleilla (Gail *et al.* 2014). Tärkein radiogeenisistä lämmönlähteistä oli ^{26}Al ($t_{1/2} \sim 0,72$ Ma), jonka pitoisuus oli riittävän suuri aiheuttamaan merkittävää lämpeämistä halkaisijaltaan muutamia kilometrejä suuremmilla kappaleilla, ja monet tutkimukset pitävätkin sitä pääasiallisena lämpömetamorfoosin ja differentiaation lämmönlähteenä (Gail *et al.* 2014). ^{26}Al :n yleisyydestä kertoo mm. sen hajoamistuotteen, ^{26}Mg :n ylimäärä kalsium-alumiinirikkaissa sulkeumissa (Norton 2002). ^{26}Al :n esiintyminen Aurinkokuntaa edeltäneessä molekulaarisessa pilvessä tai protoplanetaarisessa kiekossa oli spatiaalisesti heterogeenistä ja liittyi todennäköisesti hiljattain syntetisoituneita radioisotooppeja sisältäneen tähtiperäisen materiaalin myöhäiseen lisäykseen osaksi muita kiekon materiaaleja (Krestianinov *et al.* 2023).

Toisin kuin varhaisimmilla planetesimaaleilla, kondriittien emokappaleiden kasauduttua ^{26}Al oli kulunut merkittävästi, eikä se tuottanut enää tarpeeksi lämpöä planetaarista differentiaatiota varten (Anand & Mezger 2023). Kondriittisten kappaleiden lämpömetamorfoosia kuvataan ns. sipulinkuorimallilla, jossa lämpötila ja sen myötä metamorfinen aste kasvavat kappaleen sisäosia kohti jäähtymisnopeuden hidastuessa (Norton 2002). Tätä mallia mutkistavat tapahtumat, joissa kappaleet hajosivat törmäyksissä ja kasautuivat uudelleen löyhiksi sorakasoiksi mahdollisesti jo kesken jäähtymisprosessin (Norton 2002). Jotkin kondriitit taas saattavat sipulinkuorimallista poiketen edustaa radiogeenisesti differentioituneiden planetesimaalien uloimpia kuorikerroksia (Elkins-Tanton 2011; Šrámek *et al.* 2012).

Radiogeeninen lämpö vaikutti myös lumirajalla ja sen takana kasautuneilla kappaleilla, joilla vapautui riittävästi vettä reaktioihin mineraalien kanssa (Trigo-Rodríguez *et al.* 2019). Radiogeenisen lämmöntuoton laannuttua törmäykset olivat pääasiallinen

lämmönlähde ja niiden vaikutus rajoittui kappaleiden pintaosiin (Šrámek *et al.* 2012). Kondriittien osalta törmäykset tuottivat riittävästi lämpöä aiheuttamaan sekä lämpömetamorfoosia (Davison *et al.* 2012), että hydrotermistä metamorfoosia kappaleilla, jotka sisälsivät vesijäätä (Yasui *et al.* 2021). Joskin molemmissa tapauksissa yksittäisten törmäysten vaikutukset olivat vain paikallisia.

3.3.2 Petrologiset tyypit

Petrologisia tyyppejä kuvataan nykyisten käytäntöjen mukaan numeroilla 1–7 (Norton & Chitwood 2008). Tyypin 3 kondriitit ovat meteoriiteista primitiivisimpiä. Ne eivät ole altistuneet merkittävästi lämpömetamorfoosille ja ovat säilyttäneet kemiallisesti tasapainottoman muotonsa (Norton & Chitwood 2008). Tyypin 3 kondriitit voidaan jakaa edelleen alatyyppeihin (3.0, 3.1, 3.2 ... jne.), joista 3.0 on kaikkein primitiivisin (Krot *et al.* 2014). Lämpömetamorfoosin aste kasvaa tyypistä 3 kohti tyyppiä 7. Tyypin 4–7 kondriitit ovat kemiallisesti tasapainottuneita ja niissä esiintyy uudelleenkiteytymistä (Norton & Chitwood 2008). Erittäin korkeaa lämpömetamorfoosin astetta edustavat tyypin 6 kondriitit, jotka altistuivat jopa 950 °C:n lämpötiloille lähellä niiden emokappaleiden keskusta (Norton 2002; Norton & Chitwood 2008). Tätä korkeampia sulamiseen johtaneita lämpötiloja saattoi esiintyä törmäystapahtumien yhteydessä (Norton 2002). Tyypit 1–2 edustavat kondriitteja, joissa esiintyy veden aiheuttamia muutoksia. Tyypin 1 kondriitit ovat tyypin 2 kondriitteja voimakkaammin muuttuneita perustuen vettä sisältävien silikaattien määrään (Krot *et al.* 2014).

Petrologiset tyypit määritellään meteoriitin sekundaaristen ominaisuuksien perusteella (Norton 2002). Alkuperäinen Van Schmus & Wood (1967) laatima luokittelu jakaa kondriitit petrologisiin tyypeihin 10 kemiallisen ja mineralogisen kriteerin perusteella: (1) oliviinin ja pyrokseenien homogeenisyys; (2) Ca-köyhän pyrokseenin kidemuoto; (3) sekundaarisen maasälvän muodostuminen; (4) lasin esiintyminen kondreissa; (5) metallisten mineraalien koostumus; (6) rautasulfidin Ni-pitoisuus; (7) kondrien tekstuuri; (8) perusmassan tekstuuri; (9) kokonaishiilipitoisuus; ja (10) kokonaisvesipitoisuus. Kriteeristö on yhä käytössä, mutta sitä on sittemmin muokattu (Norton 2002). Kriteerit 3, 4, 7 ja 8 mahdollistavat meteoriitin petrologisen tyypin määrittelyn visuaalisesti jokseenkin luotettavasti ilman kemiallisia analyysejä (Norton 2002). Kondrien tekstuuri (7) on näistä helpoiten havaittavissa. Tyypin 3 kondrit ovat teräväreunaisia.

Uudelleenkiteytymisen edistyessä kondrit ja perusmassa reagoivat keskenään ja niiden välille muodostuu uusia mineraaleja, mikä tekee kondrien rajoista epäselviä (Norton 2002). Tyypin 1 kondriiteissa ei ole lainkaan kondreja ja tyypin 2 kondriiteissa niitä on harvakseltaan (Norton 2002). Perusmassan tekstuuri (8) näkyy selvästi ohuthieessä. Tyypin 1 ja 2 perusmassat ovat opaakkeja johtuen hienojakoisesta magnetiitista. Tyypin 3 perusmassa on myös opaakki, mutta lämpömetamorfoosin edistyessä se muuttuu kryptokiteisestä suuremmiksi läpinäkyviksi kiteiksi (Norton 2002). Tyypeissä 2 ja 3 kondrit sisältävät lasia (4). Lämpömetamorfoosi aiheuttaa devitrifikaatiota ja lasi alkaa kiteytyä. Lopulta muodostuu sekundaarisia, koostumukseltaan oligoklaasia olevia maasälpäkiteitä (3), jotka ovat sitä suurempia, mitä korkeampi lämpömetamorfoosin aste on (Norton 2002).

Tyypin 3 kondriitit ovat kemiallisesti tasapainottomattomia, eli niiden mineraalikoostumus on heterogeeninen ja yksittäisten oliviini- ja pyrokseenikiteiden rautapitoisuus (1) vaihtelee yli 5 prosentilla (Norton 2002). Vaihteluväli kapenee tyypissä 4 ja tyypistä 5 ylöspäin kaikkien kiteiden rautapitoisuus on kasvanut ja yhdenmukaistunut (Norton 2002). Ca-köyhä pyrokseeni (2) esiintyy monokliinisenä tyypeissä 2 ja 3. Kuumentuessa se alkaa uudelleenkiteytyä ja tyypin 5 ja 6 pyrokseeni on pääosin ortorombista (Norton 2002).

Metallisen raudan koostumus (5) vaihtelee vähänikkelisestä kamsiitista korkeanikkeliseseen taeniittiin. Tyypin 2 kondriitit sisältävät vain kamsiittia, kun taas tyypistä 3 ylöspäin esiintyy sekä kamsiittia, että taeniittia (Norton 2002). Sulfidimineraalien (6) kuten troiliitin nikkelpitoisuus on korkea tyypin 3 kondriiteissa ja laskee petrologisen tyypin kasvaessa (Norton 2002).

Hiilipitoisuus (9) on korkein tyypin 1 kondriiteissa, joissa se voi olla jopa 5 %. Kaikki tyypin 1 ja 2 kondriitit lukeutuvat hiilikondriitteihin. Petrologisessa luokassa 3 hiilikondriittien hiilipitoisuus vaihtelee ja voi olla vain 0,2 %, vähemmän kuin joidenkin tavallisten kondriittien (Norton 2002). Vesipitoisuus (10) on merkittävä tyypin 1 ja 2 kondriiteissa. Tyypin 1 kondriitit voivat sisältää vettä jopa 22 massaprosenttia. Tyypin 2 kondriiteissa vesipitoisuus on alhaisempi. Vesi esiintyy näissä hiilikondriiteissa mineraaleihin, pääosin verkkosilikaatteihin, sitoutuneena. Muiden kondriittien

vesipitoisuus on huomattavasti alhaisempi. Tavallisissa kondriiteissa se on alle 0,2 % (Norton 2002).

3.4 Shokkimetamorfoosi ja breksioituminen

Shokkimetamorfoosia tapahtui sekä kasautumisen aikana, että sen jälkeen (Norton 2002). Useimmissa tavallisissa kondriiteissa on jälkiä törmäyksistä (Norton 2002). Stöffler *et al.* (1991) laatima asteikko jakaa shokkimetamorfoosin kuuteen luokkaan. Luokittelu perustuu pääasiassa oliviinin muutoksiin. Shokkimetamorfoosin luokan kasvaessa oliviinikiteet halkeilevat ja deformatuivat. Plagioklaasi muuttuu lopulta lasimaiseksi maskelyniitiksi. Kivessä voi esiintyä juonia ja sulaneita taskuja. Luokassa 1 meteoriitit eivät käytännössä ole kokeneet shokkimetamorfoosia lainkaan (>5 GPa:n paine). Luokka 3 on tavallisissa kondriiteissa yleisin ja niiden kokemat paineet sijoittuvat 5–10 ja 15–20 GPa:n välille. Tämän luokan meteoriiteissa oliviinikiteet alkavat rakoilla niiden tasojen mukaisesti. Luokassa 6 paine ylittää 45–55 GPa, jolloin oliviini uudelleenkiteytyy ja siihen voi muodostua ringwoodiittia. Korkeammassa shokkimetamorfoosissa (75–90 GPa) kivi sulaa, jolloin muodostuu törmäyssulua ja breksioita.

Breksioita voidaan jaotella samasta kivilajista koostuviin monomiktisiin breksioihin, useamman kivilajin polymiktisiin breksioihin ja kondriittien tapauksessa eri metamorfisista asteista koostuviin genomiktisiin breksioihin. Regoliittibreksiat ovat muodostuneet lähellä emokappaleen pintaa. Ne muodostuivat regoliitin pölyn ja irtokappaleiden tiivistyessä ja kivettyessä. Regoliittibreksioihin on absorboituneena aurinkotuulen jalokaasuja ja ne ovat altistuneet säteilylle, joka on saanut kiteet tummumaan. Törmäyssulabreksiat syntyvät, kun osa kivistä sulaa ja sekoittuu sulamattomien kappaleiden kanssa. (Norton 2002).

3.5 Akondriittien petrologia

Maan magmakivien tapaan monet akondriitit ovat fraktioivassa kiteytymisessä kehittyneitä kumulaatteja (Norton 2002). Ne sisältävät samoja tekstuurillisia ominaisuuksia kuin Maankin kivet. Primitiivisissä akondriiteissa differentiaatio jäi

kesken ja ne ovat eräänlainen välimuoto kondriittien ja differetioituneiden akondriittien välillä (Norton 2002). Differentiaatio johtaa siderofiilisten ja litofiilisten alkuaineiden erottumiseen (Lipschut & Schultz 2014). Siderofiilit seostuvat metalliseen rautaan silikaattien köyhtyessä niistä. Magmat rikastuvat litofiileistä, kuten harvinaisista maametalleista (Lipschut & Schultz 2014). Akondriitit ovat köyhtyneet siderofiileistä huomattavasti, kun taas litofiilien suhteelliset pitoisuudet ovat niissä kymmenkertaisia Auringon koostumukseen verrattuna (Norton 2002).

Varhaisten planetesimaalien differentiaatiossa muodostuneet sulat rikastuivat sen lämmönlähteenä toimineesta ^{26}Al :sta, joka kulkeutui silikaattiseen kuoreen ja siirsi siten lämpöä pois ytimestä (Moskovitz & Gaidos 2011). Säilynyt differentioitunut planetesimaali, asteroidi 4 Vesta, kävi läpi magmamerivaiheen, jonka jälkeen magmatismi jatkui vaipan vaikutuksesta vielä sen jälkeen, kun ^{26}Al oli kulunut loppuun (Hublet *et al.* 2017). Asteroideja suurempien kappaleiden, kuten terrestristen planeettojen differentiaatio oli seurausta planetesimaalien törmäyksistä kasautumisen loppuvaiheessa (Tonks & Melosh 1992). Suuret törmäykset muodostivat sulaneita altaita, joissa silikaatit ja rauta erottuivat toisistaan. Rautamassa vajosi tiheämpänä altaan pohjalle ja edelleen ytimeen vaipan joko hajottua hauraasti tai valuttua pois sen tieltä (Tonks & Melosh 1992).

3.6 Meteoriiittien ikämäärytykset

Meteoriiittien ikämäärytyksissä käytetään mm. Rb–Sr-, Pb/Pb-, ja Ar–Ar-ajoitusmenetelmiä (Norton 2002). Kaasumaisia ja systeemistä herkästi poistuvia tytärisotoppeja sisältävät ajoitusmenetelmät ovat herkkiä impakti- ja lämpömetamorfoosin vaikutuksille (Norton 2002). Lämmitessä systeemi nollautuu kaasun poistuessa ja alkaa alusta, kun kivi jäähtyy tarpeeksi ja kaasua alkaa pidätyä kiveen uudelleen (Norton 2002). Näin voidaan ajoittaa törmäystapahtumia meteoriiitin emokappaleella ns. kaasunpidättymisiän (engl. gas-retention age) perusteella. Erityisesti L-kondriiteilla tunnetaan nuoria yhteneväisiä kaasunpidättymisikiä, mitkä yhdessä fossiilimeteoriiittilöydösten kanssa viittaavat niiden emokappaleen kokoneen merkittävän törmäyksen noin 500 miljoonaa vuotta sitten (Lipschutz & Schultz 2014). Termokronologisilla menetelmillä voidaan määrittää myös meteoriiittien emokappaleiden

lämpötilahistorioita, sillä kivien jäähtyminen saattoi jatkua merkittävästi kiteytymisen jälkeen (Gail *et al.* 2014).

Ensimmäiset kiinteät kappaleet, CAI:t ovat 4567.3 ± 0.16 Ma ikäisiä (Connelly *et al.* 2012). Kondrien muodostus tavallisten kondriittien osalta ajoittuu noin 1,8–3,0 miljoonaan vuotta CAI:en jälkeen (Pape *et al.* 2019). Kaksi kondrien muodostuksen määrällistä huippua sekä tavallisten kondriittien, että hiilikondriittien osalta ajoittuvat noin 2,0:een ja 2,3 miljoonaan vuotta CAI:en jälkeen (Pape *et al.* 2019). Rautameteoriittien emokappaleet kasaantuivat ja differentioituivat jo ennen tunnettujen kondriittisten meteoriittien kondrien muodostumista, alle miljoonasta vuodesta puoleentoista miljoonaan vuoteen CAI:en jälkeen (Anand *et al.* 2021).

Akondriitit ajoittuvat lähes poikkeuksetta alle 4 Ma CAI:en jälkeen (Anand & Mezger 2023). Nuoremmat iät ovat seurausta korkean asteen metamorfoosista ja sulamisesta suuremmilla kappaleilla kuten Vestalla, tai angrüittien ja ureiliittien emokappaleilla (Anand & Mezger 2023). Vanhin tunnettu magmaattinen akondriitti, ryhmittelemätön ja koostumukseltaan andesiittinen Erg Chech 002 on iältään 4565.56 ± 0.12 Ma (Krestianinov *et al.* 2023). Iänmääritysten perusteella nuorimmat Mars-meteoriitit, shergottiitit, ovat monimutkaisia määritettäviä, sillä ne ovat altistuneet voimakkaalle shokkimetamorfoosille (Norton 2002). Viimeisimmät ajoitukset kuitenkin osoittavat niiden olevan vain 161–540 Ma vanhoja ja peräisin nuorista tulivuorista (Cohen *et al.* 2023).

Meteoriitin kulkua avaruudessa emokappaleelta Maahan voidaan ajoittaa korkeaenergisten kosmisten säteiden vaikutusten avulla. Ne läpäisevät kiveä noin metrin syvyyteen asti. Kosmiset säteet, eli korkeaenergiset hiukkaset törmäävät kappaleen mineraalien atomiytimiin, muodostaen spallaatioissa uusia stabiileja isotooppeja. Koska meteoriittien lähtöaines sijaitsee asteroideilla yli metrin syvyydessä, se alkaa altistua kosmisille säteille vasta päädyttyään avaruuteen törmäyksen heitteleinä. Isotooppien muodostuminen jatkuu, kunnes kappale tippuu Maahan. Kosmisten säteiden altistumisajat (engl. cosmic-ray exposure ages, CRE ages) vaihtelevat

meteeoriittityypeittään. Tavallisilla kondriiteilla ne ovat keskimäärin noin 50 miljoonaa vuotta, joskin eri ryhmien välillä on vaihtelua ja erilaisia huippuja jakaumassa. (Norton 2002).

4 Kivimeteoriittien luokittelu

4.1 Luokittelun terminologia

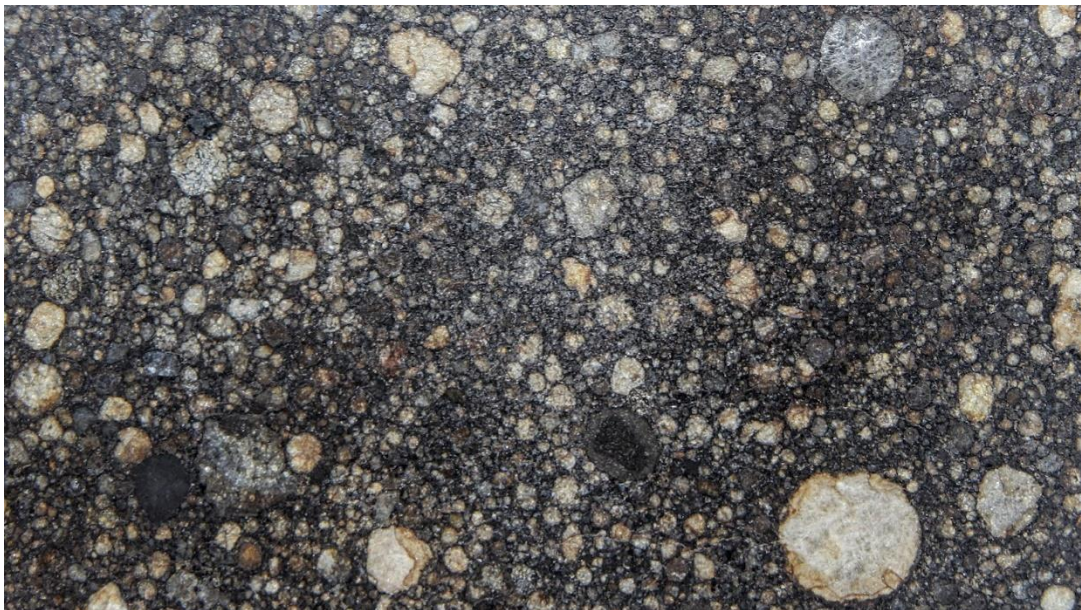
Kondriittiset meteoriitit noudattavat systemaattista luokittelujärjestelmää, jota aiemmissa kappaleissa on jo käsitelty. Kemiallisesti pääluokat C, O ja E jakautuvat klaaneihin, jotka jakautuvat edelleen ryhmiin (Weisberg *et al.* 2006). Petrologista tyyppiä kuvaava numero ilmoitetaan kemiallisen ryhmän jälkeen (Norton 2002). Esimerkiksi ryhmään L kuuluva ja petrologista tyyppiä 3 oleva meteoriitti on L3-kondriitti. Ryhmään on kuuluttava vähintään 5 toisistaan erillistä meteoriittia (Weisberg *et al.* 2006). Käytännöt, joilla kondriittiryhmät nimetään poikkeavat historiallisista syistä pääluokkien välillä (Weisberg *et al.* 2006). Tavalliset kondriitit (H, L ja LL) nimetään kokonaisrautapitoisuuden ja metallisen raudan osuuden perusteella. Hiilikondriittien ryhmät nimetään tavallisesti lisäämällä C-kirjaimen perään ryhmän tyyppiesimerkin ensimmäinen kirjain. Esimerkiksi CI-kondriittien tyyppiesimerkki on Ivuna-meteoriitti. Poikkeuksena ovat CH-kondriitit, joissa H kuvaa korkeaa rautapitoisuutta (Weisberg *et al.* 2006). Akondriittien ja primitiiviset akondriittien ryhmät on joitain poikkeuksia lukuun ottamatta nimetty jonkin tunnetun, tai niitä hyvin edustavan esimerkin mukaisesti lisäämällä nimeen päätte ”-ite” (Weisberg *et al.* 2006). Jos meteoriitti ei sovi mineralogisesti tai kemiallisesti mihinkään tunnettuun ryhmään, sitä kutsutaan ryhmittelemättömäksi (engl. ungrouped) (Weisberg *et al.* 2006).

4.2 Kondriittiset meteoriitit

4.2.1 Tavalliset kondriitit

Noin 85 % putouksista on tavallisia kondriitteja (Norton & Chitwood 2008). Tavallisten kondriittien tunnusomaisia tekstuurillisia ominaisuuksia ovat kondrien 0,3–0,9 mm:n halkaisija, kondrityyppien monimuotoisuus ja kondrien runsas lukumäärä suhteessa perusmassaan (Kallemeyn *et al.* 1989). Kemiallisesti ne erottuvat rekfraktoristen litofiilisten alkuaineiden noin 0,85 kertaisilla pitoisuuksilla CI-kondreihin verrattuna (Kallemeyn *et al.* 1989). Happi-isotooppijakaumat sijoittuvat terrestrisen fraktioitumissuoran yläpuolelle (Kallemeyn *et al.* 1989). Tavallisia kondriitteja esiintyy petrologisilla tyypeillä 3–7 (Norton & Chitwood 2008).

Tavalliset kondriitit jaetaan H-, L- ja LL-ryhmiin metallisen ja hapettuneen raudan pitoisuuksien perusteella (Norton & Chitwood 2008). H-kondriittien (engl. high iron) kokonaisrautapitoisuus on 25–30 % ja metallisen raudan osuus 15–19 %. Oliiviinin koostumus on Fa_{16–20}. L-kondriittien (engl. low iron) (Kuva 5) kokonaisrautapitoisuus on 20–23 %, metallisen raudan osuus 1–10 % ja oliiviinin koostumus on Fa_{21–25}. LL-ryhmän (engl. low metal, low total iron) kokonaisrautapitoisuus on 19–22 %, metallisen raudan osuus 1–3 % ja oliiviinin koostumus on Fa_{26–32}.



Kuva 5. Tiheästi pakkautuneita kondreja tyyppin L3 tavallisessa kondriitissa NWA 15457. Kuva Miro Mäkinen.

Kondrien koko vaihtelee ryhmittäin: H-kondriittien kondrit ovat keskimääräiseltä halkaisijaltaan pienimpiä ja LL-kondriittien suurimpia (Metzler 2018). Clayton *et al.* (1991) mukaan ryhmät edustavat kolmea erillistä emokappaletta, tai emokappaleiden joukkoa, ja että ne kasautuivat erillään toisistaan alun perin yhteneväisestä kondrien populaatiota, joka lajittui koon perusteella ennen kasautumista. Metzler *et al.* (2019) puolestaan esittivät, että tavallisten kondriittien kondrit eivät välttämättä edusta yhtä muodostuessaan yhteneväistä populaatiota, mutta kävivät läpi kaksi erillistä lajittumisprosessia ja kasautuivat lopulta yhdeksi, koostumukseltaan vaihtelevaksi asteroidiksi.

Spektrianalyysien perusteella tavalliset kondriitit ovat todennäköisesti peräisin S-tyyppin asteroideilta (Norton 2002). Vernazza *et al.* (2014) esittivät spektrianalyysiin perustuen, että kondrit lajittuivat kiekossa koon mukaan lopulta kasautuen useiksi koostumukseltaan toisiaan vastaaviksi kappaleiksi, jotka jakautuvat H-tyyppiä ja Hebe-asteroidiperhettä muistuttaviin asteroideihin sekä LL-tyyppiä ja Flora-asteroidiperhettä muistuttaviin asteroideihin. Tämän mallin mukaan suuret S-tyyppin asteroidit edustavat näiden kappaleiden törmäysten seurauksena paljastuneita sisäosia.

4.2.2 Hiilikondriitit

Hiilikondriitit, eli C-kondriitit edustavat noin 3,8 % prosenttia kaikista kondriiteista. Ne ovat monimuotoisin ja heterogeenisin kondriittien luokka (Norton 2002). Nimestään huolimatta kaikki hiilikondriittiryhmät eivät sisällä merkittäviä määriä hiiltä, vaan ne määrittyvät litofiilisten alkuaineiden pitoisuuksien ja happi-isotooppikoostumuksen perusteella (Norton 2002). Valtaosa hiilikondriiteista ei ole altistunut merkittävälle lämpömetamorfoosille. Merkittävää lämpömetamorfoosia esiintyy vain CK-ryhmän kondriiteissa (Norton 2002). Vastaavasti hiilikondriitit ovat altistuneet veden vaikutuksille erityisesti CI-, CM- ja CR-ryhmien osalta (Norton 2002). Verkkosilikaattien lisäksi vettä esiintyy hydratoituneissa sulfaateissa (Norton 2002). Muita merkkejä vedestä ovat mm. karbonaattisaostumat, sekundaarisen sulfidin muodostuminen ja metallin hapettuminen (Trigo-Rodríguez *et al.* 2006). Hiilikondriitit, etenkin CI- ja CM-ryhmän kondriitit sisältävät monimuotoisen joukon orgaanisia yhdisteitä (Norton 2002). Niihin lukeutuu mm. aromaattisia hiilivetyjä ja karboksyyli- ja aminohappoja (Norton 2002).

Jo aiemmissa osioissa käsitellyt primitiiviset, vesi- ja hiilipitoiset tyyppin 1 CI-kondriitit ovat erittäin harvinaisia niiden hauraan koostumuksen vuoksi (Norton 2002). Ne muodostavat oman klaaninsa (Weisberg *et al.* 2006). CI-kondriitit ovat hyvin huokoisia ja koostuvat lähes kokonaisuudessaan perusmassasta, joka sisältää hienojakoista magnetiittia, magneettikiisua, hiilipitoista ainesta ja serpentiinimineraaleja (Norton 2002). Perusmassaan on sekoittuneena pieniä oliviini-, pyrokseeni- ja refraktorisia rakeita. Muita mineraaleja ovat karbonaatit ja epsomiitti (Norton 2002).

CM- ja CO-kondriitit luetaan samaan klaaniin (Weisberg *et al.* 2006). Tyypin 2 CM-kondriitit ovat CI-kondriitteja yleisempiä ja koostumukseltaan tiheämpiä. Niiden perusmassa on pitkälti samanlaista kuin CI-kondriiteissa, mutta sen osuus on vähäisempi. Ne sisältävät kondreja ja muita rakeita (Norton 2002). Vesipitoisuus vaihtelee 3–11 m-%:n välillä. Tyypin CO-kondriittien kondrit ovat pienikokoisia, kuten CM-kondriiteissa, mutta niitä esiintyy paljon tiheämmässä ja koostumukseltaan ne muistuttavat CV-kondriitteja (Norton 2002). CO-kondriitit sisältävät myös metallia.

CV- ja CK-kondriitit muodostavat oman klaaninsa (Weisberg *et al.* 2006). Tyypin 3 CV-kondriitit ovat CI- ja CM-kondriitteja huomattavasti tiheämpiä (Norton 2002). Niiden perusmassa koostuu Fe-rikkaasta oliviinista ja opaakeista kuten pentlandiitista, troiliitista ja Ni-rikkaasta metallista. Kondrit ovat pääosin PO-tyyppisiä ja sisältävät forsteriittia (Norton 2002). Lisäksi ne ovat suurikokoisia, selkeästi erottuvia, sisältävät opaakkeja rakeita ja niiden reunoilla esiintyy serpentiinejä. CAI:t ja oliviiniagregaatit ovat CV-kondriiteissa yleisiä sulkeumia (Norton 2002). CK-kondriitit ovat kemiallisesti samankaltaisia CV-kondriittien kanssa (Norton 2002). Ne ovat altistuneet lämpömetamorfoosille ja esiintyvät petrologisilla tyypeillä 3–6. Muita tunnusomaisia ominaisuuksia ovat tumma väri, joka on peräisin mikroskooppisista magnetiitti- ja pentlandiittihipuista sekä kondrien vähäisyys. CL-kondriitit ovat viimeisin kuvailtu hiilikondriittien ryhmä (Metzler *et al.* 2021). Ne muistuttavat CV- ja CK-kondriitteja, mutta ovat erittäin köyhtyneitä volatiileista litofiileistä ja niiden perusmassa on vähäistä.

CR-klaani koostuu CR- CH- ja CB-ryhmistä (Weisberg *et al.* 2006). Tyypin 2 CR-kondriitit sisältävät sekä hapettuneita, että pelkistyneitä komponentteja (Norton 2002). Hydrotermisesti muuttuneet kondrit ja FeNi-metallirakeet ovat asettuneet pääosin verkkosilikaateista koostuvaan perusmassaan. CH-kondriitit sisältävät jopa 40 % metallia, joka esiintyy suurina fragmentteina ja niiden kondrit ovat pieniä ja harvalukuisia. CB-kondriitit poikkeavat petrologialtaan muista hiilikondriiteista (Weisberg *et al.* 2001), sillä ne koostuvat metalli- ja silikaattiklasteista ja niiden metallipitoisuus voi olla jopa 70 %. Kemiallisesti ne lukeutuvat kuitenkin hiilikondriittien joukkoon.

Hiilikondriittien oletetut emokappaleet; C-, D- ja P-tyypin asteroidit edustavat jatkumoa asteroidien ja komeettojen välillä (Briani *et al.* 2011). Nämä kappaleet kasautuivat vedettömien mineraalien lisäksi jäistä, hydratoituneista mineraaleista ja orgaanisesta materiaalista ja olivat alkujaan erittäin huokoisia (Trigo-Rodríguez *et al.* 2019). Komeetoista poiketen hiilikondriittien emokappaleet kompaktoituivat lukuisten törmäysten seurauksena (Trigo-Rodríguez & Blum 2009). Radiogeeninen lämpö vapautti vettä, jonka aiheuttama muuttuminen mineraaleissa tapahtui ensimmäisen 10 miljoonan vuoden aikana (Trigo-Rodríguez *et al.* 2019). C-tyypin asteroidit heijastavat vähän valoa ja niistä useimpien spektrit viittaavat niiden sisältävän mineraaleihin sitoutunutta vettä (Norton 2002).

4.2.3 Muut kondriitit

Enstatiittikondriitit edustavat 1,4 prosenttia kaikista kondriiteista (Norton 2002). Ne ovat kaikista kondriittiluokista pelkistyneimpiä silikaattien koostuessa lähes puhtaasta enstatiitista ja raudan esiintyessä lähes yksinomaan metallina ja sulfidina. Litofiiliset alkuaineet kuten Ca, Mg, K, Na ja Mn esiintyvät osittain sulfideina (Norton 2002). Enstatiittikondriitit sisältävät ylimäärän piitä suhteessa magnesiumiin, minkä takia osa piistä esiintyy FeNi-metalliin sitoutuneena ja kvartsina sekä sen polymorfeina, kuten tridymiittinä ja kristobaliittina (Norton 2002). Yleisimmät kondriityypit ovat tyypin 1 FeO-köyhtyneet porfyriset kondrit ja säteittäiset pyrokseenikondrit. Kondrien keskimääräinen halkaisija on 0,2 mm (Norton 2002). Tavallisten kondriittien tavoin ne jaetaan EH- ja EL-ryhmiin kokonaisrautapitoisuuden perusteella (Norton 2002). Enstatiittikondriitteja esiintyy petrografisilla tyypeillä 3–7 (Meteoritical Bulletin Database). EH- ja EL-kondriitit, sekä akondriittiset aubriitit muodostuivat happi-isotooppijakaumaltaan samankaltaisissa, mutta kemiallisesti eriävissä olosuhteissa noin kahden astronomisen yksikön etäisyydellä Auringosta (Norton 2002). Edellä mainittujen meteoriittiryhmien happi-isotooppijakaumat sijoittuvat terrestriselle fraktioitumissuoralle, mikä viittaa geneettiseen yhteyteen Maan kanssa (Clayton *et al.* 1984).

Rumuruti-kondriitit, eli R-kondriitit ovat erittäin hapettuneita ei-hiilikondriittisia kondriitteja (Kallemeyn *et al.* 1996). FeNi-metalli puuttuu niistä lähes täysin ja oliviinien fayaliittipitoisuus on kaikkia muita kondriittiryhmiä suurempi. Opaakit koostuvat pääosin runsaasta sulfidista (~9 m-%) ja kromiitista (Kallemeyn *et al.* 1996). R-kondriiteilla on samankaltaisia ominaisuuksia tavallisten kondriittien kanssa mm. happi-isotooppijakaumien, alkuainekoostumuksen ja kondriityyppien osalta (Kallemeyn *et al.* 1996). Useimmat R-kondriitit ovat eri petrologisten tyyppien breksioita. Niitä esiintyy petrologisissa tyypeissä 3–6 (Meteoritical Bulletin Database).

4.3 Akondriittiset meteoriidit

4.3.1 Primitiiviset akondriitit

Acapulcoiitit ja lodraniitit ovat luultavasti peräisin samasta emokappaleesta (Norton 2002). Niiden FeNi-metallipitoisuus on suuri (~20 m-%). Molempien päämineraaleja ovat oliviini ja ortopyrokseeni, joilla on kondriittinen koostumus. Lodraniittien raekoko on acapulcoiitteja suurempi, ne ovat metamorfoituneempia ja kokeneet sulamista. Joissakin acapulcoiiteissa on havaittavissa reliktkondreja. Lodraniitit todennäköisesti muodostuivat acapulcoiitteja syvemmällä (Norton 2002). Winonaiitit liittyvät läheisesti IAB-ryhmän rautameteoriihteihin ja ovat peräisin samalta emokappaleelta. Ne ovat luultavasti uudelleenkiteytyneiden ja sulaneiden kondriittien ja metallin muodostamia breksioita (Norton 2002).

Ureiliitit koostuvat oliviinista ja pigeoniitista tai oliviinista ja ortopyrokseenista (Weisberg *et al.* 2006). Ne ovat mahdollisesti magmakammiossa muodostuneita kumulaatteja (Norton 2002). Weisberg *et al.* (2006) kuitenkin lukevat ureiliitit primitiivisten akondriittien joukkoon niiden happi-isotooppijakaumien perustella, vaikka niillä on hyvin fraktioituneiden akondriittien ominaisuuksia. Ureiliiteille tunnusomaista on rakeiden välissä sijaitseva opaakki aines, joka sisältää mm. metallia, troiliittia ja hiiltä grafiittina, timanttina ja lonsdaleiittina. Kappale, jolla ureiliitit alun perin muodostuivat, koki katastrofaalisen törmäyksen ja hajosi pieniksi kappaleiksi, jotka kasautuivat uudelleen yhdeksi tai useammaksi kappaleeksi (Goodrich *et al.* 2004).

Braksiniitit ovat keski- ja karkearakeisia ja koostuvat pääosin oliviinista ja vähemmissä määrin augiitista ja plagioklaasista (Norton 2002). Weisberg *et al.* (2006) lukevat myös braksiniitit primitiivisiksi akondriiteiksi. Ureiliittien tapaan niiden alkuperä on kiistanalainen (Weisberg *et al.* 2006).

4.3.2 Muut akondriitit

Angriitit koostuvat Ca-rikkaasta oliviinista, plagioklaasista ja Ca-Al-Ti-rikkaasta klinopyrokseenista (Norton 2002). Tyypillisiä ominaisuuksia ovat karkearakeisuus ja kaasurakkulat (Norton & Chitwood 2008). Ne ovat yksiä vanhimmista meteoriiteista (Norton & Chitwood 2008). Aubriitit koostuvat lähes yksinomaan enstatiitista (Norton 2002) ja pienistä määristä metallia. EH- ja EL-kondriittien tavoin ne muodostuivat lähellä Aurinkoa, mutta toisistaan erillisinä kappaleina (Norton 2002). Aubriitit ovat magmaattisia akondriitteja ja kiteytyivät suurina kiteinä Mg-rikkaasta sulasta (Norton 2002). Lähes kaikki aubriitit ovat breksioita.

4.3.3 HED-klaani

HED-klaani koostuu howardiiteista, eukriiteista ja diogeniiteista, ja ne ovat jo pitkään yhdistetty asteroidi 4 Vestaan spektrianalyysien perusteella (Norton 2002). Dawn-luotaimen suorittamat mittaukset ovat entisestään vahvistaneet tätä yhteyttä (McSween *et al.* 2013). Vesta koki historiassaan merkittävän törmäyksen, joka paljasti siitä montaa eri kerrosta edustavia kivilajeja ja muodosti uuden irronneista kappaleista koostuvan asteroidiperheen (Norton 2002).

Eukriitit ovat kaikista akondriiteista yleisimpiä. Ne koostuvat lähes yksinomaan plagioklaasista ja klinopyrokseenista. Muita vähäisesti esiintyviä mineraaleja ovat mm. kromiitti, ilmieniitti, ortopyrokseeni ja kvartsi. Niille on tyypillistä ofiittinen tekstuuri. Eukriitit muodostuivat pinnalla virranneista basalttisista laavoista tai juonissa. Diogeniitit ovat karkearakeisia ja koostuvat ortopyrokseenista. Ne ovat plutonisia ylämannelissa tai kuoren alaosassa muodostuneita kumulaatteja. (Norton 2002).

Howardiitit (Kuva 6.) koostuvat kivettyneestä regoliitista, joka muodostui isojen ja pienien törmäysten, kosmisten säteiden ja aurinkotuulen rikkoessa basalttista kuorta yhä pienemmiksi kappaleiksi. Howardiiteille on tyypillistä diogeniittisten klastien esiintyminen hienojakoisessa eukriittisessä perusmassassa. Lisäksi ne sisältävät usein hiilikondriittisiä, CM-ryhmää muistuttavia klasteja. (Norton 2002).



Kuva 6. Kivi- ja mineraaliklestejä howardiitissa NWA 14414. Kuva Miro Mäkinen.

4.3.4 Kuu- ja Mars-meteoriiitit

Suurin osa Kuu-meteoriteista on regoliittia tai muita kivenkappaleita sisältäviä breksioita (Lipschutz & Schultz 2014). Niiden koostumus on pääosin maasälpäistä. Myös breksioitumattomia basaltteja tunnetaan (Lipschutz & Schultz 2014). Basaltit ovat lähtöisin kuun ”meristä”, eli basalttilaakioilta (Norton 2002). Maasälpä taas esiintyy Kuun anortosiittisilla vanhoilla ja kraaterien täyttämällä ylängöillä (Norton 2002).

Mars-meteoriiitit edustavat Marsin kuorta ja niihin lukeutuvat pääasiassa shergottiitit, nakhliitit ja chassigniitit, jotka muodostavat SNC-klaanin (Weisberg *et al.* 2006). Ne ovat suhteellisen nuoria, alle 1300 Ma ikäisiä (Weisberg *et al.* 2006). Shergottiitit ovat Mars-meteoriteista yleisimpiä (Norton 2002). Ne ovat pääosin basalttisia ja koostuvat

pigeoniitista, augiitista ja maskelyniitistä, joka on shokkimetamorfoosissa lasittunutta plagioklaasia (Norton & Chitwood 2008). Myös peridotiittisia shergottiitteja tunnetaan (Norton & Chitwood 2008). Nakhliitit koostuvat pääosin augiitista ja vähäisissä määrin oliviinista (Norton 2002). Ne koostuvat enimmäkseen augiitista ja sisältävät myös merkkejä veden vaikutuksesta (Norton & Chitwood 2008). Chassigniitit koostuvat pääosin oliviinista ja muistuttavat duniitteja (Norton & Chitwood 2008).

5 Aineisto ja menetelmät

5.1 Näyte ja näytteenkäsittely

Tutkittu kappale on oletettu meteoriitti, joka on peräisin Länsi-Saharasta. Oletettu meteoriitti on yksittäinen pitkähäkö, pyöristyneitä ja terävämpiä reunoja sisältävä kappale, joka näyttää säilyneen kokonaisena putouksen jälkeen. Kappaleen alkueräinen paino oli 1170 grammaa. Kappale on väriltään tumma, lievästi vihertävän harmaa, eikä siinä näy merkkejä sulamiskuoresta, joka on todennäköisesti kulunut pois. Pinnalla on havaittavissa kondreja muistuttavia nyppylöitä sekä ruostuneita ja paikoitellen kiiltäviä metallisia rakeita. Pinnalla on myös aavikkoympäristölle tyypillistä, luultavasti karbonaateista ja niiden sitomista hiekka- ja muista partikkeleista koostuvaa sakkaa. Eniten sakkaa on muodostunut todennäköisesti kappaleen maanpinnan kanssa kosketuksissa olleelle sivulle. Karbonaattia, hiekkaa ja rapautumistuotteina muodostuneita oksideja sisältävää sakkaa on kertynyt myös kappaletta halkoviin rakoihin. Sahattu pinta on harmahtava. Se sisältää metallisia rakeita ja harvakseltaan heikosti erottuvia kondreja runsaassa perusmassassa.

Näyte sahattiin aluksi keskeltä kahtia niin, että vältettiin selvästi rapautuneiden rakoilleiden alueiden päätymistä lopullisiin näytteisiin. Näytteestä sahattiin kaksi leikettä, joista sahattiin yhteensä kuusi näytepalaa ohuthieitä varten. Yksi pala jauhettiin hienoksi pulveriksi, josta valmistettiin puristenappi ja sulatenappi analyysyjä varten. Ohuthieiden hiottuja vastinkappaleita käytettiin μ XRF -analyysissä.

5.2 Optinen petrografia

Kuusi näytteestä valmistettua ohuthiettä tutkittiin polarisaattorimikroskoopilla. Hieissä esiintyvistä tekstuureista ja rakenteista otettiin valokuvia.

5.3 XRF-analyysit

Kahdesta hieen vastinkappaleesta, näytteestä 1 (liite 1, kuva 2) ja näytteestä 2 (liite 1, kuva 3) tehtiin μ XRF -kartoitus. Ajot suoritettiin Bruker M4 Tornado -laitteella. Ajoissa käytettiin 50 kV:n ja 600 μ A:n Rh-röntgenputkea ja 12,5 μ m Al-filtteriä vähentämään Rh-La-interferenssiä. Kohdistetun röntgensäteen spottikoko oli 20 μ m.

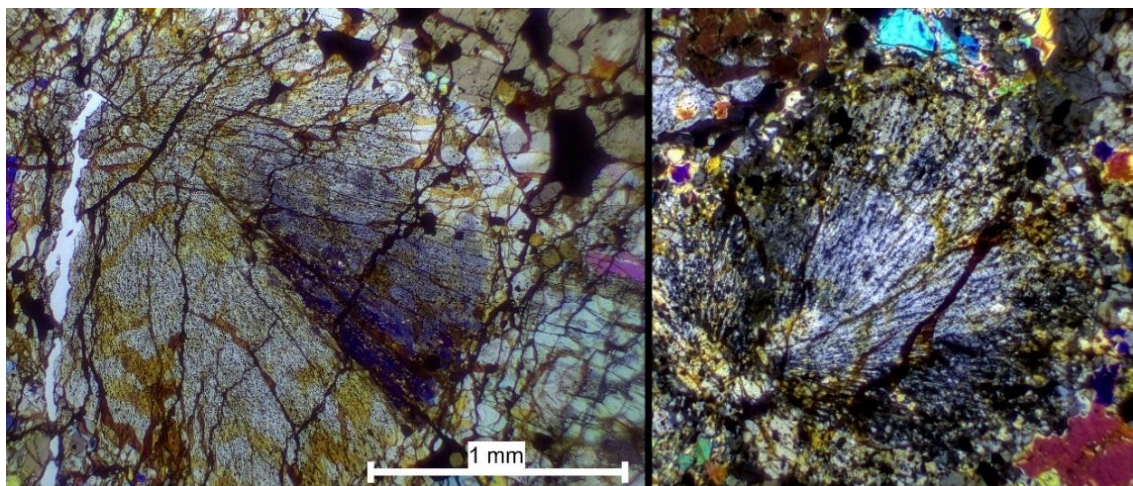
Osa alkuainepitoisuuksista määritettiin niiden oksidimuodossa XRF WROXI (Wide Range Oxides) -analyysillä. Jauhettua näytettä pidettiin hehkutusuunissa 1000 °C:ssa yksi tunti ja siitä laskettiin hehkutushäviö. Gramma hehkutettua näytettä sekoitettiin 10.5 grammaan Li-tetraboraatti-Li-metaboraatti-LiBr-seosta (49,75; 49,75; 0,5 massaprosenttia) ja siitä valmistettiin sulatenappi. Analyysi suoritettiin Malvern Panalytical Zetium Mineral Edition -laitteella 3 kW Rh-röntgenputkella. Alkuainekonsentraatiot laskettiin käyttäen SuperQ -ohjelmistopaketteja. Oksidit muutettiin alkuainemuotoon. XRF WROXI-analyysillä määritetyt alkuaineet olivat Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Si, Ti. Pro-Trace-hivenaineanalyysi suoritettiin samalla laitteella näytteestä valmistetusta puristenapista. Määritetyt alkuaineet olivat As, Ba, Cd, Ce, Cl, Co, Cr, Cs, Cu, F, Hf, La, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, S, Sc, Sm, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr. Pitoisuudet koboltille eivät ole luotettavia, sillä jauhatuksessa käytetty piikarbidimylly on saattanut aiheuttaa kontaminaatiota.

6 Tulokset ja tulosten tarkastelu

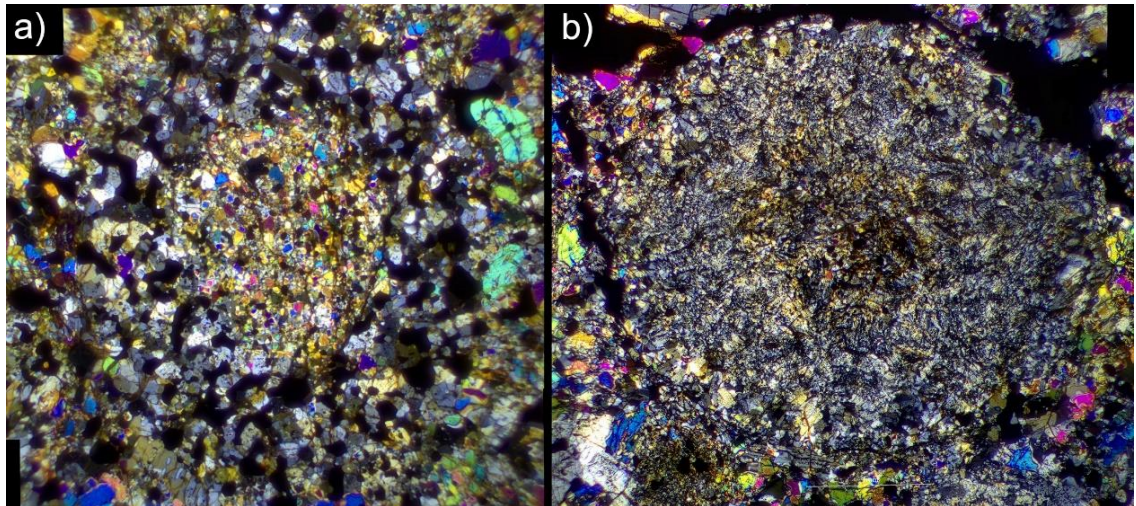
6.1 Petrologia

6.1.1 Kondrit ja silikaatit

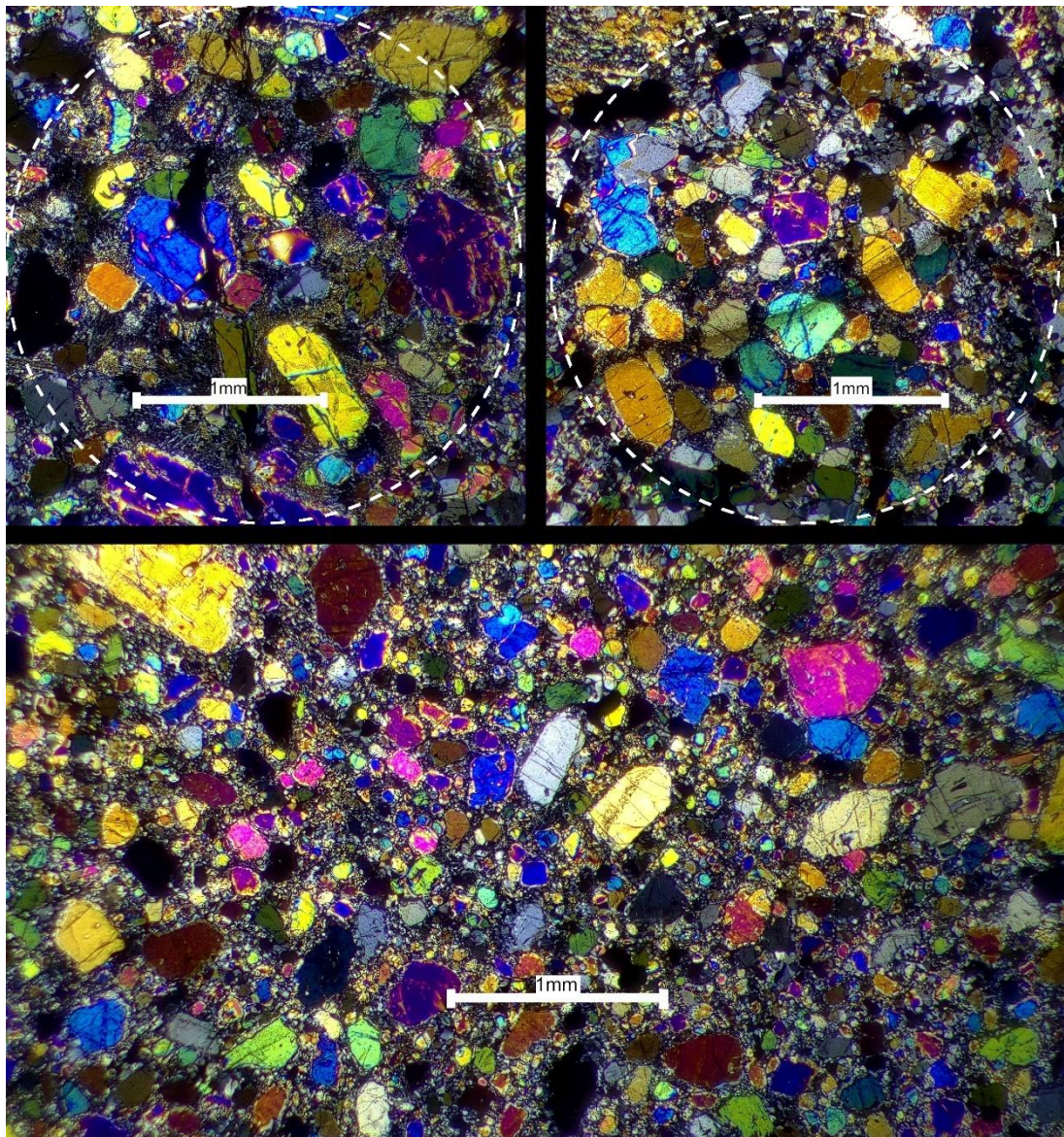
Säteittäiset pyrokseenikondrit (RP) ovat harvinaisia, mutta helposti tunnistettavissa (Kuva 7). Niiden halkaisijat ovat noin 2 millimetriä. Harvinaisia ovat myös granulaariset ortopyrokseenikondrit (GOP) (Kuva 8a) ja kryptokiteiset kondrit (C) (Kuva 8b). Tyypin II porfyiriset oliviiniikondrit (PO) ovat ohuthieissä yleisiä, mutta vaikeasti erotettavissa (Kuva 9). Niiden koko vaihtelee millimetreistä noin senttimetriin. Oliivinititeet ovat asettuneina mesostaasiin, joka on alkanut uudelleenkiteytyä ja muuttunut läpinäkyväksi. Helpoiten tunnistettavissa olevat kondrit ovat palkkimaisia oliviinikondreja (BO) (Kuva 10). Niiden koko vaihtelee alle millimetristä muutamaan millimetriin. Niitä esiintyi sekä monosomaattisena (Kuva 10a) että polysomaattisina (Kuva 10b–c). Osa BO-kondreista on teräväreunaisia ja osassa näyttää tapahtuneen reaktioita niiden ja perusmassan välillä. Myös fragmentteja BO-kondreista on havaittavissa (Kuva 8d). Kondrien tekstuurit ovat vielä erotettavissa, mutta ne ovat alkaneet uudelleenkiteytyä ja kondrien reunat ovat alkaneet reagoimaan perusmassan kanssa. Tämä viittaa lämpömetamorfoosiin ja Van Schmus & Wood (1967) kriteerien perusteella petrologiseen tyyppiin 4 tai 5.



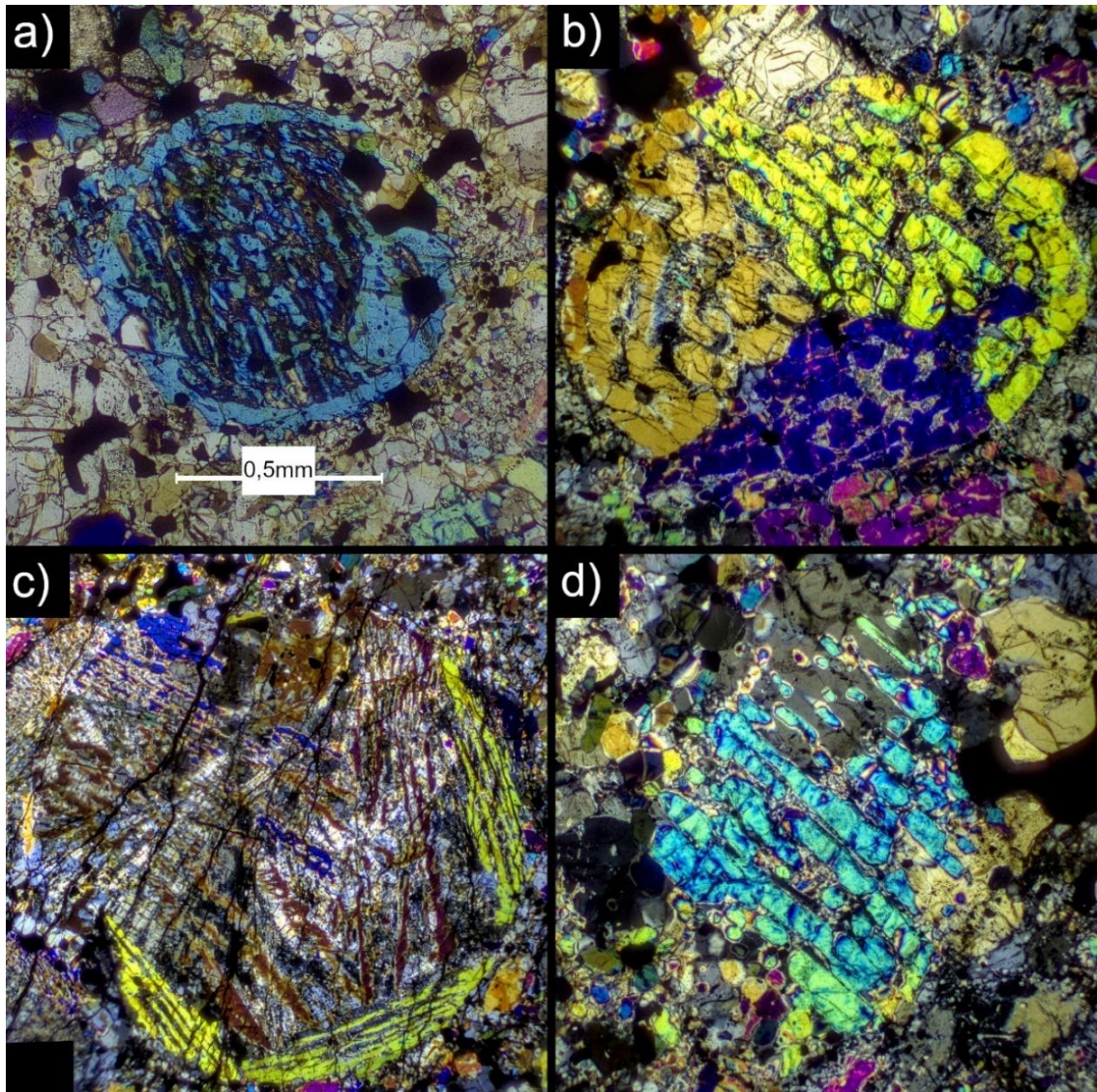
Kuva 7. RP-kondreja. Kuvat eivät ole samassa mittakaavassa.



Kuva 8. a) Opaakkien reunustama GOP-kondri. b) Kryptokiteinen kondri, mahdollisesti uudelleenkiteytynyt.



Kuva 9. Porfyrisiä oliviinikondreja.

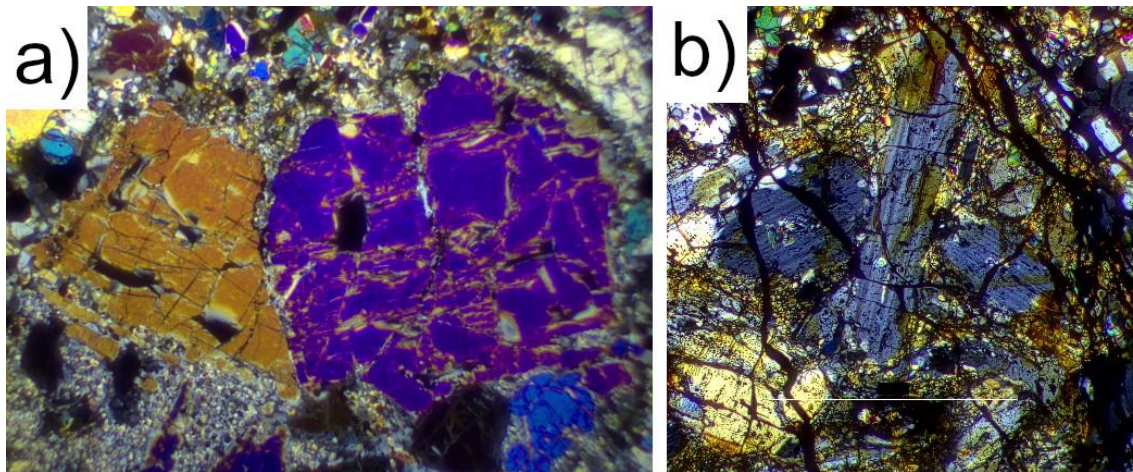


Kuva 10. a) Monosomaattinen yhtenäisesti järjestäytyneet BO-kondri. b) ja c) Polysomaattisia, eri asentoihin järjestäytyneiden oliviinikiteiden muodostamia BO-kondreja. d) BO-kondrin fragmentti. Kuvat eivät ole samassa mittakaavassa.

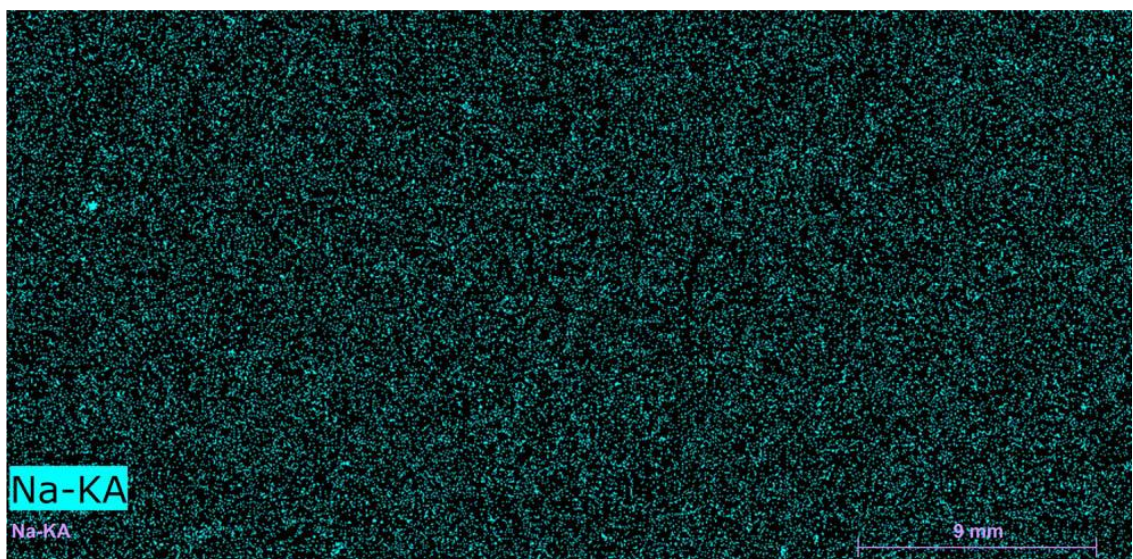
Primääriset silikaattimineraalit ovat oliviini, klinopyrokseeni ja ortopyrokseeni. Klinopyrokseenia esiintyy runsaasti suhteessa ortopyrokseeniin, mikä Van Schmus & Wood (1967) kriteerien mukaan viittaa petrologiseen tyyppiin 4. Valtaosa klinopyrokseenista oli luultavasti diopsidia ($\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$) (Kuva 11a). Hieistä löytyy kaikkiaan vain muutama klinoenstatiittikide (MgSiO_3) (Kuva 11b). Niissä esiintyy myös kaksostusta. Ca-köyhän klinopyrokseenin esiintyminen viittaa petrologiseen tyyppiin olevan alle 5, sillä niiden metamorfiset maksimilämpötilat jäävät tyyppiin 5 lämpötilojen alle (Olsen & Bunch 1984, Rubin & Ma 2017 mukaan). Toisaalta kaksostunutta Ca-

köyhää klinopyrokseenia voi muodostua myös shokkimetamorfoosiin tuloksena (Stöffler *et al.* 1991).

Van Schmus & Wood (1967) kriteeristön mukaan tyypin 5 kondriiteissa plagioklaasi on enimmäkseen mikrokiteistä ja suuremmat kiteet ovat harvinaisia. Tyypin 6 kondriiteissa kiteet ovat pääosin 50–100 μm kokoisia. Näytteen sisältämä plagioklaasi on mikrokiteistä mikroskooppihavaintojen perusteella, mutta alkuainekartasta on erotettavissa mahdollisesti ainakin yksi suurempi kide (Kuva 12)



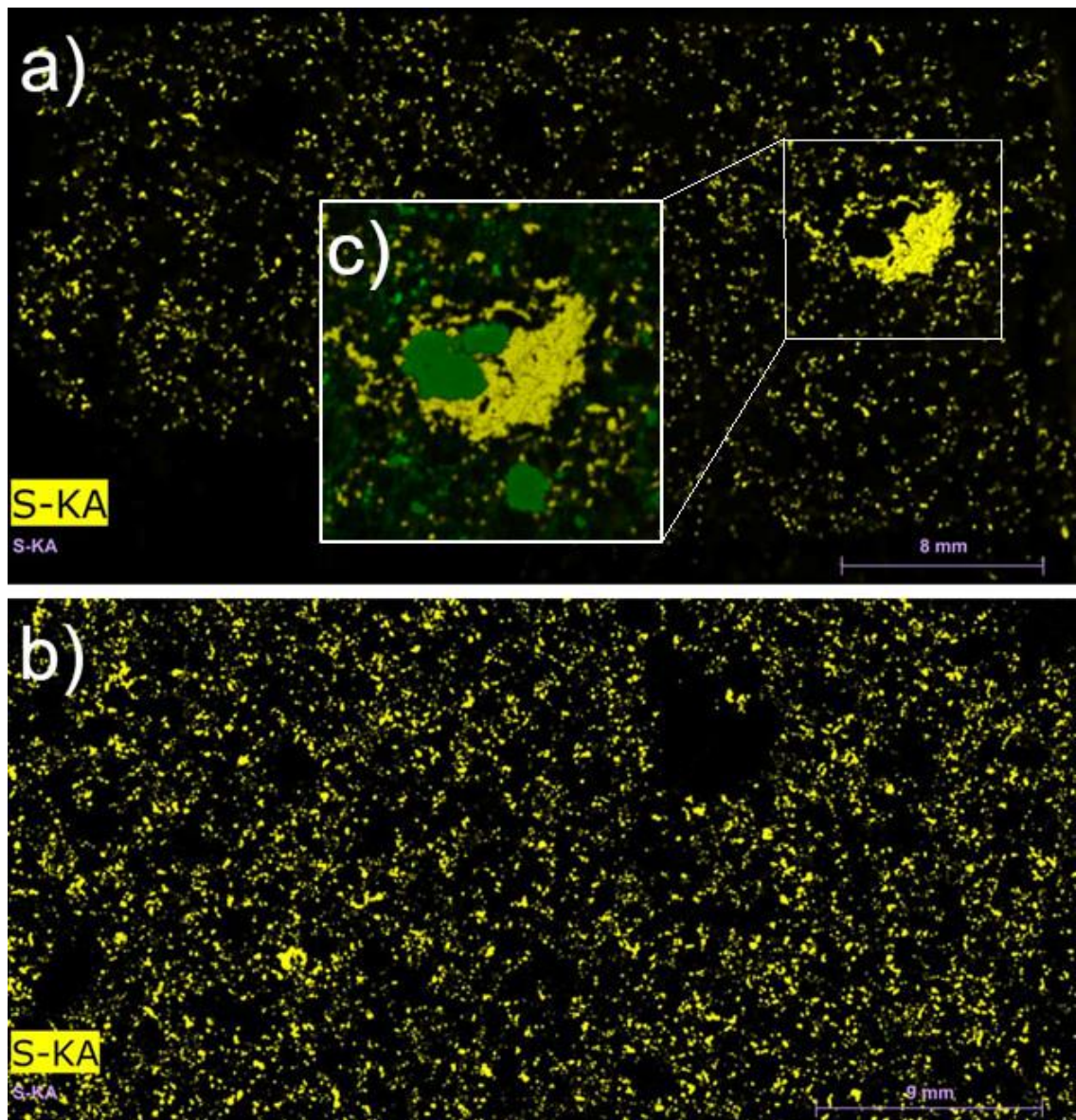
Kuva 11. a) Diopsidikide, jossa esiintyy muuttumista ortopyrokseeniksi. b) Klinoenstatiittikiteitä.



Kuva 12. Kondriittien plagioklaasi on koostumukseltaan oligoklaasia, joten tunnistamiseen voidaan käyttää Na-alkuainekarttaa.

6.1.2 Opaakit

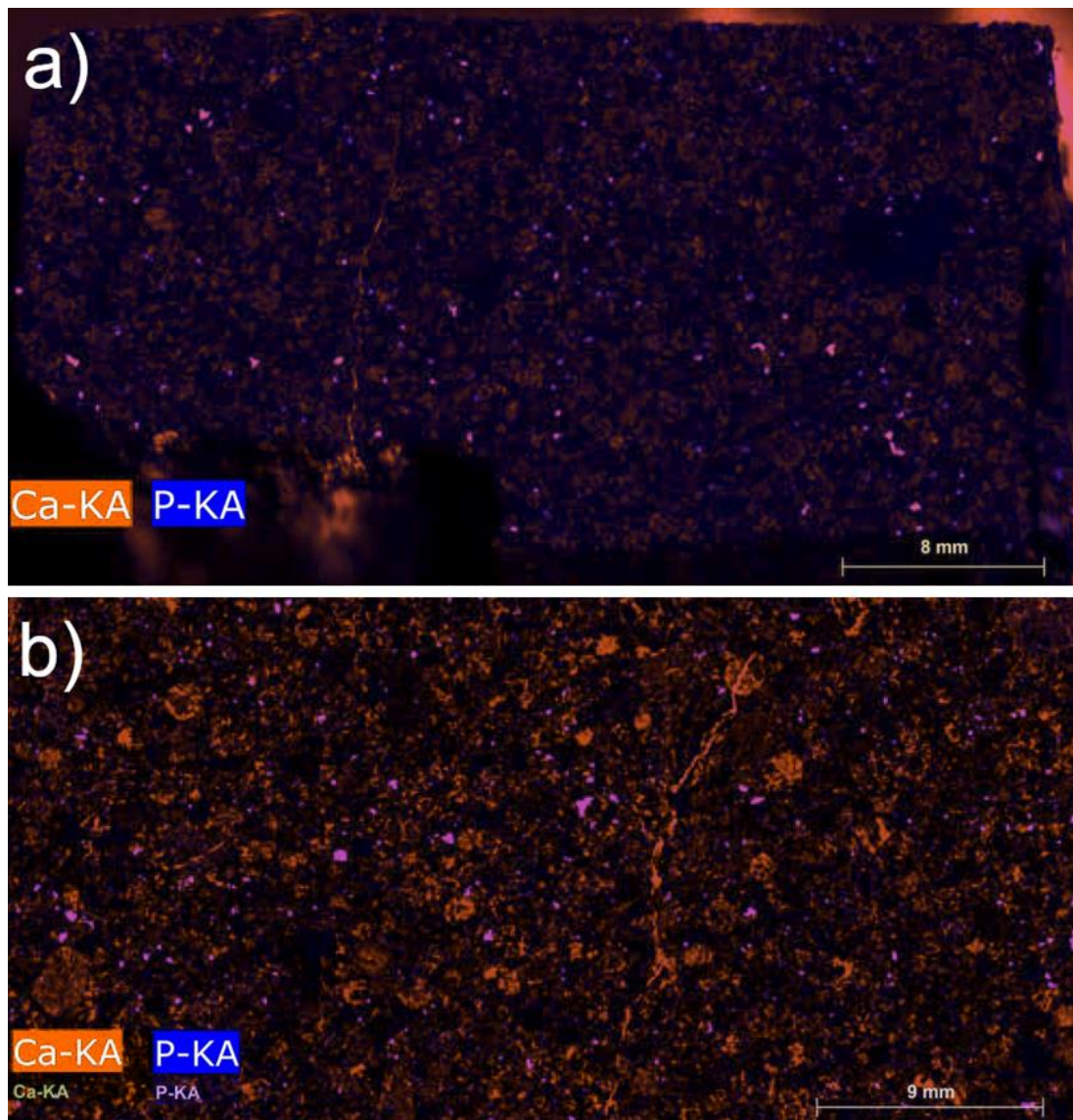
FeNi-metalli erottuu käsinäytteestä selvästi kiiltävinä rakeina, sulfidien kiilto on heikompi (Liite 1, Kuva 1). Metallia erottuu μ XRF-analyyseissä selkeimmin Ni-alkuainekartasta (Liite 2, Kuva 1) Sulfidi on todennäköisesti troiliittia (FeS). Se erottuu selkeimmin alkuainekartoissa (Kuva 13a–b). Näyte 1 sisältää yksittäisen suurikokoisen sulfidia ja metallia sisältävän rakeen (kuva 13c). Kromia esiintyy todennäköisesti kromiittina (FeCr_2O_4) sekä yksittäisinä että mahdollisesti kondrien reunoille asettuneina rakeina (Liite 2, Kuva 2) Petrologisen asteen kasvaessa myös kromiittirakeiden koko kasvaa (Rubin & Ma 2017).



Kuva 13. Rikki näytteissä 1 (a) ja 2 (b). Sulfidia ja metallia (metallin Ni vihreällä) sisältävä rae (c).

6.1.3 Fosfaatit

Tyyppin 4–6 tavalliset kondriitit sisältävät sekundaarisia metamorfisia fosfaattimineraaleja, jotka kiteytyivät kemiallisen tasapainottumisen seurauksena (Brearley & Jones 1998, Jones *et al.* 2014 mukaan). μ XRF-kartoitusten perusteella näyte sisältää kalsiumfosfaattia (Kuva 14a–b). Pääasiallinen LL-kondriiteissa esiintyvä fosfaatti on merrilliitti ($\text{Na}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_2\text{Ca}_{18}(\text{PO}_4)_{14}$) (Jones *et al.* 2014). Jones *et al.* (2014) mukaan petrologisissa tyypeissä 5–6 sitä korvautuu klooriapatiitilla ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$) reaktioissa fluidin kanssa.

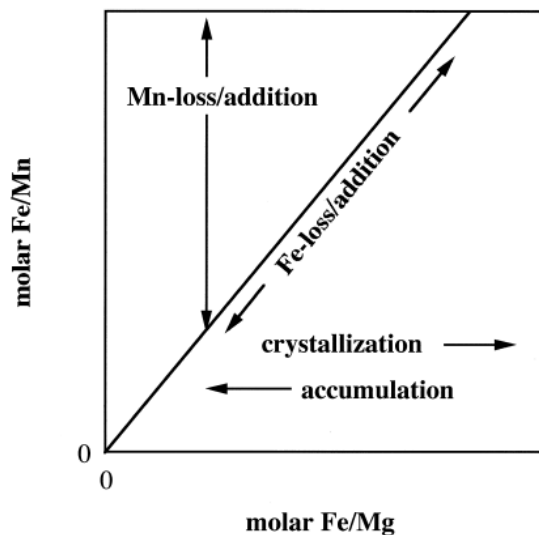


Kuva 14. Näytteen 1 (a) ja näytteen 2 (b) yhdistetyt Ca- ja P-alkuainekartat. Kalsiumfosfaatti näkyy kartoissa vaaleanpunaisena. Kalsiumia ja fosfaattia on saostuneena myös rakoihin.

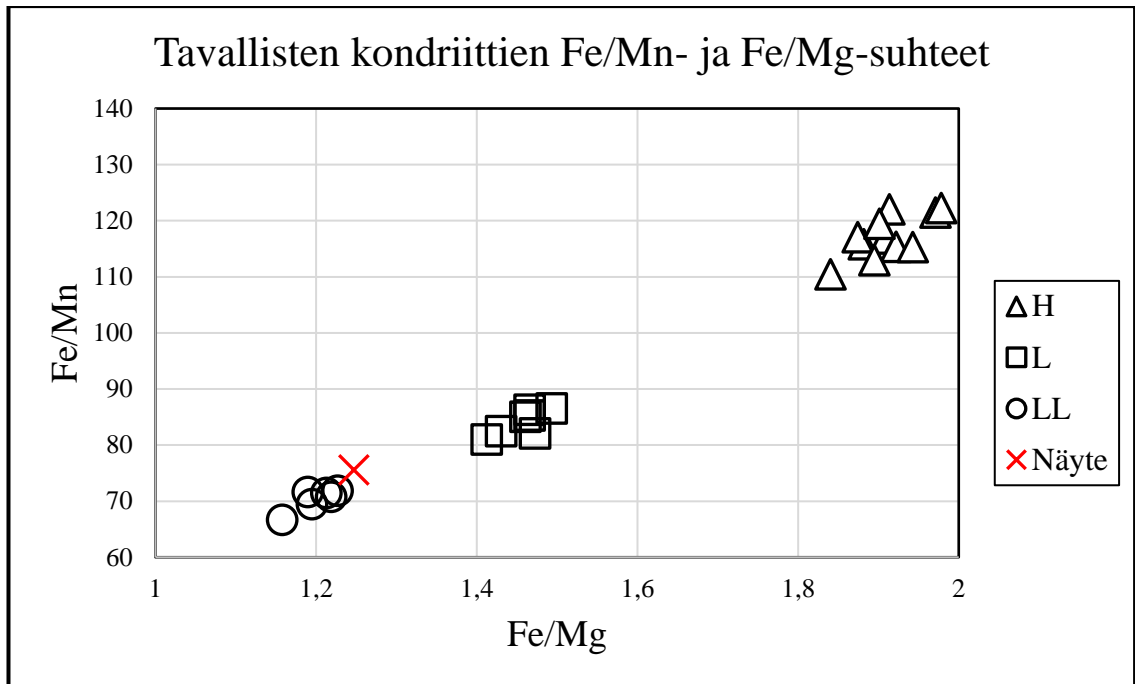
6.2 Kemiallinen koostumus

Näytemeteoriiittien alkuaineiden pitoisuudet (Taulukko 1) varsinkin Fe:n osalta antavat viitteitä sen kemiallisesta ryhmästä tavallisten kondriittien klaanissa. Fe/Mn- ja Fe/Mg-jakaumilla (Kuva 15) voidaan kuvata kondriittiryhmille tyypillisiä ominaisuuksia, jotka ovat seurausta metalli-silikaatti-fraktionatiosta ja volatiliteetin kontrolloimasta Mn–Mg-fraktionatiosta protoplanetaarisen kiekon prosesseissa (Goodrich & Delaney 2000).

Ennen kasautumista asteroideiksi tavallisia kondriitteja edeltävien materiaalien rautapitoiset silikaatit pelkistyivät niiden reagoidessa oletettavasti kaasumuodossa olleen hiilimonoksidin kanssa, jolloin materiaaleista poistui rautaa metallisessa muodossa (Delaney 1993). H-kondriiteissa kokonaisrautapitoisuus ei juurikaan laskenut, mutta L- ja LL-kondriiteissa rautaa poistui, mikä on havaittavissa Fe/Mn-suhteen pienentymisenä. Pelkässä silikaattifaasissa vastaava trendi on päinvastainen (Delaney 1993). Näytemeteoriiitti sijoittuu Fe/Mn- ja Fe/Mg-jakaumien perusteella LL-kondriittien ryhmään verrattaessa muihin tavallisiin kondriitteihin (Kuva 16). Fe-pitoisuus on Kallemeyn *et al.* (1989) tulosten LL-kondriittien keskiarvoa korkeampi (Taulukko 2), mutta vaihteluvälin sisällä. Myös keskiarvoa alempi Mn-pitoisuus on vaihteluvälin sisällä. Mg-pitoisuus on hieman LL-kondriittien maksimiarvoa (155 mg/g) korkeampi.



Kuva 15. Vertikaalinen nuoli kuvaa Mn:n poistumista ja lisääystä, kun Fe on vakio. Lineaarinen trendiviiva kuvaa raudan poistumista ja lisääystä. Pelkkä Fe/Mg-suhde muuttuu vain magmaattisissa prosesseissa (Goodrich & Delaney 2000).



Kuva 16. Näytteen suhteelliset pitoisuudet ryhmittyvät LL-kondriittien joukkoon. Vertailuryhmien arvot Kallemeyn *et al.* (1989) pohjalta. Vertailuryhmiin on otettu vain tyyppiin 4 ja 5 kondriitteja, vaikka Kallemeyn *et al.* (1989) mukaan petrologisella tyyppillä ole merkittävää vaikutusta alkuainepitoisuuksiin.

Taulukko 1. Näytteen alkuainepitoisuudet

Alkuaine	Ca	Na	Cr	Mn	Fe	Ni	Mg	Al	Si	S	P
mg/g	13,3	6,59	4,13	2,6	196,7	2,34	157,7	12,9	181	17,9	1,05
	K	Ti	V	Co	Cu	Zn	Sn	As	Pb	Th	U
µg/g	913	653	78,3	190	50,8	72	12,9	10,1	13,5	2,4	5,9
	Rb	Sr	Ba	Sc	Y	Yb	Zr	Nb	Mo		
µg/g	3,7	12,8	10,8	12,2	2,6	16,7	5,4	0,4	1,3		

Taulukko 2. Näytemeteoritiin Mg- Fe- ja Mn-pitoisuudet. Keskiarvot Kallemeyn *et al.* (1989) pohjalta. Keskiarvot ovat kaikista petrologisista tyypeistä.

	Mg (mg/g)	Fe (mg/g)	Mn (mg/g)
H ka.	142	271	2,32
L ka.	148	216	2,57
LL ka.	151	185	2,63
Näyte	157,7	196,7	2,6

7 Keskustelu

Petrografiaan ja alkuaineiden pitoisuuksiin perustuen tutkittu meteoriitti on arviolta petrologista tyyppiä 4 tai 5 ja kemiallista ryhmää LL edustava kondriitti, eli LL4- tai LL5-kondriitti. Fe-pitoisuuden määrittämisessä XRF-analyysillä oli ongelmia, sillä osa raudasta hapettui hehkutuksessa, mikä nosti näytteen kokonaismassaa. Tätä huomioimattomien tulosten perusteella laskettu Fe-pitoisuus oli 218,6 mg/kg, mikä siirtäisi meteoriitin L-kondriittien ryhmään.

Tulokset ovat kuitenkin jokseenkin samansuuntaisia käsinäytteestä ja sen sahauspinnalta tehdyn alustavan arvion kanssa. Sahauspinoilta tehdyn silmämääräisen arvion perusteella petrologinen tyyppi ja siten lämpömetamorfoosin aste olisi voinut olla korkeampi kondrien heikon erottumisen vuoksi (Liite 1, Kuvat 1, 2 ja 3). Myös metallisten rakeiden osuus näyttää silmämääräisesti arvioituna monia LL-kondriitteja korkeammalta. Tavalliset kondriitit ovat kuitenkin yleisesti ottaen tunnistettavissa käsinäytteistä ja niistä voidaan tehdä varovaisia arvioita esimerkiksi metallisen raudan ja kondrien osuuden perusteella olettaen, että ne eivät ole erityisen rapautuneita.

Näytteen Fe-pitoisuus oli niin korkea, että se vaikutti μ XRF-analyysillä saatuihin tuloksiin. Metallin- ja sulfidirakeiden koostumukseen ja tekstuuriin voivat vaikuttaa sekä radiogeeninen että törmäysperäinen lämpömetamorfoosi (Tomkins 2009). Tarkempi tutkimus esimerkiksi SEM-analyysillä olisi voinut kertoa lisää näytemeteoriitin lämpötilahistoriasta. Näyte sisälsi selvästi kalsiumfosfaattia. Tarkempi fosfaattimineraalin tunnistus μ XRF-kartasta ei ollut mahdollista, sillä vain Ca ja P erottuivat päällekkäisyysanalyysissä. Fe:n ja Mg:n korkea pitoisuus näytteessä saattoi vaikuttaa laitteen erotuskykyyn niin, etteivät kyseiset alkuaineet erottuneet selvästi Ca:n tai P:n joukosta. Myöskään Na ei selkeästi korreloinut P:n kanssa.

Näyte on altistunut maanpäälliselle rapautumiselle, mikä on todennäköisesti vaikuttanut tekstuurin lisäksi myös alkuainepitoisuuksiin. Mikroskoopilla tutkittaessa näytteestä rautaa esiintyi hieissä iddingsiittinä näytteen raoissa ja tämä näkyi myös μ XRF-kartoissa.

Ni-pitoisuus (2,34 mg/g) oli XRF-hivenaineanalyysin perusteella huomattavasti Kallemeyn *et al.* (1989) ilmoittamaa LL-kondriittien keskiarvoa (10,1 mg/g) alempi. Toisaalta pääalkuaineanalyysillä saatu Ni-pitoisuus (9,0 mg/g) osui lähemmäksi keskiarvoa. μ XRF-karttojen perusteella myös Ni on saostunut näytteen halkeamiin (Liite 2, Kuva 1). Muiden alkuaineiden osalta samaa saostumista oli alkuainekartoista havaittavissa koboltilla, mutta ei esimerkiksi mangaanilla, jonka pitoisuus vastasi Kallemeyn *et al.* (1989) tuloksia. Shokkimetamorfoosin astetta ei meteoriitista kunnolla arvioitu. Todennäköisesti se on altistunut kohtalaiselle shokkimetamorfoosille. On mahdollista, että metallipitoiset raot tai juonet ovat shokkimetamorfoosin aiheuttamia ja että rapautuminen kivessä on edennyt niitä pitkin.

Toiset alkuaineet ovat rikastuneet näytteeseen mahdollisesti rapautumisen tuloksena. Esimerkiksi Sn-, As-, Pb-, Th- ja U-pitoisuudet olivat näytteessä merkittävästi korkeampia kuin Wasson & Kallemeyn (1988) raportoimat LL-kondriittien keskiarvot. Alkuaineanalyysit eivät välttämättä ole tarkkuudeltaan soveltuvimpia menetelmiä varsinkaan rapautuneiden meteoriittien luokitteluun tai niiden emokappaleiden alkuperäisten ominaisuuksien tutkimiseen. Samalla muut yleisesti käytetyt menetelmät kuten mikroprobi- SEM- ja isotooppianalyysit säästävät tutkittavaa näytettä, mikä on tärkeää, sillä saatavilla olevat näytemäärät saattavat kokonaisuudessaan olla vain joitakin grammoja.

Lähdeluettelo

- Allen, J.S., Nozette, S. & Wilkening, L.L. 1980. A study of chondrule rims and chondrule irradiation records in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44 (8). 1161–1175.
- Anand, A. & Mezger, K. 2023. Early solar system chronology from short-lived chronometers. *Geochemistry* 83 (2). 126004.
- Anand, A., Pape, J., Wille, M., Mezger, K. & Hofmann, B. 2021. Early differentiation of magmatic iron meteorite parent bodies from Mn–Cr chronometry. *Geochemical Perspectives Letters*. 20. 6–10.
- Bischoff, A., Patzek, M., Di Rocco, T., Pack, A., Stojic, A., Berndt, J. & Peters, S. 2023. Saint-Pierre-le-Viger (L5-6) from asteroid 2023 CX1 recovered in the Normandy, France—220 years after the historic fall of L’Aigle (L6 breccia) in the neighborhood. *Meteoritics & Planetary Science* 58 (10). 1385–1398.
- Bischoff, A., Schleiting, M., Wieler, R. & Patzek, M. 2018. Brecciation among 2280 ordinary chondrites – Constraints on the evolution of their parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 238. 516–541.
- Brearley, A.J. & Jones, R.H. 1998. Chondritic meteorites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 36 (1). 3-1-3-398.
- Briani, G., Morbidelli, A., Gounelle, M. & Nesvorný, D. 2011. Evidence for an asteroid–comet continuum from simulations of carbonaceous microxenolith dynamical evolution. *Meteoritics & Planetary Science* 46 (12). 1863–1877.
- Campbell, A.J., Zanda, B., Perron, C., Meibom, A. & Petaev, M.I. 2005. Origin and Thermal History of Fe-Ni Metal in Primitive Chondrites. *Teoksessa Krot, A. N., Scott, E. R. D., & Reipurth B. (toim.): Vol. 341 – Chondrites and the Protoplanetary Disk*. Publications of the Astronomical Society of the Pacific. San Francisco 341. 701.
- Clark, D.L., Wiegert, P.A., Brown, P.G., Vida, D., Heinze, A. & Denneau, L. 2023. Preatmospheric Detection of a Meter-sized Earth Impactor. *The Planetary Science Journal* 4 (6). 103–121
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Rubin, A.E. & 1984. Oxygen isotopic compositions of enstatite chondrites and aubrites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89 (S01). C245–C249.

- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Goswami, J.N. & Olsen, E.J. 1991. Oxygen isotope studies of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (8). 2317–2337.
- Cohen, B.E., Mark, D.F., Cassata, W.S., Kalnins, L.M., Lee, M.R., Smith, C.L. & Shuster, D.L. 2023. Synchronising rock clocks of Mars' history: Resolving the shergottite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age paradox. *Earth and Planetary Science Letters* 621. 118373.
- Connelly, J.N., Bizzarro, M., Krot, A.N., Nordlund, Å., Wielandt, D. & Ivanova, M.A. 2012. The Absolute Chronology and Thermal Processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk. *Science* 338 (6107), 651–655.
- Connolly Jr., H.C. & Jones, R.H. 2016. Chondrules: The canonical and noncanonical views. *Journal of Geophysical Research: Planets* 121 (10), 1885–1899.
- Davison, T.M., Ciesla, F.J. & Collins, G.S. 2012. Post-impact thermal evolution of porous planetesimals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 95. 252–269.
- Delaney, J.S. 1993. Redox Controls of Fe-Mn-Mg in Ordinary Chondrites. *Meteoritics* 28. 341.
- Elkins-Tanton, L.T., Weiss, B.P. & Zuber, M.T. 2011. Chondrites as samples of differentiated planetesimals. *Earth and Planetary Science Letters* 305 (1–2). 1–10.
- Gail, H.-P., Tieloff, M., Breuer, D. & Spohn, T. 2014. Early Thermal Evolution of Planetesimals and Its Impact on Processing and Dating of Meteoritic Material. *Teoksessa: Beuther, H., Klessen, R.S., Dullemond, C.P. & Henning, T. (toim.): Protostars and Planets VI*. University of Arizona Press. Tucson. 952 s.
- Goodrich, C.A. & Delaney, J.S. 2000. Fe/Mg–Fe/Mn relations of meteorites and primary heterogeneity of primitive achondrite parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (1). 149–160.
- Goodrich, C.A., Scott, E.R.D. & Fioretti, A.M. 2004. Ureilitic breccias: clues to the petrologic structure and impact disruption of the ureilite parent asteroid. *Geochemistry* 64 (4). 283–327.
- Hazen, R., Papineau, D., Bleeker, W., Downs, R., Ferry, J., Coy, T., Sverjensky, D. & Yang, H. 2008. Mineral evolution. *American Mineralogist* 93 (11–12). 1693–1720.
- Hewins, R.H. 1997. Chondrules. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25 (1). 61–83.

- Hublet, G., Debaille, V., Wimpenny, J. & Yin, Q.-Z. 2017. Differentiation and magmatic activity in Vesta evidenced by ^{26}Al - ^{26}Mg dating in eucrites and diogenites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 218. 73–97.
- Huss, G.R., Keil, K., Taylor, G.J. 1981. The matrices of unequilibrated ordinary chondrites: Implications for the origin and history of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45 (1). 33–51.
- Huss, G., Alexander, C., Palme, H., Bland, P., Wasson, J. 2005. Genetic Relationships between Chondrules, Fine-grained Rims, and Interchondrule Matrix. *Teoksessa Krot, A.N., Scott E.R.D., & Reipurth, B. (toim.): Vol. 341 – Chondrites and the Protoplanetary Disk*. Publications of the Astronomical Society of the Pacific. San Francisco 341. 701.
- Jacquet, E. 2022. Meteorite petrology versus genetics: Toward a unified binominal classification. *Meteoritics & Planetary Science* 57 (9). 1774–1794.
- Jenniskens, P., Shaddad, M.H., Numan, D., Elsir, S., Kudoda, A.M., Zolensky, M.E., Le, L., Robinson, G.A., Friedrich, J.M., Rumble, D., Steele, A., Chesley, S.R., Fitzsimmons, A., Duddy, S., Hsieh, H.H., Ramsay, G., Brown, P.G., Edwards, W.N., Tagliaferri, E., Boslough, M.B., Spalding, R.E., Dantowitz, R., Kozubal, M., Pravec, P., Borovicka, J., Charvat, Z., Vaubaillon, J., Kuiper, J., Albers, J., Bishop, J.L., Mancinelli, R.L., Sandford, S.A., Milam, S.N., Nuevo, M. & Worden, S.P. 2009. The impact and recovery of asteroid 2008 TC3. *Nature*. 458 (7237). 485–488.
- Jenniskens, P., Gabadirwe, M., Yin, Q.-Z., Proyer, A., Moses, O., Kohout, T., Franchi, F., Gibson, R.L., Kowalski, R., Christensen, E.J., Gibbs, A.R., Heinze, A., Denneau, L., Farnocchia, D., Chodas, P.W., Gray, W., Micheli, M., Moskovitz, N., Onken, C.A., Wolf, C., Devillepoix, H.A.R., Ye, Q., Robertson, D.K., Brown, P., Lyytinen, E., Moilanen, J., Albers, J., Cooper, T., Assink, J., Evers, L., Lahtinen, P., Seitshiro, L., Laubenstein, M., Wantlo, N., Moleje, P., Maritinkole, J., Suhonen, H., Zolensky, M.E., Ashwal, L., Hiroi, T., Sears, D.W., Sehlke, A., Maturilli, A., Sanborn, M.E., Huyskens, M.H., Dey, S., Ziegler, K., Busemann, H., Riebe, M.E.I., Meier, M.M.M., Welten, K.C., Caffee, M.W., Zhou, Q., Li, Q.-L., Li, X.-H., Liu, Y., Tang, G.-Q., McLain, H.L., Dworkin, J.P., Glavin, D.P., Schmitt-Kopplin, P., Sabbah, H., Joblin, C., Granvik, M., Mosarwa, B. & Botepe, K. 2021. The impact and recovery of asteroid 2018 LA. *Meteoritics & Planetary Science* 56 (4). 844–893.

- Kallemeyn, G.W., Rubin, A.E., Wang, D. & Wasson, J.T. 1989. Ordinary chondrites: Bulk compositions, classification, lithophile-element fractionations and composition-petrographic type relationships. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53 (10). 2747–2767.
- Kallemeyn, G.W., Rubin, A.E. & Wasson, J.T. 1996. The compositional classification of chondrites .7. The R chondrite group. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (12). 2243–2256.
- Krestianinov, E., Amelin, Y., Yin, Q.-Z., Cary, P., Huyskens, M.H., Miller, A., Dey, S., Hibiya, Y., Tang, H., Young, E.D., Pack, A. & Di Rocco, T. 2023. Igneous meteorites suggest Aluminium-26 heterogeneity in the early Solar Nebula. *Nature Communications* 14. 4940.
- Krot, A.N., Keil, K., Scott, E.R.D., Goodrich, C.A. & Weisberg, M.K. 2014. 1.1 - Classification of Meteorites and Their Genetic Relationships *Teoksessa* Holland, H.D. & Turekian, K.K. (Toim.): *Treatise on geochemistry (second edition)*. Elsevier. Oxford, pp. 1–63.
- Kruijer, T.S., Burkhardt, C., Budde, G. & Kleine, T. 2017. Age of Jupiter inferred from the distinct genetics and formation times of meteorites. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114. 6712–6716.
- Libourel, G. & Krot, A.N. 2007. Evidence for the presence of planetesimal material among the precursors of magnesian chondrules of nebular origin. *Earth and Planetary Science Letters* 254 (1). 1–8.
- Lipschutz, M.E., Schultz, L. 2014. Chapter 28 – Meteorites. *Teoksessa* Spohn, T., Breuer, D. & Johnson, T.V. (toim.): *Encyclopedia of the solar system (third edition)*. Elsevier. Boston. 625–655.
- McCoy, T.J. 2010. Mineralogical Evolution of Meteorites. *Elements* 6 (1). 19–23.
- McSween Jr., H.Y., Binzel, R.P., De Sanctis, M.C., Ammannito, E., Prettyman, T.H., Beck, A.W., Reddy, V., Le Corre, L., Gaffey, M.J., McCord, T.B., Raymond, C.A., Russell, C.T. & The Dawn Science Team. 2013. Dawn; the Vesta–HED connection; and the geologic context for eucrites, diogenites, and howardites. *Meteoritics & Planetary Science* 48 (11). 2090–2104.
- Meteoritical Bulletin Database (2024). Päivitetty 23.5.2024. The Meteoritical Society. 23.5.2024 <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>
- Metzler, K. 2018. From 2D to 3D chondrule size data: Some empirical ground truths. *Meteoritics & Planetary Science* 53 (7). 1489–1499.

- Metzler, K., Hezel, D.C. & Nellesen, J. 2019. Various Size-sorting Processes for Millimeter-sized Particles in the Sun's Protoplanetary Disk? Evidence from Chondrules in Ordinary Chondrites. *The Astrophysical Journal* 887 (2). 230.
- Metzler, K., Hezel, D.C., Barosch, J., Wölfer, E., Schneider, J.M., Hellmann, J.L., Berndt, J., Stracke, A., Gattacceca, J., Greenwood, R.C., Franchi, I.A., Burkhardt, C. & Kleine, T. 2021. The Loongana (CL) group of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 304. 1–31.
- Moskovitz, N. & Gaidos, E. 2011. Differentiation of planetesimals and the thermal consequences of melt migration. *Meteoritics & Planetary Science* 46 (6). 903–918.
- Norton, O. R. 2002. *The Cambridge encyclopedia of meteorites*. Cambridge University Press. Cambridge. 354 s.
- Norton, O. R. & Chitwood, L. 2008. *Field guide to meteors and meteorites*. Springer. Lontoo. 287 s.
- Olsen, E. J. & Bunch, T. E. 1984. Equilibration temperatures of the ordinary chondrites - A new evaluation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48 (6) 1363–1365.
- Pape, J., Mezger, K., Bouvier, A.-S. & Baumgartner, L.P. 2019. Time and duration of chondrule formation: Constraints from ²⁶Al-²⁶Mg ages of individual chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 244, 416–436.
- Rubin, A.E. 2013. An amoeboid olivine inclusion (AOI) in CK3 NWA 1559, comparison to AOIs in CV3 Allende, and the origin of AOIs in CK and CV chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 48 (3). 432–444.
- Rubin, A.E. & Wasson, J.T. 1995. Variations of Chondrite Properties with Heliocentric Distance. *Meteoritics* 30 (5). 569.
- Rubin, A.E. & Grossman, J.N. 2010. Meteorite and meteoroid: new comprehensive definitions. *Meteoritics & Planetary Science*. 45 (1). 114–122.
- Rubin, A.E. & Ma, C. 2017. Meteoritic minerals and their origins. *Geochemistry* 77 (3). 325–385.
- Sears D. W. G. & Dodd R. T. 1988. Overview and classification of meteorites. *Teoksessa Kerridge, J. F. & Matthews, M. S. (toim.): Meteorites and early solar system*. University of Arizona Press. Tucson. 3–31.
- Sharp, Z. 2017. *Principles of Stable Isotope Geochemistry, 2nd ed.* 2017. Open Textbooks. 415 s.

- Šrámek, O., Milelli, L., Ricard, Y. & Labrosse, S. 2012. Thermal evolution and differentiation of planetesimals and planetary embryos. *Icarus* 217. 339–354.
- Stöffler, D., Keil, K., Edward R.D, S. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (12). 3845–3867.
- Tait, A.W., Tomkins, A.G., Godel, B.M., Wilson, S. & Hasalova, P. 2014. Investigation of the H7 ordinary chondrite, Watson 012: Implications for recognition and classification of Type 7 meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 134. 175–196.
- Tomkins, A.G. 2009. What metal-troilite textures can tell us about post-impact metamorphism in chondrite meteorites. *Meteoritics & Planetary Science* 44 (8). 1133–1149.
- Tonks, W.B & Melosh, H.J. 1992. Core formation by giant impacts. *Icarus* 100 (2). 326–346.
- Trigo-Rodriguez, J.M. & Blum, J. 2009. Tensile strength as an indicator of the degree of primitiveness of undifferentiated bodies. *Planetary and Space Science, Catastrophic Disruption in the Solar System* 57 (2). 243–249.
- Trigo-Rodriguez, J.M., Rubin, A.E., Wasson, J.T. 2006. Non-nebular origin of dark mantles around chondrules and inclusions in CM chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (5). 1271–1290.
- Trigo-Rodríguez, J.M., Rimola, A., Tanbakouei, S., Soto & V.C., Lee, M. 2019. Accretion of Water in Carbonaceous Chondrites: Current Evidence and Implications for the Delivery of Water to Early Earth. *Space Sciences Reviews* 215 (1). 18.
- Van Schmus W. R. & Wood J. 1967. A chemical–petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31 (5). 747–765.
- Vernazza, P., Zanda, B., Binzel, R.P., Hiroi, T., DeMeo, F.E., Birlan, M., Hewins, R., Ricci, L., Barge, P. & Lockhart, M. 2014. Multiple and Fast: The Accretion of Ordinary Chondrite Parent Bodies. *The Astrophysical Journal* 791 (2). 120.
- Warren, P.H. 2011. Stable-isotopic anomalies and the accretionary assemblage of the Earth and Mars: A subordinate role for carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 311 (1–2). 93–100.
- Wasson, J.T. 2000. Oxygen-isotopic evolution of the solar nebula. *Reviews of Geophysics* 38 (4). 491–512.

- Wasson, J.T. & Kallemeyn. 1988. Compositions of chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 325 (1587). 535–544.
- Weisberg, M.K., Prinz, M., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., Sugiura, N., Zashu, S. & Ebihara, M. 2001. A new metal-rich chondrite grouplet. *Meteoritics & Planetary Science* 36 (3). 401–418.
- Weisberg, M. K., McCoy, Timothy J. & Krot, A. N. 2006. Systematics and evaluation of meteorite classification. *Teoksessa Lauretta, D.S. & Sween, H. Y., Jr. (toim.): Meteorites and the early solar system II*. University of Arizona Press. Tucson. 19–52.
- Yasui, M., Tazawa, T., Hashimoto, R., Arakawa, M. & Ogawa, K. 2021. Impacts may provide heat for aqueous alteration and organic solid formation on asteroid parent bodies. *Communications Earth & Environment* 2 (1) 1–8.
- Young, E.D., Ash, R.D., England, P. & Rumble, D. 1999. Fluid Flow in Chondritic Parent Bodies: Deciphering the Compositions of Planetesimals. *Science* 286 (5443). 1331–1335.
- Yu, Y. & Hewins, R.H. 1998. Transient heating and chondrule formation: evidence from sodium loss in flash heating simulation experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (1). 159–172.

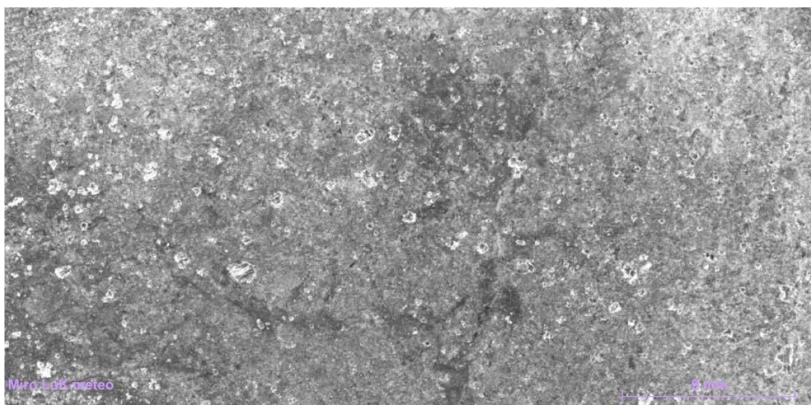
Liite 1. Valokuvat näytteestä



Liite 1, kuva 1. Sahauspinta käsinäytteessä

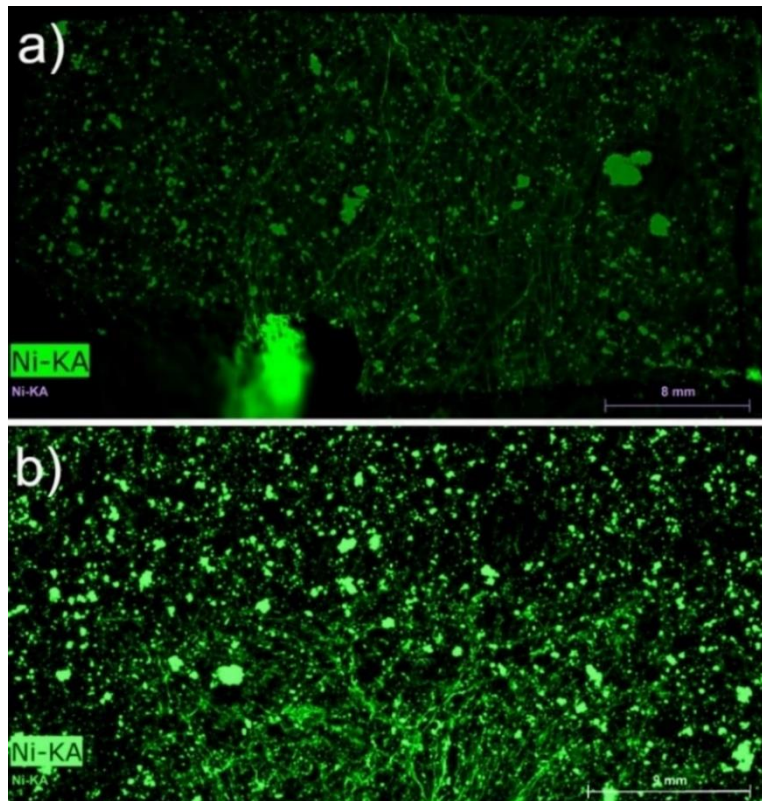


Liite 1, kuva 2. Valokuva μ XRF-näytteestä 1.

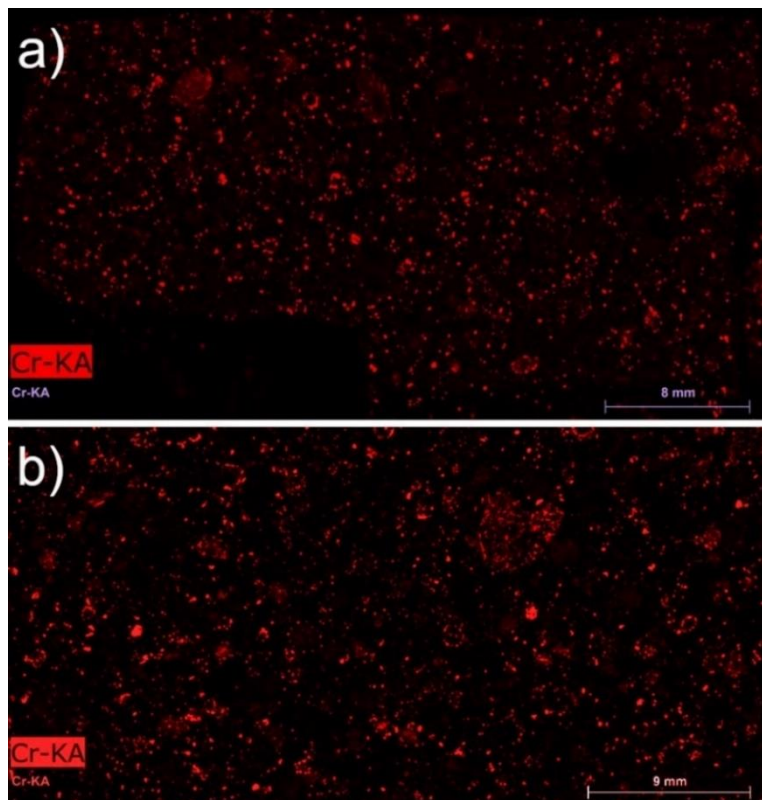


Liite 1, kuva 3. Valokuva μ XRF-näytteestä 2.

Liite 2. Ni- ja Cr-kartat



Liite 2, kuva 1. Ni näytteissä 1 (a) ja 2 (b)



Liite 2, kuva 2. Cr näytteissä 1 (a) ja 2 (b)