



GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS  
GEOLOGISKA FORSKNINGSCENTRALEN  
GEOLOGGAAL SURVEY OF FINLAND

RAPORTTITIEDOSTO  
N:O 4309

Kallioperä- ja malmitutkimus  
Mineralogia, pigmentit ja laboratoriopalvelut  
Marja Lehtonen  
23.4.1999  
M10/99/2

Vaippaperäisten intrusiivikivien kromiittien koostumus  
Esimerkkeinä arkeiset ja proterotsooiset ofioliitit,  
kerrosintruusiot sekä kimberliitit ja lamproiitit.

## **Sisällysluettelo:**

Johdanto	1
<b>1 Pohjois-Suomen kerrosintruusiot</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Koillismaan kerrosintruusio</b>	<b>3</b>
<b>1.1.1 Fe-Cr-Ti-oksidit</b>	<b>3</b>
<b>1.2 Akanvaaran kerrosintruusio</b>	<b>5</b>
<b>1.2.1 Kromitiittikerrokset</b>	<b>5</b>
<b>1.3 Koitelaisen kerrosintruusio</b>	<b>8</b>
<b>1.3.1 Kromitiittikerrokset</b>	<b>9</b>
<b>2 Arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden ofioliitit</b>	<b>9</b>
<b>2.1 Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen ofioliittikompleksin kromiitit</b>	<b>9</b>
<b>3 Proterotsooiset ofioliitit</b>	<b>13</b>
<b>4 Kimberliitit ja lamproiitit</b>	<b>14</b>
<b>4.1 Kromiitit</b>	<b>15</b>
<b>5 Yhteenveto</b>	<b>18</b>
Kirjallisuusluettelo	20

## Johdanto

Kromiitti, tarkemmin sanottuna kromispinelli  $(\text{Mg,Fe})(\text{AlCr})_2\text{O}_4$ , on merkittävä petrogeeneettinen indikaattori mafisilla ja ultramafisilla kivillä. Sen kemiallinen koostumus korreloi isäntäkiven kemiallisen koostumuksen ja mineraaliseurueen sekä geologisen ympäristön kanssa. Mantteliperäisissä intruusioissa kromispinellien koostumukset vaihtelevat herkästi sulan koostumuksen, hapen fugasiteetin, kiteytymispaineen ja manttelin lähdealueen sulamisteen mukaan (Irvine 1965, 1967; Dick & Bullen 1984); kumuluskromiitit pyrkivät tasapainoon niitä ympäröivän sulan kanssa. Vastaavasti metamorfisissa kivissä ne heijastavat metamorfoosin intensiteettiä (Evans & Frost 1975; Zakrewski 1989) sekä hydrotermistä muuttumista (Kimball 1990).

Seuraavassa tarkastellaan esimerkkien avulla erilaisissa geologisissa ympäristöissä kiteytyneiden primääristen kromiittien eroavuuksia käyttäen lähinnä niiden kromi-, magnesium- ja titaanioksidipitoisuuksia sekä tiettyjä muita parametreja. Tarkastelussa sovelletaan kansainvälisesti yleisesti käytettyjä luokitteludiagrammeja. Ajankohtaisiksi esimerkeiksi on valittu Suomen kallioperän kerrosintruusiot ja eri-ikäiset ofioliitit sekä yleisluonteisesti kimberliitit ja lamproiitit. Kahden ensin mainitun ryhmän tutkimustulokset ovat pääosin huomattavan tuoreita ja aineisto kerätty nikkeli-, PGE- ja kromiittimalmien etsinnän yhteydessä; kahden jälkimmäisen ryhmän kohdalla mielenkiinto kohdistuu timanttipotentiaaliin, minkä vuoksi myös Suomessa on tehty paljon tutkimustyötä lamproiitti- ja kimberliittiesiintymien löytämiseksi. Kenttätutkimuksia tulkittaessa avainasemassa ovat maaperänäytteiden sisältämien kromiittien luotettava diskriminanttianalytiikka ja kvantitatiivinen separoiminen, mitä käsitellään tarkemmin allekirjoittaneen pro gradu-tutkielmassa.

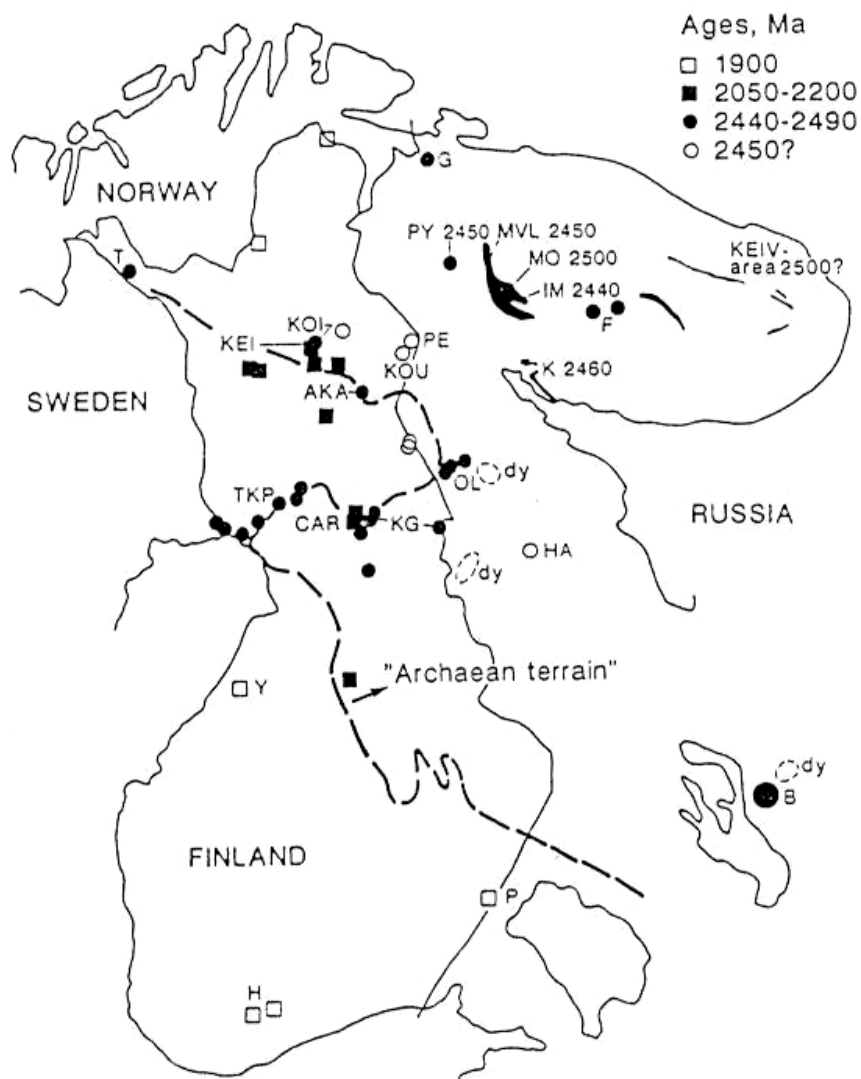
## 1 Pohjois-Suomen kerrosintruusiot

Pohjois-Suomen n. 2440 Ma ikäiset kerrosintruusiot (Kouvo 1977) syntyivät voimakkaan tektonisen aktiviteetin tuloksena silloisella kratonilla. Niiden esiintymistä kontrolloivat tuolloin syntyneet syvämurrosvyöhykkeet. Maankuoren yläosaan tunkeutui valtava määrä mafista, manttelista peräisin olevaa sulaa, joka kulkeutui kallioperän rakoja pitkin ylöspäin ja levittäytyi diskordantisti useimmiten arkeaisen graniittigneissikompleksin ja sen päällä olleiden kerrostumien kontaktipintaan. Kratoniselle hautavajoamavyöhykkeelle sijoittuneet kerrosintruusiot esiintyvät yleensä yhdessä bimodaalisten Lapponia-superryhmän vulkaniittien kanssa. Ne muodostavat kaksi epäyhtenäistä vyöhykettä. Läntinen kulkee Äänisen itäpuolelta Pohjois-Suomeen ja itäinen on sijoittunut Kuolan niemimaalle, kts. kuva 1.

Pohjois-Suomen suurimpia kerrosintruusioita ovat nykyisessä eroosiotasossa Koillismaan, Kemin, Penikkain, Akanvaaran ja Koitelaisen intruusiot sekä em. selvästi nuorempi, n. 2050 Ma, (Huhma et al. 1996) Keivitsan Satovaaran intruusio. Vanhemmat kerrosintruusiot voivat sijaita kokonaan arkeaisen graniittigneissin sisällä kuten Näränkävaaressa, joka on Koillismaan intruusion itäosa; yleisimmin intruusiot ovat kuitenkin asettuneet arkeaisen graniittigneissin ja sen yläpuolisten vulkaniittien ja/tai sedimenttien väliseen epäjatkuvuuspintaan. Tämä esiintymistapa johtuu siitä, että magma pääsi kulkeutumaan ylöspäin kiteisen pohjakompleksin usein vertikaalisia, vaippaan asti ulottuvia siirrosrakoja pitkin ja levittäytymään

vasta suprakrustisten kivien kontaktissa, kun kevyemmät felsiset vulkaniitit ja sedimenttikivet jäivät kellumaan sen päälle.

Kerrosintruusioiden karakteristinen kerrosrakenne syntyi kiteytymisen aikana, kun ensin kiteytyneet raskaat mineraalit erottuivat sulasta ja painuivat magmasäilön pohjalle kumulaateiksi. Näin intruusioille muodostui ultramafinen alaosa ja sen yläpuolelle gabroidinen intruusion pääosa. Intruusioissa esiintyy kerroksellisuutta myös pienemmässä mittakaavassa. Sen ovat aiheuttaneet magmasäiliössä kiteytymisen aikana tapahtuneet olosuhdemuutokset. Kerrosintruusioiden sisäinen rakenne vaihtelee tästä syystä suuresti, ja raskasmineraalien, esim. kromiitin, muodostamia kumulaattikerroksia esiintyy myös intruusion ylemmissä osissa, ei ainoastaan kiteytymisen alkuvaiheessa syntyneiden pohjakumulaattien joukossa. Kerrosintruusioihin liittyy myös malminmuodostusta. Tyypillisimpiä ovat kromi- ja rautavanadiinititaanimineralisaatiot sekä platinametalliryhmän mineralisaatiot.



Kuva 1. Fennoskandian kilven keski- ja itäosan mafiset kerrosintruusioidet. KOI-Koitelainen, KEI-Keivitsa-Satovaara, AKA-Akanvaara, T-Tshokkoarvi-Kaamajoki, TKP-Kukkola-Tornio-Kemi-Penikat, KG-Koillismaa-ryhmä, KOU-Koulumaoiva, PE-Peuratunturi, G-General (Luostari), F-Fedorovo-Pana, OL-Olanga-ryhmä, K-Kolvitsa-Kanadalaksha, B-Burakovka, IM-Imandra, MO-Monchegorsk, MLV-Monche-(Chuna)-Volche-Losevykh Tundr, PY-Pyrshin, HA-Haikola, Y-Ylivieska, H-Hyvinkää, P-Parikkala, dy-2450 Ma -ikäinen juonikompleksi, CAR-Kortejärven ja Laivajoen karbonatiitit. (Mutanen 1997)

## 1.1 Koillismaan kerrosintruusio

Koillismaan mafinen kerrosintruusio (Alapieti 1982) on pinta-alaltaan n. 240 km<sup>2</sup> laajuinen ja iältään 2436 Ma. Intruusion alkuperäinen paksuus lienee ollut nelisen kilometriä. Koillismaan kerrosintruusion kiteytyminen tapahtui kolmessa toisiinsa yhteydessä olleissa magmasäiliöissä, jotka olivat sijoittuneet osaksi arkeeseen pohjakompleksiin ja osaksi tämän kompleksin ja proterotsooisten suprakrustisten kivien väliin. Magman kokonaistilavuuden on arvioitu olleen n. 2000 km<sup>3</sup>. Kerrosintruusio koostuu kahdesta erillisestä osasta, itäisestä eli Näränkävään intruusiosta ja läntisestä intruusiosta. Muodostumia yhdistää maanpinnan alainen "juoni", joka saattaa sekin olla kerrosintruusio. Juonen eteläinen haara on paljastunut Pyhityksessä. Läntinen intruusio on pirstoutunut tektonisissa liikunnoissa Pirivaaran, Syötteen, Porttivaaran, Kuusijärven, Lipeävään, Kaukuan ja Murtolammen blokkeihin.

Kerrosintruusion sisäinen rakenne voidaan jaotella kolmeen yksikköön: reunavyöhykkeeseen, kerrostuneeseen osaan sekä granofyyriin. Kerrostunut osa voidaan edelleen jaotella vyöhykkeisiin ja alavyöhykkeisiin kryptisen kerrostumisen perusteella. Intruusiosta esiintyy peridotiittisia, bronzitiittisia, gabronoriittisia, oliviinigabronoriittisia, websteriittisiä sekä kvartsi-dioriittisia ja granodioriittisia yksiköitä. Neljässä ensin mainitussa esiintyy kromispinellejä kumulusmineraaleina vaihtelevin määrin.

Jokaisessa magmasäiliössä vallitsivat erilaiset kiteytymisolosuhteet, mikä johti kussakin erilaiseen differentiaatioon.

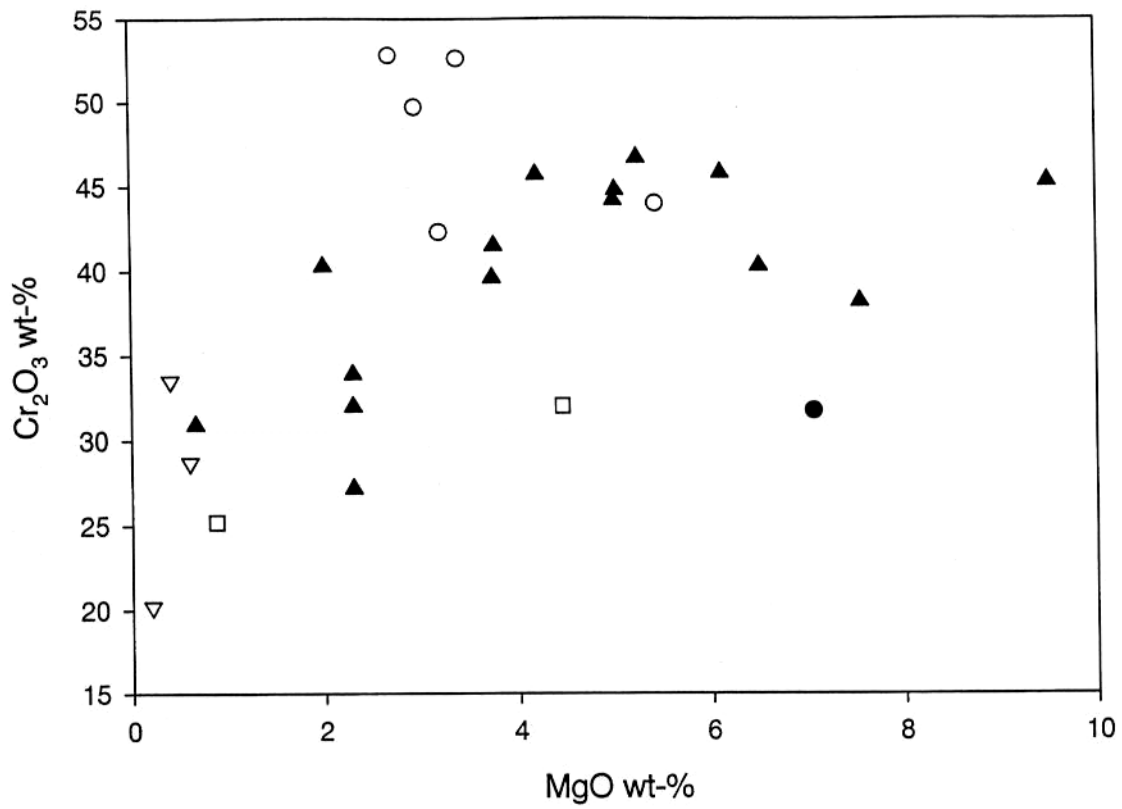
### 1.1.1 Fe-Cr-Ti-oksidit

Spinelliryhmän mineraalit ovat monimutkaisen kiinteäliuosseossarjan jäseniä, ja sen vuoksi niitä voidaan käyttää kerrosintruusioissa kiteytymistapahtuman fraktionaation indikaattoreina. Monet spinelliryhmän mineraalit ovat huomattavan kestäviä, ja näin ollen esim. kromiitti on usein hyvin säilynyt kivissä, joissa rautamagnesiumsilikaatit ovat jo täysin muuttuneet metamorfisissa reaktioissa.

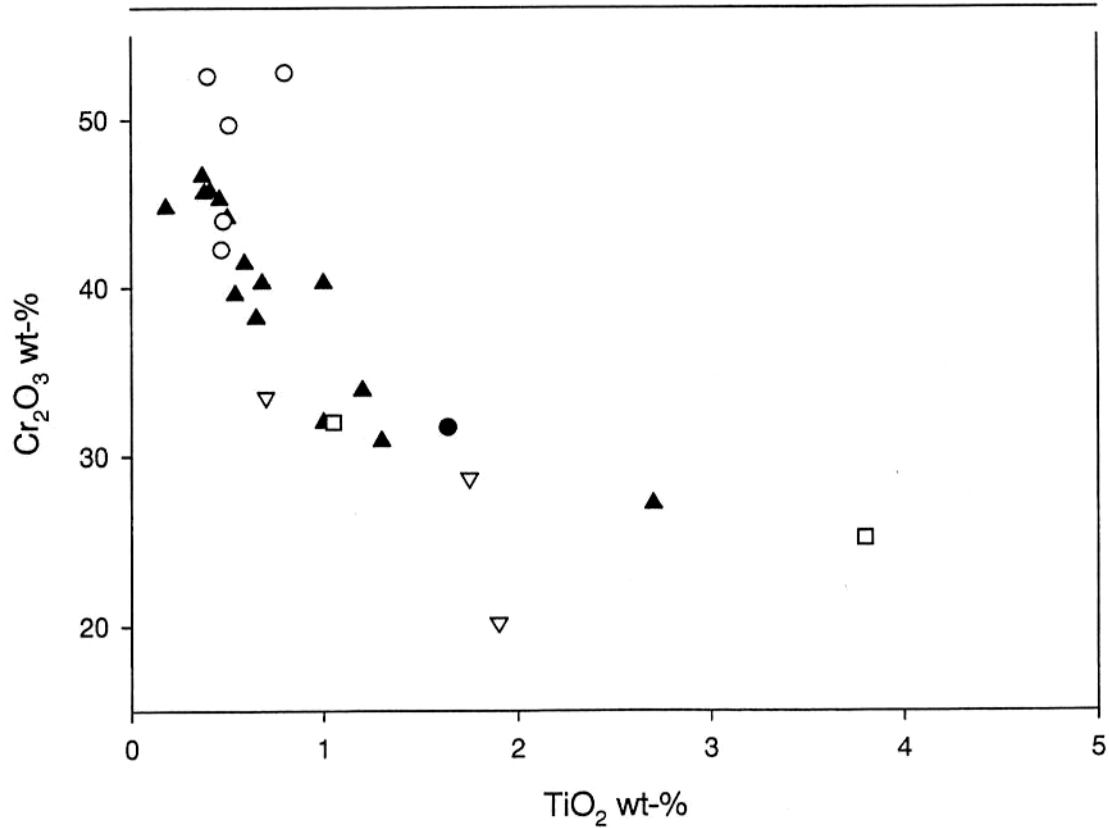
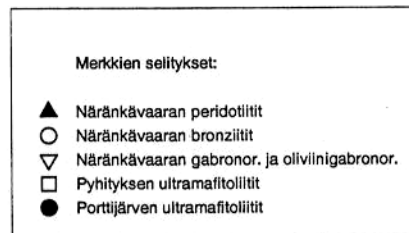
Koillismaan kerrosintruusion spinellidit vaihtelevat koostumukseltaan laajalti kromiiteista titanomagnetiteihin. Yleisesti ottaen emäksissä kerrosintruusioissa esiintyvät spinellidit ovat joko Ti-rikkaita ja Cr-köyhiä tai päinvastoin; täydellisen kromiitti-titanomagnetiteisarjan esiintyminen on ilmeisesti harvinaista (Cameron 1979).

Näränkävään spinellidit vaihtuvat Stevensin asteikolla (1944) Al-kromiiteista Fe-kromiitien kautta kohti magnetiitteja, joilla on kromiitti- ja spinellikomponentteja alle yhden prosentin. Läntisessä intruusiosta tällaista trendiä ei esiinny ainakaan kovin selvästi. Siellä ei myöskään ole Cr-rikkaita magnetiitteja.

Koillismaan intruusion Cr-spinellit (eli kromiitit) esiintyvät usein pieninä, omamuotoisina kiteinä, jotka ovat sekä optisesti että usein myös koostumuksellisesti huomattavan homogeenisiä. Muissa paitsi täysin serpentiniytyneissä kivissä kiteet ovat kevyemmän Fe-pitoisen sekundäärisen muuttumistuotteen peitossa. Ti-riikkaat spinellit sen sijaan ovat erittäin heterogeenisiä ja niissä on yleisesti näkyvissä uudelleenkiteytymistekstuureja.



Kuva 2. Koillismaan kerrosintruusion kromiitit ja kromispinellit. Analyysiaineisto Alapieti (1982).



Kuva 3. Koillismaan kerrosintruusion kromiitit ja kromispinellit. Lähteet kuin kuvassa 2.

Intruusion reunaosat heijastavat "käänteistä" fraktionaatiota, mikä näkyy spinelliryhmän mineraalien koostumuksessa siten, että niiden Cr-pitoisuus nousee ja Ti-pitoisuus laskee intruusion sisustaa kohden. Kromiittia esiintyy yli 1 vol-% ainoastaan Pyhityksen ja Porttivaaran reunavyöhykkeissä.

Koillismaan intruusion kumuluskromiittien ja -kromispinellien mikroanalyysien perusteella piirretyt Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO- ja Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-diagrammit on esitetty kuvissa 2 ja 3. Esitetyt kemialliset koostumukset ovat useiden analyysien keskiarvoja. Näränkävään intruusion kerrostuneessa osassa spinelliryhmän mineraalit yleensä köyhtyvät Cr:n ja rikastuvat Ti:n suhteen kohden sekvenssin huippua. Käänteinen korrelaatio näiden alkuaineiden välillä näkyy selvästi kuvassa 3. Alavyöhykkeessä PeI-kromiitti on aksessorisena, mutta silti huomattavana, kumulusfaasina. Koostumukseltaan se on lähinnä Al-kromiittia. Alavyöhykkeessä BroI- Al-kromiittia (ja spinellejä ylipäättään) on erittäin vähän, mutta osalla on huomattavan korkeita Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-pitoisuuksia, >50 wt-% (kts. kuvat 2 ja 3: Näränkävään bronziiitit). Alavyöhykkeessä Pe II kromiitti on jälleen huomattava kumulusfaasi. Sen koostumus on yleisesti ottaen Al-kromiittinen.

## 1.2 Akanvaaran kerrosintruusio

Savukosken Akanvaaran mafinen kerrosintruusio (Mutanen 1997), n. 2430 Ma (Huhma 1996), on pinta-alaltaan 50-55 km<sup>2</sup>; pituus pohjoisesta etelään on n. 15 km, leveys eteläosissa n. 7 km ja pohjoisessa 2-3 km. Intruusion nykyinen vahvuus on yli 3 km. Idässä ja lännessä intruusiota halkovat jyrkät NW-NNW-siirroksat. Intruusion eteläosa koostuu kolmesta suuresta siirrosten rajaamasta blokista ja useista pienemmistä. Intruusion syntyessä magma intrudoitui suprakrustisiin kiviin, joissa esiintyi runsaasti happamia vulkaniitteja. Nykyään Akanvaaran intruusiota halkovat lukuisat NNW-suuntaiset mafiset juonet. Sekä intruusion kivet että niitä ympäröivät ja leikkaavat kivet ovat käyneet läpi amfiboliittifasieksen alueellisen metamorfoosin, joka näyttää olleen miltei isokemiallinen. Akanvaaran kerrosintruusion stratigrafia on esitetty kuvassa 4.

### 1.2.1 Kromiittikerrokset

Akanvaaran kerrosintruusiosta esiintyy kromiittikerroksia 23 kpl. Ne ovat ryhmittyneet seuraavasti (kts. kuva 4): LLC (lowest lower chromitite)-ryhmä intruusion kerrostuneen osan pohjalla, LC (lower chromitite)-kerrokset alavyöhykkeen pyrokseenikumulaattien yhteydessä, ULC (upper lower chromitite) -ryhmä intruusion keskiosan pohjalla sekä UC (upper chromitite)ryhmä intruusion keskiosan ja yläosan rajalla. Lisäksi esiintyy useita epämääräisiä kromiittipimuja etenkin alavyöhykkeen pyrokseenikumulaateissa ja ULC-ryhmän yläpuoliossa oliviinikumulaattikerroksessa.

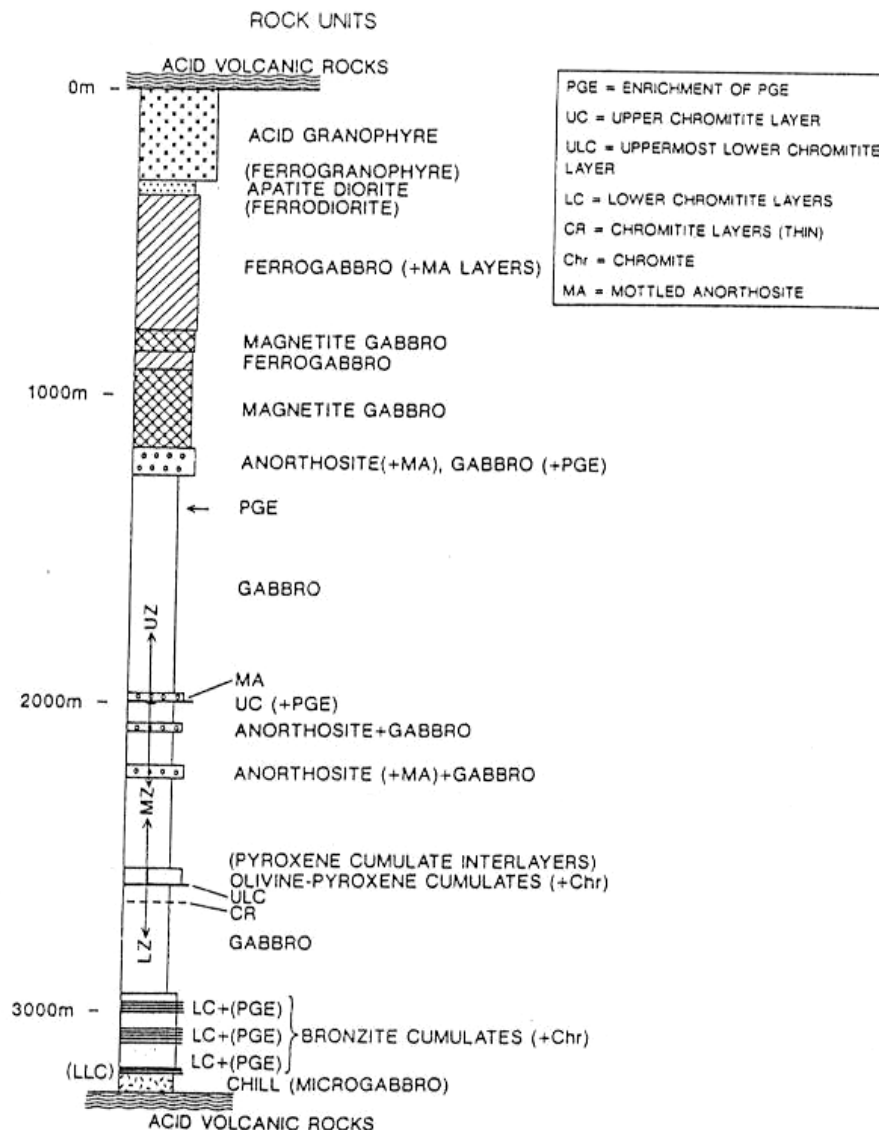
Kromiittit ovat monokumulaattikerroksia, joissa pienet (0,1-0,5 mm) omamuotoiset kromiittikiteet esiintyvät silikaattimatriksissa. Kromiittikiteet yleensä suurenevat kerrosten pohjaa kohden johtuen gravitatiivisesta erottumisesta.

LC-kerrosten kromiittien koostumuksessa ei ole nähtävissä mitään systemaattista trendiä,

vaikkakin vaihtelua esiintyy eri kerrosten, kerrosten eri osien ja peräti saman näytteen eri osien kromiittien välillä. Cr:n ja V:n välillä esiintyy positiivinen korrelaatio; Al:n ja Fe:n välillä heikohko negatiivinen korrelaatio, mikä indikoi  $Al^{3+}/Fe^{3+}$ -substituutiota. LLC-kerrosten kromiiteissa esiintyy  $Cr^{3+}/Fe^{3+}$ -korrelaatio.

LC-ryhmän kromiiteista ULC-ryhmän kromiitteihin mentäessä Mg-pitoisuus vähenee jonkin verran samalla, kun Zn ja Mn lisääntyvät hiukan. Toisaalta LLC-ryhmän kromiiteilla esiintyy samansuuruisia Mn-pitoisuuksia kuin ULC-ryhmälläkin. UC-ryhmän kromiitit eroavat kuitenkin selkeästi kaikista edellä mainituista alhaisemman Mg-pitoisuutensa ja korkeampien Ti-, V- ja Zn-pitoisuuksiensa perusteella.

Akanvaaran kerrosintrusion kromiittien koostumusta kuvaavat  $Cr_2O_3/MgO$ - ja  $Cr_2O_3/TiO_2$  diagrammit on esitetty kuvissa 5 ja 6. Huomattavaa on, että analyysitulokset ovat useiden mikroanalyysien keskiarvoja. Kaavioista näkyy selvästi analysoidun materiaalin homogeenisuus; esim. Mg-pitoisuus vaihtelee tasaisesti välillä n. 0-1 wt-%, kun Koillismaan kromiiteilla ja kromispinelleillä se liikkui välillä n. 0-10 wt-%. Myöskään Cr- ja Ti-pitoisuuksissa ei esiinny suurta vaihtelua. LLC-kerrosten kromiitit näyttävät erottuvan omaksi ryhmäkseen molemmissa kaavioissa: kuvassa 5 alemman Mg- (ja korkeamman Cr-) pitoisuutensa ja kuvassa 6 korkeamman Ti- (ja korkeamman Cr-) pitoisuutensa perusteella.



Kuva 4. Akanvaaran mafisen kerrosintrusion stratigrafia. (Mutanen 1997)







### 1.3.1 Kromitiittikerrokset

Koitelaisen kerrosintruusio jaotellaan ultramafiseen alavyöhykkeeseen (LZ), gabroidiseen päävyöhykkeeseen (MZ) ja gabroidiseen ylävyöhykkeeseen (UZ), kts. kuva 7. Alavyöhyke koostuu peridotiiteista, joita halkoo kaksi pyrokseeniitti-gabrovälikerrosta vyöhykkeen yläosassa. Alemmat kromitiittikerrokset (LC) esiintyvät pyrokseenikumulaattiyksikössä alavyöhykkeen yläosassa. Paksuudeltaan yli 0,3 m kerroksia on 6 kpl. Kromiittioktaedrit (0,1-1,0 mm) esiintyvät sekundäärisessä flogopiitti-, amfiboli- ja plagioklaasimatriksissa. LC-kromiittien mikrobianalyysit osoittavat niiden olevan samaa tyyppiä kuin Akanvaaran kerrosintruusion LC-tyypin, eli niiden MgO-pitoisuus on alhainen ja Al:n ja Cr:n välillä esiintyy substituutiota. Koitelaisen intruusion kromiittien keskimääräistä koostumusta kuvaavat  $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ - ja  $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ -diagrammit on esitetty kuvissa 8 ja 9. Intruusion päävyöhykkeen alaosaan klinopyrokseeni-ortopyrokseenikumulaatissa esiintyy ohut kromitiittikerros (MC), jonka kromiitilla on koko intruusion suurin MgO- ja  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -pitoisuus. Ylin kromiittikerros (UC) on sijoittunut intruusion ylävyöhykkeen anortosiittiseen alaosaan. Kerroksen keskimääräinen paksuus on huomattava, 1,2 m. Kromiittikiteet ovat kooltaan kerrallisten kerrosten alaosaan aina 1 mm (1,5 mm) saakka ja yläosissa 0,2-0,3 mm. Koostumukseltaan kromiitit ovat erikoisia. Niiden Ti-pitoisuus on korkea ja MgO-pitoisuus huomattavan alhainen (kts. kuvat 8 ja 9), lisäksi ne ovat rikastuneita vanadiinin suhteen.

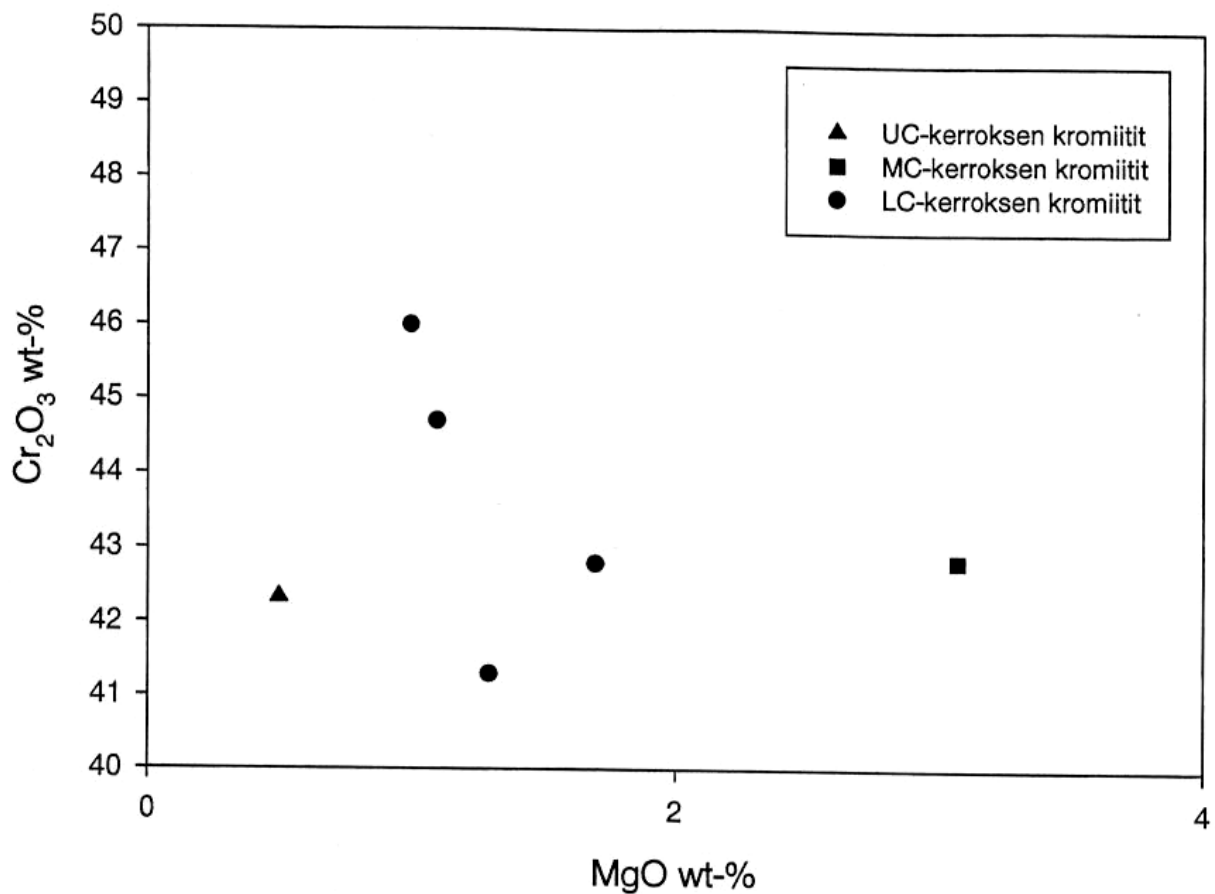
## 2 Arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden ofioliitit

Itä- ja Pohjois-Suomen arkeiset vihreäkivivyöhykkeet syntyivät voimakkaan vulkaanisen toiminnan seurauksena. Vanhimmat arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden osat ovat iältään n. 3000-2800 Ma. Itäisessä Suomessa nämä vihreäkivet, joiden ikä on n. 2800-2700 Ma (Luukkonen 1988, 1992), esiintyvät kapeina muodostumina Suomussalmen ja Kuhmon liuskevyöhykkeiden länsikontakteissa.

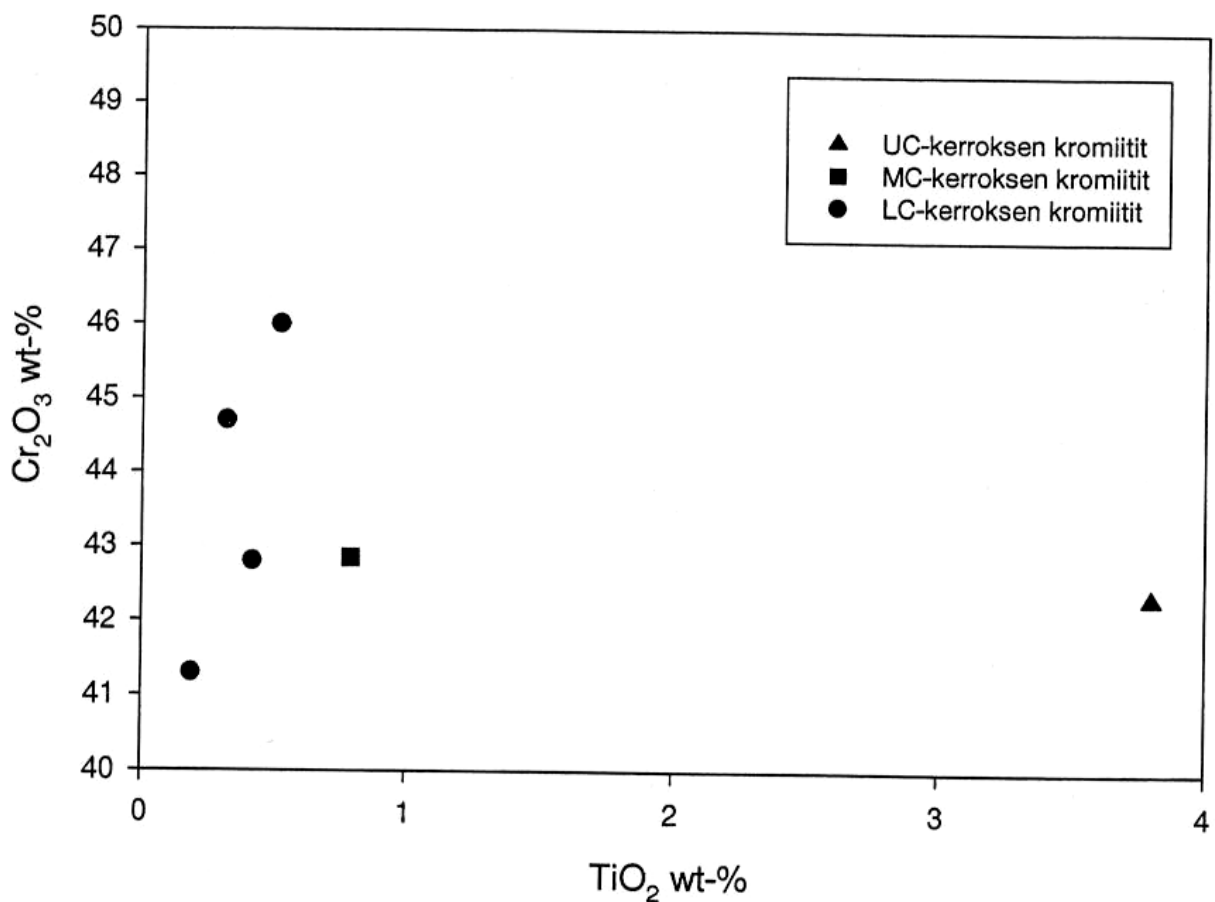
Arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden on arveltu sisältävän muinaisen merellisen kuoren jäänteitä sekä litologisia yksiköitä, joilla on tällaiselle kuorelle tunnusomaisia piirteitä: tyynylaavoja, syvänmeren sedimenttejä sekä massiivisia ultramafisia kiviä, joiden on tulkittu olevan ofioliitteja.

### 2.1 Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen ofioliittikompleksin kromiitit

Kuhmon arkeinen vihreäkivivyöhyke (Taipale et al. 1980, Piquet 1982, Piirainen 1988, Luukkonen 1992) on jaoteltu useisiin litostratigrafisiin yksiköihin. Muodostuman stratigrafia on esitetty kuvassa 10. Sekvenssin toinen yksikkö eli ns. Kellojärven ryhmä, muistuttaa hyvin läheisesti nykyistä valtameren pohjaa. Ryhmä koostuu massiivisista serpentiniiteistä, basalttisista tyynylaavoista ja syvänmeren sedimenteistä. Piirainen (1991) on esittänyt Kellojärven ryhmän olevan alkuperältään ofioliittinen ja edustavan arkeista valtamerikuoren kappaletta. Serpentiniittikompleksi on ollut alkuperäiseltä koostumukseltaan duniittinen, mutta voimakkaan metamorfoosin johdosta sen primäärinen mineralogia on kadonnut kokonaan aksessorisena esiintyvää kromiittia lukuunottamatta. Päämineraaleina esiintyvät nykyään serpentiniittiryhmän antigoriitti ja lizardiitti. Kromiittia esiintyy yleisesti aksessorisena mineraalina. Kiteet

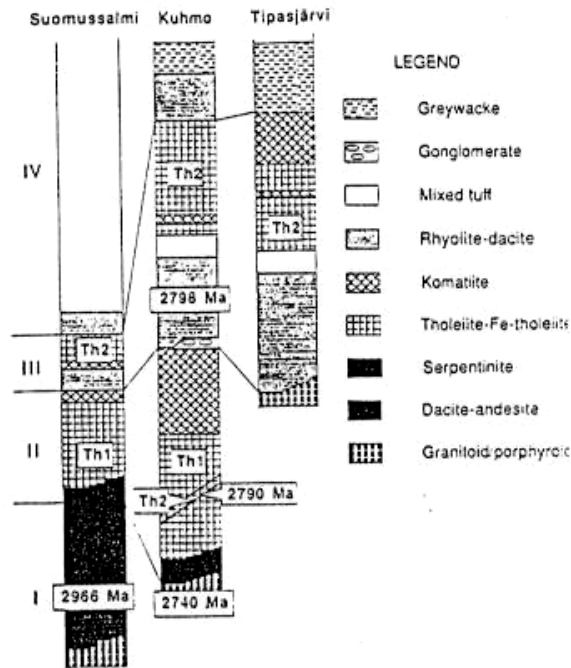


Kuva 8. Koitelaisen kerrosintruusion kromiitit. Analyysiaineisto Mutanen (1997); analyysit Bo Johanson GTK.

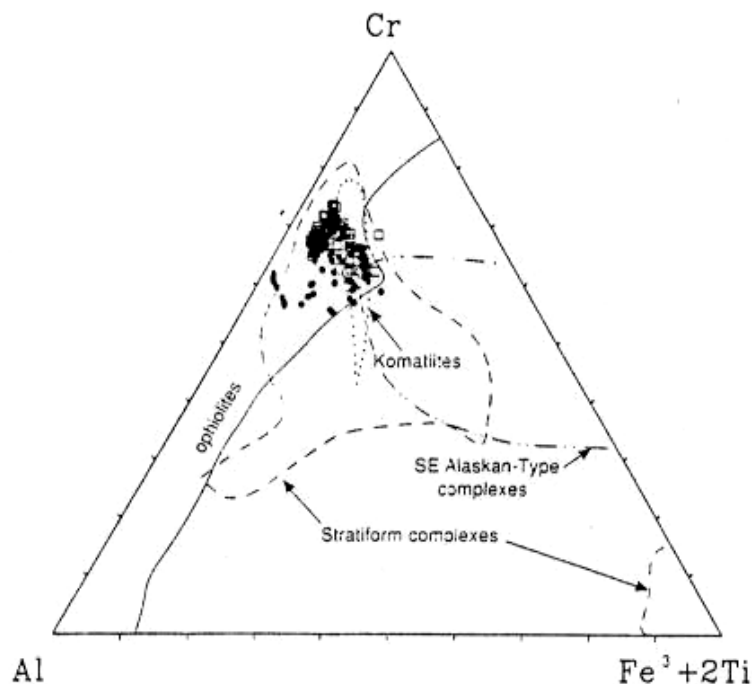


Kuva 9. Koitelaisen kerrosintruusion kromiitit. Lähteet kuin kuvassa 8.

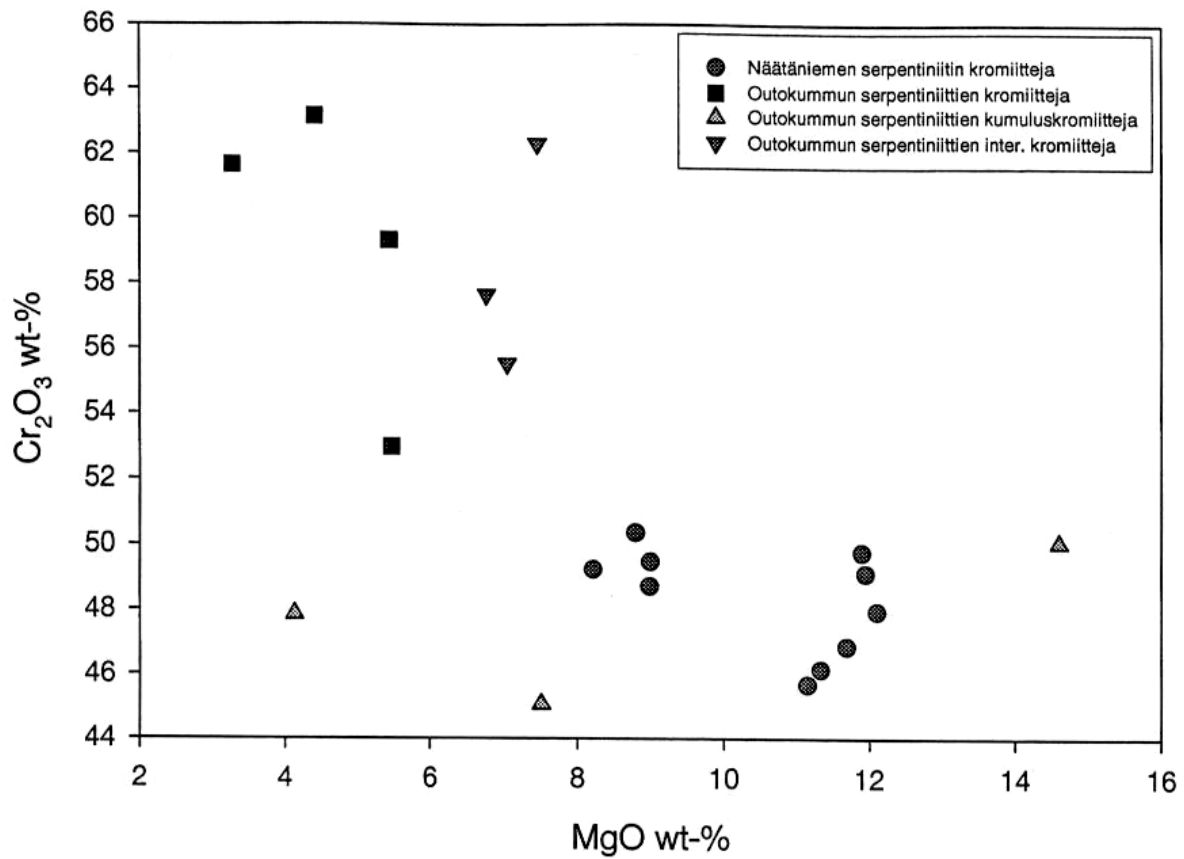
(0.2-0.4 mm) ovat oma- tai osittain omamuotoisia oktaedreja Liipo et al. (1994) ovat käyttäneet massiivisen serpentiniittikompleksin kromiittien koostumusta apunaan todistaessaan Kellojärven ryhmän olevan arkeinen ofioliittikompleksi: muuttumattomana säilyneiden Näätäniemen serpentiniittimassiivin kromiittien analyysitulokset,  $X_{Mg}$  vs.  $X_{Cr}$ , ja  $X_{Fe}$ , sekä  $Cr:Al:(Fe^{3+}+2Ti)$  (kts. kuva 11), muistuttavat huomattavasti alppilaisten ofioliittikompleksien kromiittien vastaavia. Edelleen  $Cr_2O_3$ -pitoisuuden ollessa lähellä tai alle 50 wt-%,  $Al_2O_3$ :n kohotessa aina 21 wt-%:iin ja  $TiO_2$ -pitoisuuden ollessa pieni tulokset viittaavat alppilaisiin kumulaattikomplekseihin. Näätäniemen serpentiniitin kromiittien edustavat mikroanalyysit  $Cr_2O_3/MgO$ - ja  $Cr_2O_3/TiO_2$ -diagrammeissa on esitetty kuvissa 12 ja 13.



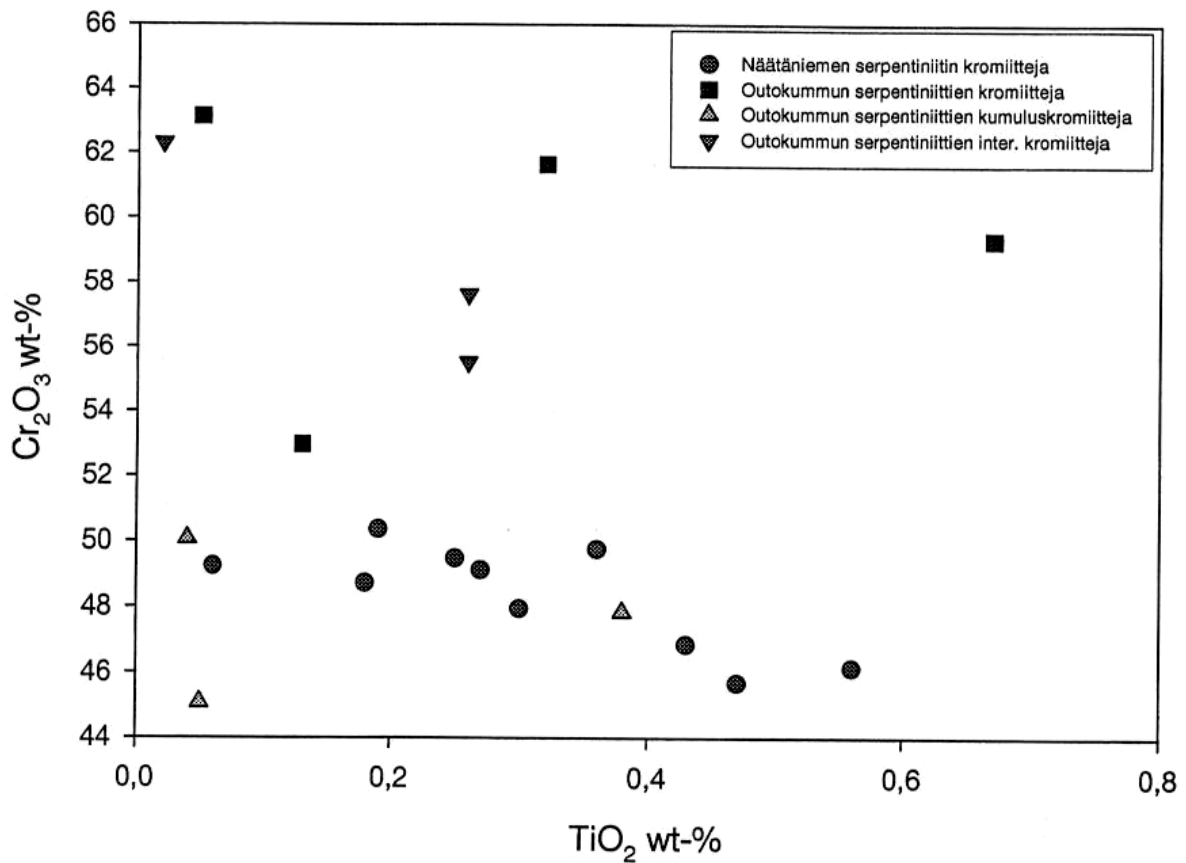
Kuva 10. Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen stratigrafia. I=Luoma-ryhmä, II=Kellojärvi-ryhmä, III=Ontojärvi-ryhmä ja IV=proterotsooiset kivet. (Liipo et al. 1994, modif. Piirainen 1988)



Kuva 11. Näätäniemen ja Saarikylän serpentiniittimassiivien (Liipo et al. 1994) kromiittit verrattuna muun tyyppisiin (Jan & Windley 1990; Zhou & Kerrich 1992) komplekseihin esitettynä Cr-, Al- ja  $Fe^{3+}+2Ti$ -kolmiodiagrammina. Näätäniemi: mustat pisteet, Saarikylä: valkoiset pisteet.



Kuva 12. Ofioliittien kromiitit. Analyysiaineisto: Näätäniemen serpentiniitti (Liipo et al. 1994), Outokummun serpentiniitti (Vuollo & Piirainen 1989).



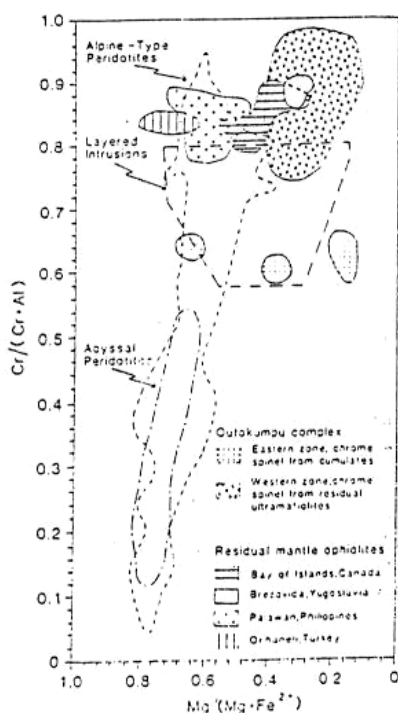
Kuva 13. Ofioliittien kromiitit. Lähteet kuin kuvassa 12.

### 3 Proterotsooiset ofioliitit

Proterotsooisista Outokumpu-kompleksia (1,97 Ga) on jo kauan pidetty ofioliittikompleksina (Wegmann 1928; Väyrynen 1937, 1939; Gaal et al. 1975; Koistinen 1981, 1986, 1987; Ward 1987). Vuollo ja Piirainen (1989) ovat käyttäneet kompleksin ultramafitoliittien primääristen mineraalien, etenkin kromispinellin, koostumusta apunaan ofioliittisen alkuperän selvittämiseksi.

Outokumpu-kompleksi koostuu pääasiassa serpentiniiteistä, jotka ovat alkuaan olleet duniitteja, harzburgiitteja, lherzoliitteja ja wehrlittejä. Serpentiniitit muodostavat kooltaan huomattavasti vaihtelevia yksiköitä suurimpien ollessa pituudeltaan useita kilometrejä ja paksuudeltaan satoja metrejä. Kontaktit ympäröiviin kiviin ovat joko tektonisia tai asteittaisia muuttuen karbonaattikivien kautta kalkkisilikaattikiviksi ja edelleen kvartsikiviksi (Haapala 1936, Peltola 1978). Nämä ympäröivät kivet ovat rikastuneet Cr:n, Ni:n ja V:n suhteen (Eskola 1933, Huhma & Huhma 1970, Treloar 1987).

Serpentiniittejä esiintyy useita eri tyyppisiä, joiden kaikkien yleisin aksessorinen mineraali on kromiitti. Muuttumista kestäväksi mineraaliksi se on säilynyt erittäin hyvin. Kromiitit voidaan jaotella koostumuksensa perusteella kahteen ryhmään: Läntisen vyöhykkeen kromiitit ovat tekstuuriltaan useimmiten osittain omamuotoisia, erodoituneita ja esiintyvät välitiloissa. Läpimitaltaan ne ovat useimmiten < 0,1 mm muuttumisesta johtuen. Niillä on erittäin korkea Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- pitoisuus (n. 60 wt-%) ja alhainen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<10 %). X<sub>Mg</sub>-suhde vaihtelee välillä 0,1-0,4. Parhaiten säilyneen Savonrannan harzburgiitin kromiitit muistuttavat sekä koostumukseltaan että tekstuuriltaan huomattavasti mm. Bay of Islandsin (Malpas et al. 1975) ja Brezovicin (Obradvic 1986) ofioliittikompleksien kromiitteja. Näille ofioliittikomplekseille on yhteistä, että ne edustavat manttelin jäänteitä. Itäisen vyöhykkeen karkearakeisilla (2-4 mm) kumuluskromiiteilla on sekä korkea Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- että Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- (n. 20 wt-%) pitoisuus, mikä viittaa ofioliittikompleksien kumulaattien kromiittien vastaaviin. Mg-pitoisuus vähenee muuttumisasteen kasvaessa johtuen Fe<sup>2+</sup>:n aiheuttamasta substituutio-reaktiosta. Kuvassa 14 on esitetty molempien kromiittityyppien muodostamien koostumusenttien sijoittuminen diagrammissa Cr/(Cr+Al) vs. Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>). Mikroanalyysitulokset on sijoitettu samoihin Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO- ja Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-kaavioihin, kuin Näättäniemenkin serpentiniittimassiivin, kts. kuvat 12 ja 13.



Kuva 14. Outokumpu-kompleksin kromispinellien koostumusentät (Vuollo & Piirainen 1989); muut kentät: abysaaliset ja alppilaistyyppiset peridoitiitit (Dick & Bullen 1984), kerrosintrusiot (Irvine 1967) sekä residuaaliset mantteliofioliitit Bay of Islands (Malpas & Strong 1975), Brezovica (Obradvic 1986), Palawan (Rammlmair 1986) ja Orhaneli (Tankut 1980).

## 4 Kimberliitit ja lamproiitit

Kimberliitit ovat maanpinnan läheisyydessä vulkaanisina piippumaisina intruusioina ja juonina esiintyviä ultramafisia kivilajeja, jotka sisältävät runsaasti volatiileja ja kaliumia. Ne ovat syntyisin litosfäärin ja astenosfäärin rajavyöhykkeestä (Kirkley et al. 1991). Kimberliitit ovat tekstuurltaan porfyyrisia. Niiden rakenne koostuu hienorakeisen matriksin ympäröimistä korkean lämpötilan peridotiitti- ja eklogiittifragmenteista sekä megakiteistä, jotka ovat useimmiten pyöristyneitä reagoituaan alhaisemman lämpötilan volatiilipitoisen magman ja kuumentuneen pohjaveden kanssa (Dawson 1984). Matriksi koostuu oliviinista sekä vaihtelevasti seuraavista mineraaleista: flogopiitti, karbonaatti, serpentiini, klinopyrokseeni, monticelliitti, apatiitti, spinellit, perovskiitti ja ilmeniitti. Megakiteet ovat Fe-Mg-mineraaleja: oliviinia, flogopiittia, pikroilmeniittiä, Cr-spinelliä, Mg-granaattia, klinopyrokseenia ja ortopyrokseenia, joista oliviini on vallitsevin. Megakiteet ja aikaisessa vaiheessa kiteytyneet matriksin mineraalit ovat useimmiten serpentiniytyneitä ja karbonatisoituneita. Kimberliitit voivat sisältää erittäin pieninä pitoisuuksina myös timantteja.

Kimberliitit jaotellaan kahteen ryhmään, I ja II, jotka poikkeavat toisistaan mineralogialtaan, esiintymiseltään ja iältään sekä geokemiallisilta ja isotooppikoostumuksellisilta piirteiltään. Ryhmälle II on tyypillistä mm. flogopiitin runsaus sekä perusmassassa että makrokiteinä, megakiteiden harvinaisuus ja pikroilmeniitin vähyys. Ryhmän II kimberliitit muistuttavatkin suuresti lamproiitteja. Ryhmä I on ns. tyypillinen kimberliitti, jolle on luonteenomaista mm. megakiteiden yleisyys ja Mg-ilmeniitin esiintyminen. Ryhmän II kimberliittejä on tavattu ainoastaan Etelä-Afrikasta, mutta ryhmän I kimberliittejä esiintyy useimmilla maapallon mantereilla.

Lamproiitit kuuluvat samaan kivilajisukuun kuin kimberliititkin, joita ne muistuttavat mm: esiintymistavaltaan. Lamproiitit ovat intermediäärisiä tai ultraemäksisiä kiviä, joilla on huomattavan korkeat Mg- ja K-pitoisuudet.  $K_2O/Na_2O$  saattaa olla suurempi kuin 5 ja  $K_2O/Al_2O_3$  suurempi kuin 0,8. Lamproiiteille on luonteenomaista samantyyppinen porfyyrinen tekstuuri kuin kimberliiteilläkin. Hienorakeisen perusmassan seassa on sekä omasta systeemistä peräisin olevia että vierasperäisiä kide- ja kivilajifragmentteja. Primäärisinä fenokiteinä ja/tai perusmassassa esiintyy vaihtelevia määriä leusiittia ja lasia, ja yleensä yksi tai useampi seuraavista mineraaleista on vallitseva: flogopiitti, klinopyrokseeni, amfiboli, oliviini ja sanidiini. Muita primäärisiä mineraaleja voivat olla esim. prideriitti, perovskiitti, apatiitti, wadeiitti ja spinelli. Lisäksi voi esiintyä sekundääristä (tai primääristä) karbonaattia, kloriittia ja zeoliittia. Lamproiiteista on tavattu erittäin pieninä pitoisuuksina myös timantteja (Jaques et al. 1984, Bergman 1987). Timanttien esiintyminen lamproiiteissa näyttää kuitenkin olevan huomattavasti harvinaisempaa kuin kimberliiteissä. Lamproiitteja esiintyy kaikilla maapallon mantereilla, timanttipitoisia on löydetty vain Australiasta, USA:sta, Venäjältä ja Afrikasta.

Suomesta on toistaiseksi löydetty yli 24 kimberliittien sukuista esiintymää, joista kahta GTK:n Lentiirasta paikantamaa lamproiittijuonta lukuunottamatta kaikki ovat Malmikaivos Oy:n löytämiä. Useimmat ovat kimberliittidiatreemeja, mutta joukossa on myös hypabyssisia kimberliittejä, oliviinilamproiitteja ja ultramafisia lamprofyyrejä, jotka ovat niin ikään volatiileista rikastuneita juonikivilajeja. Kimberliitit esiintyvät kahtena keskittymänä Kuopion ja Kaavin seudulla. Suurin osa kimberliittipiipuista sisältää myös timantteja. Esiintymien aivan viimeaikaiset tarkistetut ikämääritykset osoittavat hieman yli 600 Ma ikää (Huhma, suullinen



tiedonanto 1999). Piippujen poikkileikkauspinta-ala vaihtelee alle hehtaarista yli 4 hehtaariin ja muoto pyöreistä tai ellipsinmuotoisista piipuista 0,5 km pituisiin juoniin (O'Brien & Tyni 1998).

#### 4.1 Kromiitit

Kimberliiteissä ja lamproiiteissa tavataan melko yleisesti spinellejä, etenkin magnetiittia ja kromiittia. Erityisesti kromiitti on merkityksellinen, sillä tietyn koostumuksen omaavana se on timantin indikaattorimineraali. Kromiitti voi esiintyä sekä timantin sulkeumana että sen kanssa yhteenkasvettumana. Kimberliittien ja lamproiittien kromiitit ovat joko primäärisesti magmasta kiteytyneitä tai peräisin ksenoliiteista, jotka voivat olla esim. duniitteja, harzburgiitteja, lherzoliittejä tai pyrokseniitteja. Osa megakiteistä on muuttanut koostumustaan reagoituaan magman kanssa. Megakiteiden kromipitoisuus on verrannollinen kiteytymispaineeseen (Daniels 1992), minkä vuoksi timantin yhteenkasvettuma- ja sulkeumakromiiteilla on tunnusomainen kemiallinen koostumus. Manttelista peräisin olevilla kromiiteilla sekä pää- että aksessoristen komponenttien pitoisuudet vaihtelevat suuresti ja näin ollen esim. yhdessä kimberliittipiipussa saattaa esiintyä useita kromiittipopulaatioita (Griffin & Ryan 1993, Griffin et al. 1994).

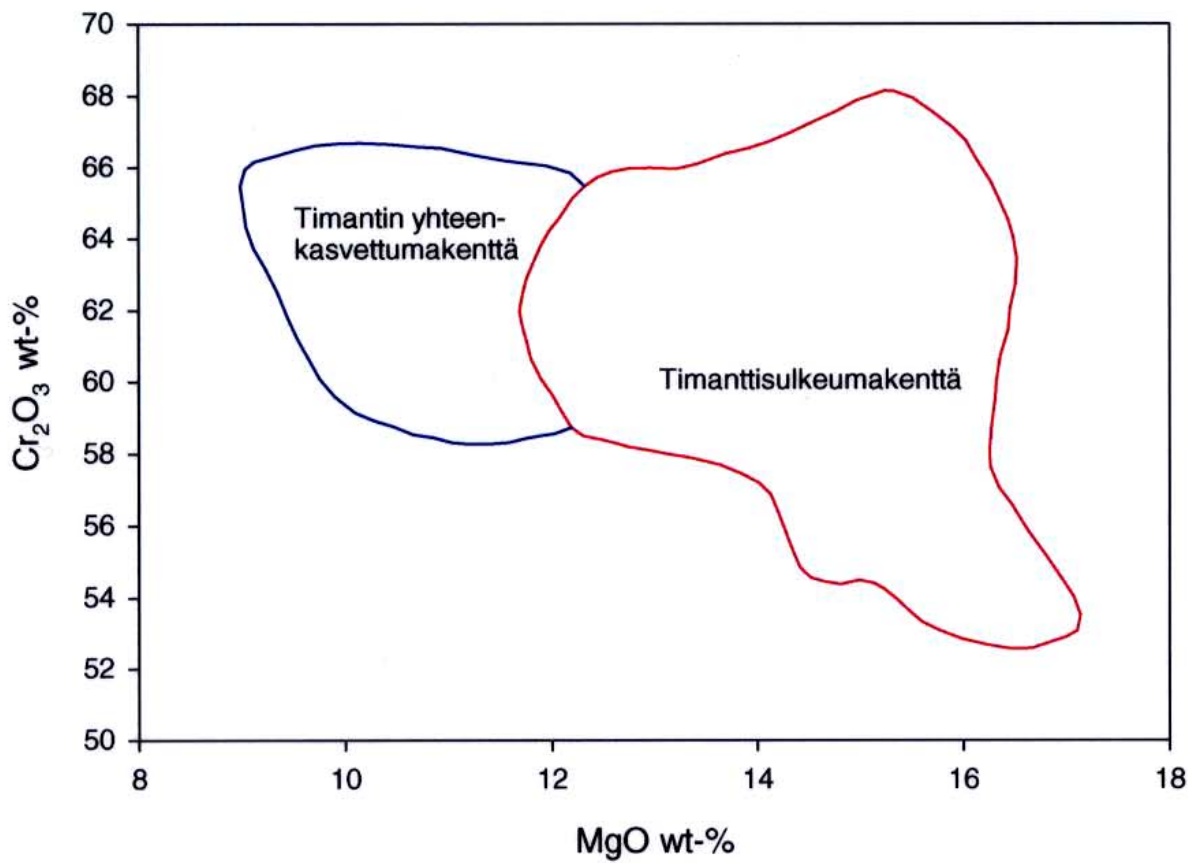
Fipke et al. (1989, 1995) ovat tunnistaneeet kimberliiteistä ja lamproiiteissa kolme kromiittien ryhmää, jotka ovat merkityksellisiä tutkimuksen kannalta. Ensimmäinen ja tärkein on timanteissa sulkeumana ja sen kanssa yhteenkasvettumana esiintyvä kromiitti, eli DI. Sen Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- ja MgO-pitoisuudet ovat korkeita (57,8-69,0 ja 8,7-18,7 wt-%) ja TiO<sub>2</sub>-pitoisuus on alhainen (<0,6 wt-%). Toinen ryhmä on Cr- ja Ti-rikkaat kromiitit, jotka sisältävät yli 0,8 wt-% TiO<sub>2</sub>. Viimeinen ryhmä koostuu kromiiteista, joilla on yleensä melko alhainen Cr-pitoisuus ja korkea Al ja/tai Fe. Tämän ryhmän kromiitit ovat koostumukseltaan samanlaisia kuin esim. alkalibasalttien ja muiden vaipan yläosasta peräisin olevien magmaattisten kivien kromiitit. Ryhmien kemialliset koostumukset on esitetty taulukossa 15.

Taulukko 15. Fipke et al. (1989, 1995) mukainen kimberliittisten ja lamproiittisten kromiittien luokittelu.

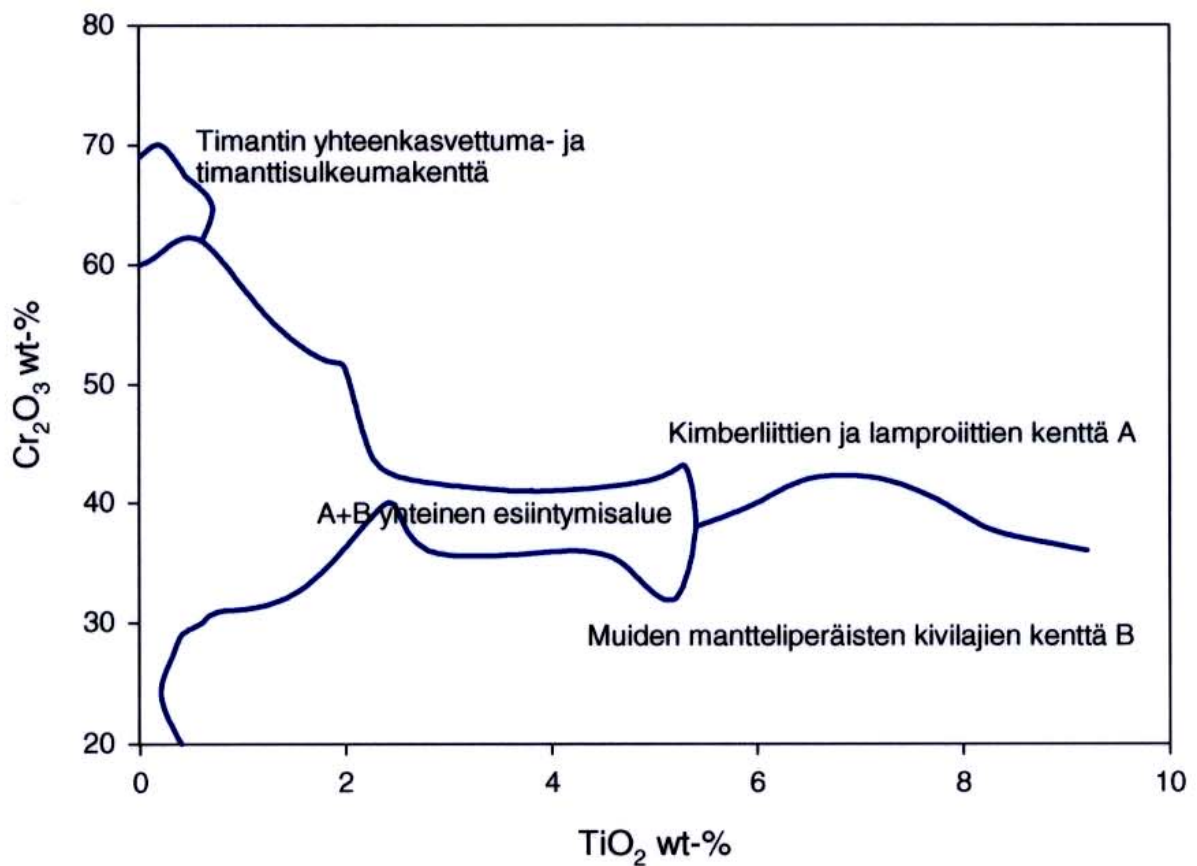
	DI-kromiitit	Cr-Ti-kromiitit	Al-Fe-kromiitit
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> wt-%	57,8-69,0	36,3-63,66	17,2-60,8
MgO	8,7-18,7	6,4-16,8	0-21,0
TiO <sub>2</sub>	<0,6	0,8-8,7	<5,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,9-14,0	0,57-16,8	3,8-50,0
FeO	9,3-20,0	13,7-30,2	8,7-50,0
MnO	<1,0	<1,6	<1,9

Kuvassa 16 on esitetty Smith et al. (1991) mukaiseen luokitteluun perustuvat timantti-kriittisten kromiittien Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- vs. MgO-kentät. Luokittelu ei ota huomioon TiO<sub>2</sub>-pitoisuuden määrää. Kuvassa 17 on Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-diagrammi, johon on merkitty lamproiiteille ja kimberliiteille tunnusomainen kenttä sekä lisäksi timanttikriittinen alue (Fipke et al. 1995).

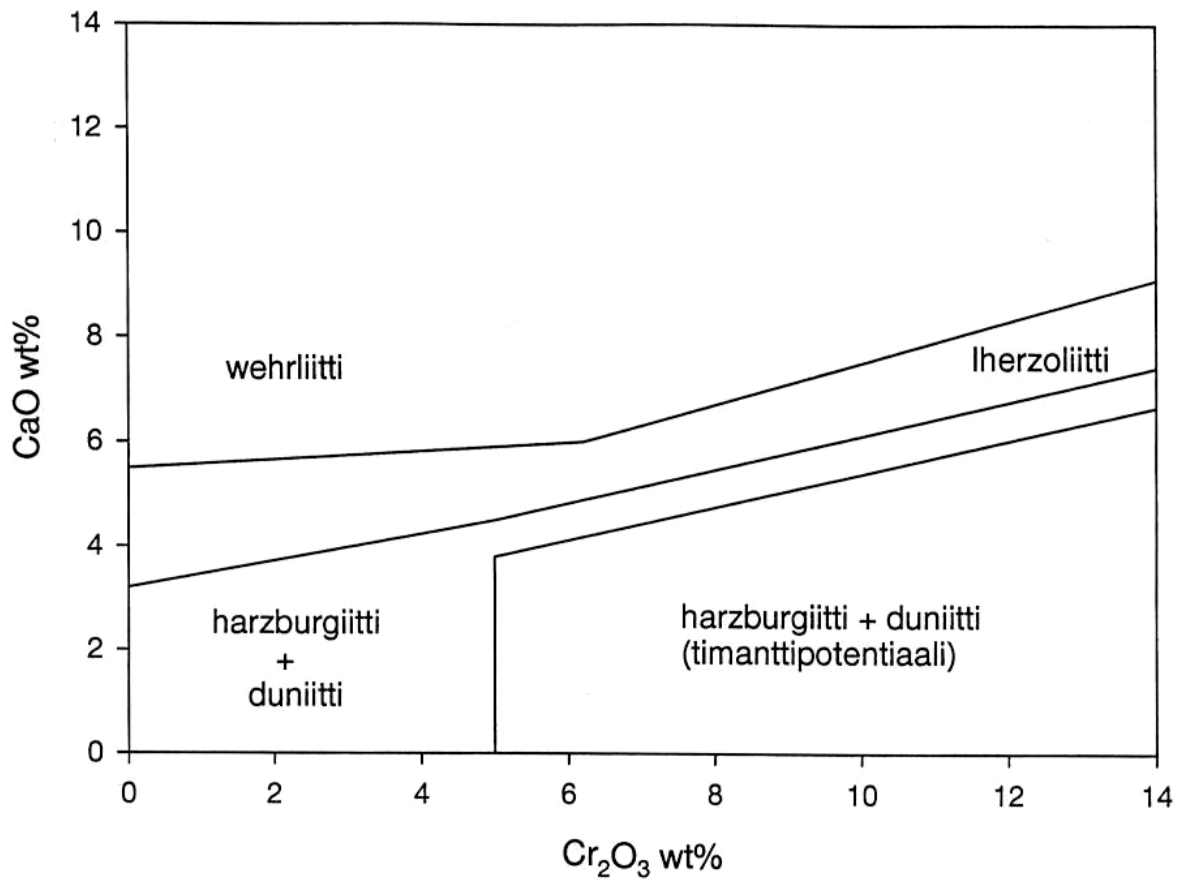
Keskeisiä indikaattorikromiittien tunnistamisessa ovat pintamorfologia ja muut rakennepiirteet. Kiteet ovat usein omamuotoisia, mutta pyöristyneitä ja kulmiltaan syöpyneitä oktaedreja,



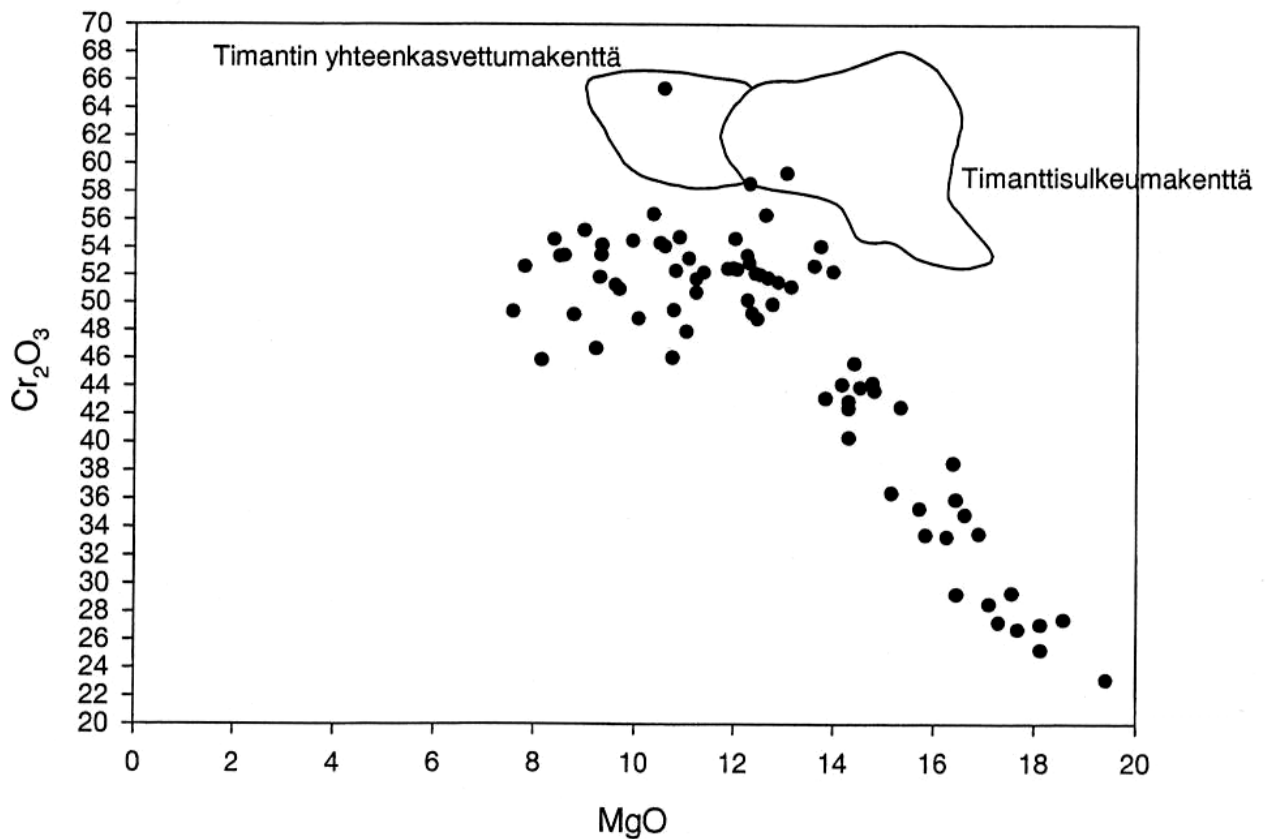
Kuva 16. Timantin indikaattorikromiittien koostumus kentät Smith et al. (1991) mukaan.



Kuva 17. Kromiittien luokittelu kemiallisen koostumuksen perusteella Fipke et al. (1995) mukaan.



Kuva 18. Smith et al. (1991) mukainen CaO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-diagrammi wehrliti-, Iherzoliitti- sekä harzburgiitti-duniittikenttineen. Diagrammista näkyy myös timanttipotentialialinen alue.



Kuva 19. GTK:n Lentiiran timanttitutkimuskohteen moreeninäytteiden kromiittien ja kromispinellien Cr-Mg-diagrammi. Kuvassa näkyvä lineaarinen trendi esittää Iherzoliitti-parageneesiä ja kuvan yläosassa keskellä oleva pyöreähkö alue arkeista ofioliittiparageneesia.

joiden pinta on matta ja tasopinnoilla esiintyy satiinimainen kiilto. Mekaanisessa kulutuksessa nämä piirteet voivat kuitenkin hävitä, jolloin erottaminen muista oksidimineraaleista hankaloituu.

Kromiittien ohella kromipyrooppeja käytetään kimberliittien luokittelussa. Smith et al. (1991) ovat esittäneet kromipyroopeille  $\text{CaO}/\text{Cr}_2\text{O}_3$ -diagrammia, johon on merkitty wehrliitti-, lherzoliitti- ja duniitti-harzburgiittikentät, joista viimeksimainitun korkean kromin kenttä yhtyy karkeasti timantin stabiilisuusalueeseen, kts. kuva 18. Lherzoliittikenttään tultaessa kromipyroopin  $\text{Ca}/\text{Cr}$ -suhde kasvaa; samalla kromispinellissä alkaa tapahtua  $\text{Al}^{3+}/\text{Cr}^{3+}$ -substituutio, kts. kuva 19.

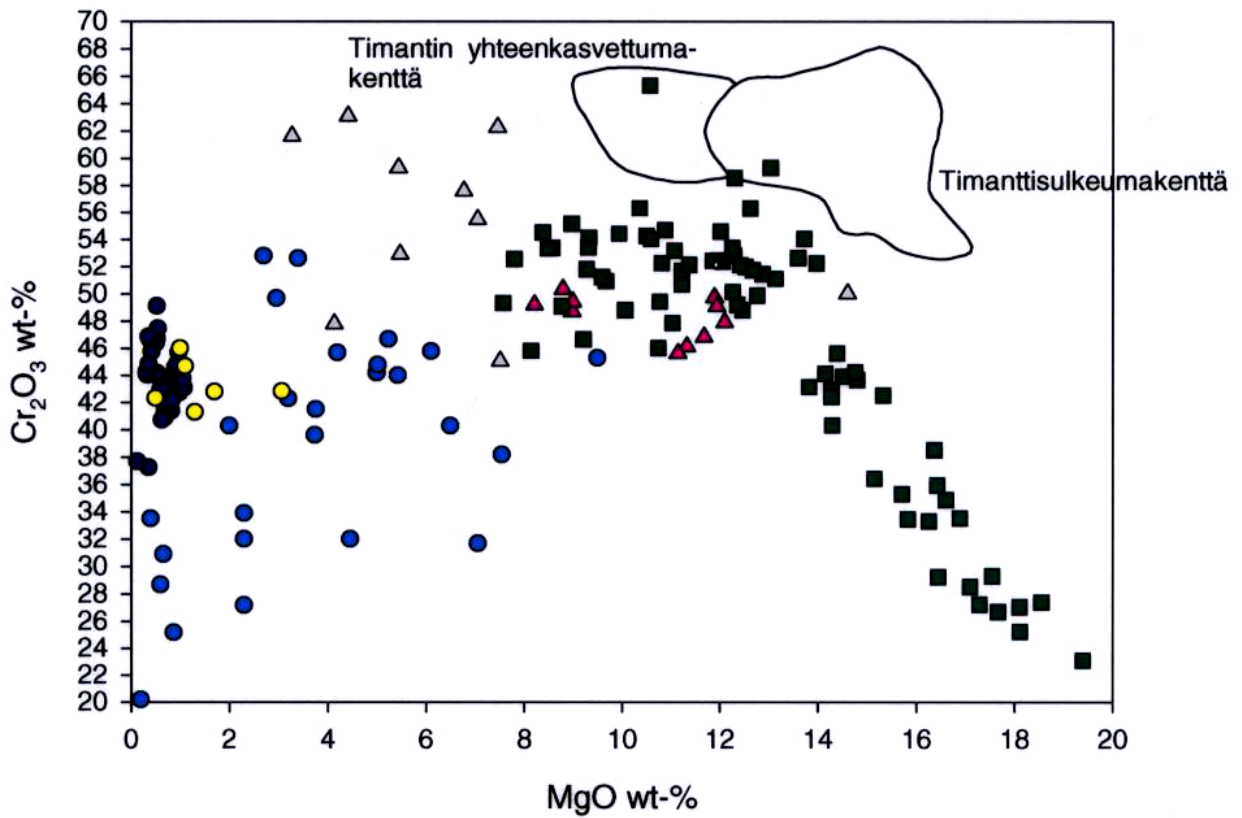
## 5 Yhteenveto

Kuvassa 20 on koottu yhteen kirjoitelmassa käsiteltyjen tyyppiesimerkkien kromiittien ja kromispinellien  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO}$ -diagrammit. Kuvasta erottuvat selvästi Koillismaan ja Akanvaaran kerrosintruusiot, joille on ominaista kapeahko  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -pitoisuuden vaihtelu (keskimäärin 40-49 wt-%) ja tämän ohella erittäin alhainen  $\text{MgO}$ -pitoisuus (yleensä <2 wt-%). Sen sijaan Koitelaisen kerrosintruusiolle on tyypillistä suuri sekä  $\text{Cr}$ :n että  $\text{Mg}$ :n vaihtelu. Sen kromiitit pysyvät kuitenkin selvästi erillään kaikkien muiden tyyppien kentästä.

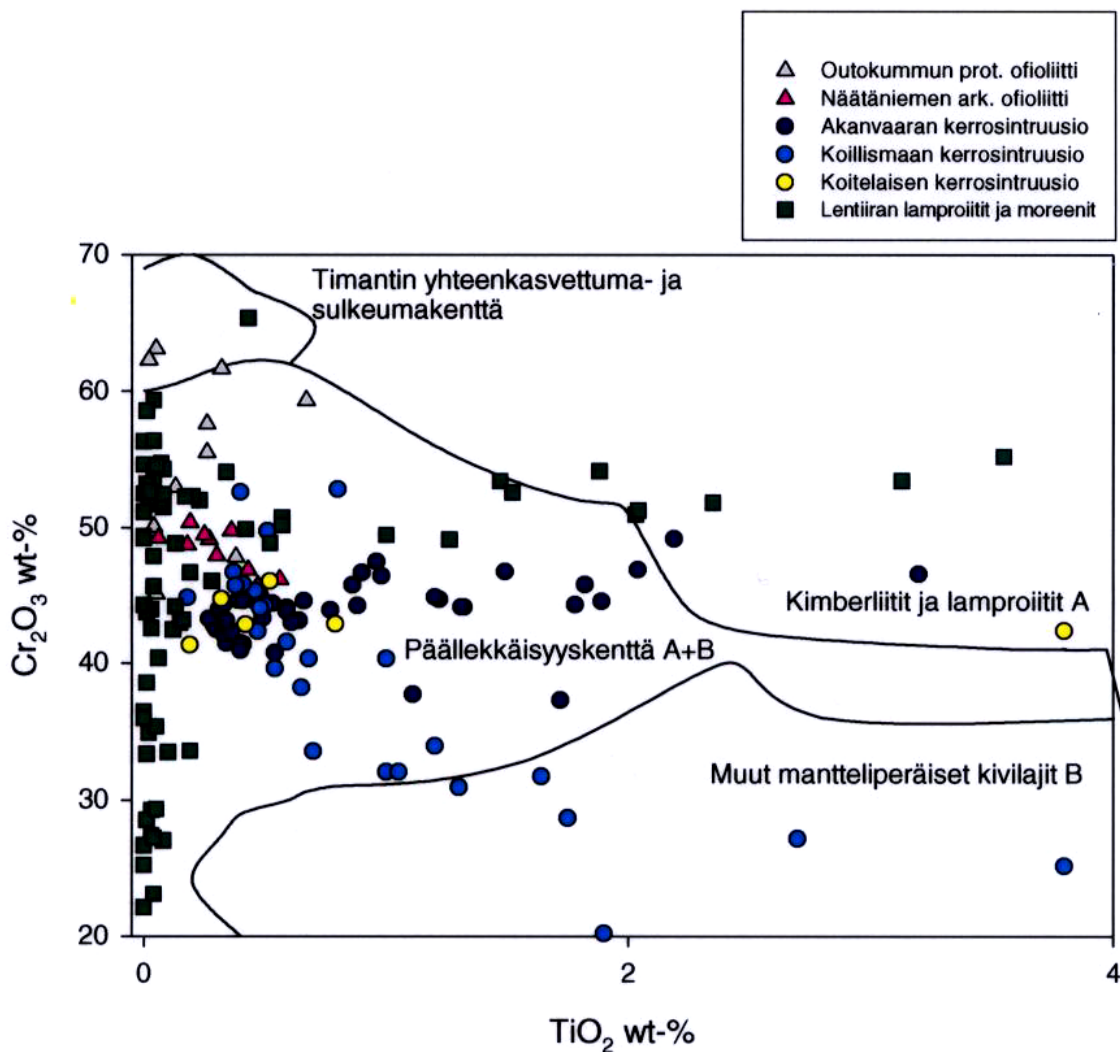
Arkeiset ja proterotsooiset ofioliitit eroavat toisistaan selkeästi edellisten ollessa huomattavasti alhaisempia  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -pitoisuuksiltaan mutta korkeampia  $\text{MgO}$ -pitoisuuksiltaan. Lisäksi lherzoliittinen parageneesi esiintyy omana alueenaan, jossa  $\text{Mg}$ :n ja  $\text{Cr}$ :n välillä on silmiinpistävä lineaarinen korrelaatio. Erityisen merkillepantavaa on, että Lentiiran moreeninäytteissä esiintyy runsaasti Näätäniemi-tyyppisiä kromiitteja.

Kuvaan 21 on koottu saman aineiston  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$ -diagrammit. Lentiiran lherzoliittiparageneesi jakaantuu kahteen parageneesiin overlap-kentän alhaisen titaanin alueelle ja toisaalta kimberliiteille ja lamproiiteille tunnusomaiselle alueelle. Ainoastaan Koillismaan kerrosintruusiossa on piirteitä yksinomaan muiden manttelikivien kentästä, kun taas kaikki muut tyyppiesimerkit sattuvat overlap-alueelle. Kuvasta 21 voidaan päätellä edelleen, että tämän aineiston perusteella tyyppiesimerkkien erottaminen toisistaan  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$ -diagrammilla ei onnistu. On mielenkiintoista, että osa Näätäniemen ofioliitin kromiiteista sattuu timanttikenttään.

Yhteenvetona esitetystä voidaan todeta, että parhaiten tyyppiesimerkkien erotteluun toisistaan voidaan käyttää  $\text{Cr}$ - $\text{Mg}$ -diagrammia. Lentiiran maaperänäyteindikaatiot viittaavat siihen, että niiden sisältämiä kromiitteja voidaan käyttää lähdeaineksen geologisen alkuperän selvittämisessä. Menetelmän hyväksikäyttö edellyttää kuitenkin korkeatasoisten prosessointi-separointi-menetelmien ja mikroanalyysin hallintaa.



Kuva 20. Yhteenveto erilaisten geologisten ympäristöjen kromiiteista.



Kuva 21. Yhteenveto erilaisten geologisten ympäristöjen kromiiteista.

## **Kirjallisuusluettelo**

- Alapieti, T., 1982.** The Koillismaa layered igneous complex, Finland - its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium. Geological Survey of Finland, Bulletin 319.
- Bergman, S.C., 1987.** Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of the occurrence, mineralogy and geochemistry. Teoksessa: Fitton, J.G., Upton, B.Q. (toim.): Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. London Spec. Publ. 30, 95-101.
- Cameron, E.N., 1979.** Titanium-bearing oxide minerals of the Critical Zone of the Eastern Bushveld Complex. Am. Mineral 64,140-150.
- Dawson, J.B., 1984.** Petrogenesis of kimberlite. Teoksessa: Glover, J.E. and Harris, P.G. (edit.). Kimberlite Occurrence and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration. Geol. Dep. and Univ. Ext., Univ. of West. Aust., Publ. No 8, 104-105.
- Dick, H.J.B. & Bullen, T., 1984.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology 86,54-76.
- Eskola, P., 1933.** On the chrome minerals of Outokumpu. Bull. Comm. Géol. Finlande 103, 26-44.
- Evans, B.W. & Frost, B.R., 1975.** Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta 39, 143-160.
- Fipke, C.E., Gurney, J.J., Moore, R.O. & Nassichuk, W.W., 1989.** The development of advanced technology to distinguish between productive diamondiferous and barren diatremes. Geological Survey of Canada, Open File 2124, v. 1, v. 3, 1-621.
- Fipke, C.E., Gurney, J.J. & Moore, R.O., 1995.** The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes. Geol. Surv. Can. Bull.
- Gaal, G., Koistinen, T.J. & Mattila, E., 1975.** Tectonics and stratigraphy of the vicinity of Outokumpu, N. Karelia, Finland. Geol. Surv. Finland, Bull. 271, 1-67.
- Griffin, W.L. & Ryan, C.G., 1993.** Trace elements in garnets and chromites: Evaluation of diamond exploration targets. Teoksessa: Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation. Prospectors and Developers Assoc. Canada, Short Course Notes, 187-211.
- Griffin, W.L., Ryan, C.G., Gurney, J.J., Sobolev, N.V. & Win, T.T., 1994.** Chromite macrocrysts in kimberlites and lamproites: geochemistry and origin. Teoksessa: Meyer, H.O.A. & Leonardos, O.H. (edit.): Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths. CPRM Spec. Publ. IA/93, 366-377.
- Haapala, P., 1936.** On serpentine rocks in Northern Karelia. Bull. Comm. Geol. Finlande, 114.

**Huhma, A. & Huhma, M., 1970.** Contributions to the geology of the Outokumpu region. Bull. Geol. Soc. Finland 42, 57-88.

**Huhma, H., 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 337.

**Huhma, H., Mutanen, T., Hanski, E., Räsänen, J., Manninen, T., Lehtonen, M., Rastas, P. & Juopperi, H., 1996.** Isotopic evidence for contrasting sources of the prolonged Palaeoproterozoic mafic-ultramafic magmatism in Central Finnish Lapland. In: IGCP project 336 symposium in Rovaniemi, Finland, August 21-23, 1996: program and abstracts. University of Turku. Division of geology and mineralogy. Publication 33.

**Irvine, TN, 1965.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator Part 1. Theory. Canadian Journal of Earth Sciences 2, 648-672.

**Irvine, TN, 1967.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator Part 2. Petrologic applications. Canadian Journal of Earth Sciences 4, 71-103.

**Jan, M.Q. & Windley, B.F, 1990.** Chromium Spinel-Silicate Chemistry in Ultramafic Rocks of the Jijal Complex, Northwest Pakistan. Journal of Petrology 31, 667-715.

**Jaques, A.L., Lewis, J.D., Smith, C.B., Gregory, G.P., Ferguson, J., Chappell, B.W. & McCulloch, M.T., 1984.** The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the West Kimberley region, Western Australia. Teoksessa: Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks, J. Kornprobst (ed.). Elsevier, 225-254.

**Kimball, K.L., 1990.** Effects of hydrothermal alteration on the composition of chromian spinels. Contribution to Mineralogy and Petrology 105, 337-346.

**Kirkley, M.B., Gurney, J.J. & Levinson, A.A., (1991).** Age, Origin and Emplacement of Diamonds: Scientific Advances in the Last Decade. Gems & Gemol., Spring 1991, 2-25.

**Koistinen, T.J., 1981.** Structural evolution of an Early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. Trans. R. Soc. Edinb. Earth. Sci. 72, 115-158.

**Koistinen, T.J., 1986.** The Outokumpu ore district, east Finland, a closed basin. Teoksessa: Sokolov, V.A., Heiskanen, K.I. (toim.): Early Proterozoic of the Baltic Shield. Proc. Finnish Soviet Symposium, 19th-27th August, 1985, Petrozavodsk. Petrozavodsk, Karelskii Filial AN SSSR, pp. 104-112.

**Koistinen, T.J., 1987.** Review of the geology of North Karelia. Geol. Surv. Finland, Special Paper 1, 35-40.

**Kouvo, O., 1977.** The use of mafic pegmatoids in geochronometry. Abstract. 5<sup>th</sup> European Coll. Geochronology (ECOG), Pisa, Sept. 5-10 1977, Italy.

**Kröner, A., Puustinen, K. & Hickman, M., 1981.** Geochronology of an Archean tonalite gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76, 33-41.

**Liipo, J., Vuollo, J., Nykänen, V. & Piirainen, T., 1994.** Chrome spinel compositions as evidence for an Archean ophiolite in the Kuhmo greenstone belt in Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 66, Part I, 3-18.

**Luukkonen, E.J., 1988.** The structure and stratigraphy of the northern part of the late Archean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. Teoksessa: Marttila, E. (ed.): *Archean geology of the Fennoscandian Shield*. Geological Survey of Finland, Special Paper 4, 71-96.

**Luukkonen, E.J., 1992.** Late Archean and early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, Eastern Finland. *Annales Universitatis Turkuensis, Ser.A.II*.

**Malpas, J. & Strong, D.F., 1975.** A comparison of chrome spinels in ophiolites and mantle diapires of Newfoundland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 1045-1060.

**Mutanen, T., 1976.** Koitelaisen malmitutkimukset 1975. Geological Survey of Finland, julkaisematon raportti, M19/3741/76/1/10.

**Mutanen, T., 1989.** Koitelainen intrusion and Keivitsa -Satovaara complex. 5<sup>th</sup> International Platinum Symposium. Geological Survey of Finland, Opas 28.

**Mutanen, T., 1997.** Geology and ore petrology of the Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions and the Keivitsa-Satovaara layered complex, northern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 395.

**Obradvic, L.J., 1986.** Short review of the chemistry of chromites of Brezovica, Yugoslavia. Teoksessa: Karamata, S. (toim.): *Chromites UNESCO's IGCP -197 Project. Metallogeny of ophiolites*. Theophrastus pub., attempts., 91-106.

**O'Brien, H.E. & Tyni, M., 1998.** Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland. Teoksessa: Griffin, W.L. (toim.): *Extended abstracts of 22VII International Kimberlite Conference, Capetown R.S.A.*

**Peltola, E., 1978.** Origin of Precambrian copper sulfides of the Outokumpu district, Finland. *Econ. Geol.* 73, 461-476.

**Piirainen, T., 1988.** The geology of the Archean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, eastern Finland. Teoksessa: Marttila, E. (ed.): *Archean geology of the Fennoscandian Shield*. Geological Survey of Finland, Special Paper 4, 39-51.

**Piirainen, T.A., 1991.** Arkeinen geologinen evoluutio ja malminmuodostus. Teoksessa: Piirainen, T.A. & Vuollo, J.I. (toim.): *Arkeinen ja proterotsooinen geologinen evoluutio ja malminmuodostus. Pohjois-Karjalan malmiprojektin loppuraportti*. 31. University of Oulu. 63-69.



**Piquet, D., 1982.** Mécanismes de recristallisations métamorphiques dans les ultrabasites: exemple des roches vertes archéennes de Finlande orientale (Ceinture de Suomussalmi-Kuhmo). These de 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Rennes, France.

**Rammlmair, D., 1986.** Chromite in the Philippines: It's relationship to the tectonic setting of the host ophiolites; examples from Zambales and Palawan. Teoksessa: Karamata, S. (toim.): Chromites UNESCO's IGCP -197 Project. Metallogeny of ophiolites. Theophrastus pub., attempts., 285-310.

**Smith, C.B., Lucas, H., Hall, A.E. & Ramsay, R.R., (1991).** Diamond prospectivity and indicator mineral chemistry : a Western Australian perspective. Proc. of Fifth Int. Kimb. Conf., Araxa, Brazil.

**Stevens, R.E., 1944.** Composition of some chromites of the Western Hemisphere. Am. Mineral. 29,1-34.

**Tankut, A., 1980.** The Orhaneli massif, Turkey. Teoksessa: Panayiotau, A. (toim.): Ophiolites. Proceedings of International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, Cyprus Geol. Surv. Dep. 702-713.

**Treloar, P.J., 1987.** The Cr-mineral of Outokumpu - their chemistry and significance. J. Petrol. 28, 867-886.

**Taipale, K., Tuokko, I. & Piirainen, T., 1980.** A brief introduction in the geology and geochemistry of the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. Teoksessa: Papunen, H. (Ed.): Nickel Sulfides in Ultramafic and Mafic Rocks, IGCP project 161, Field excursion guidebook, 37-73.

**Vuollo, J. & Piirainen, T., 1989.** Mineralogical evidence for an ophiolite from the Outokumpu serpentinites in North Karelia, Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 61, 95-112.

**Väyrynen, H., 1937.** On the tectonics of the Karelian zone. XII Int. Geol. Congr. 57-70.

**Väyrynen, H., 1939.** On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region. Bull. Comm. Géol. Finlande 124.

**Ward, P.G., 1987.** Early Proterozoic deposition and deformation at the Karelian craton margin in southeastern Finland. Precambrian Res. 35, 71-93.

**Wegmann, C.E., 1928.** Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. Fennia 50, 1-22.

**Zakrewski, M., 1989.** Chromian spinel from Kusa, Bergslagen, Sweden. Am. Min. 74, 448-455.

**Zhou, M-F. & Kerrich, R., 1992.** Morphology and composition of chromite in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. Canadian Mineralogist 30, 303-317.