



Pro gradu -tutkielma
Geofysiikan suuntautumisvaihtoehto

SEISMISEN HEIJASTUSLUOTAUSAINEISTON PROSESSOINTI JA KORRELOINTI OUTOKUMMUN SYVÄREIKÄÄINEISTOON

Suvi Heinonen

21.4.2008

Ohjaaja: FT Pekka Heikkinen

Tarkastajat: Professori Matti Leppäranta
FT Pekka Heikkinen

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion Matemaattis-luonnontieteellinen		Laitos– Institution Fysiikan laitos	
Tekijä – Författare Suvi Heinonen			
Työn nimi– Arbetets title Seismisen heijastusluotausaineiston prosessointi ja korrelointi Outokummun syväreikäaineistoon			
Oppiaine– Läroämne Geofysiikka			
Työn laji– Arbetets art Pro Gradu -työ	Aika– Datum 21.4.2008	Sivumäärä – Sidoantal 75 + 1 liitesivu	
Tiivistelmä – Referat Outokummussa tehtiin toukokuussa 2006 korkean erotuskyvyn seismisiä heijastusluotauksia kahdella mutkittelevalla linjalla yhteensä noin 5 km matkalla. Luotauksissa käytettiin vibroseismistä lähdettä, jonka pyyhkäisysignaalin taajuuskaista oli 15-250Hz. Lähdepisteiden väli oli keskimäärin 20 m ja vastaanotin pisteet sijaitsivat 4 m päässä toisistaan. Alueella on aiemmin tehty seismisiä heijastusluotauksia FIRE-tutkimushankkeen (Finnish Reflection Experiment) yhteydessä yli 30 km matkalla. Lisäksi Outokumpuun on kairattu ICDP:n (International Continental Scientific Drilling Program) 2,5 km syvä tutkimusreikä. Outokummun heijastusluotausaineiston onnistuneen prosessoinnin edellytyksenä oli aineiston spektrin tasapainottaminen, huolellinen nopeusanalyysi ja onnistuneet staattiset korjaukset. Outokummun 2000-linjan prosessoinnissa staattiset korjaukset tehtiin pintakerroksen nopeusmallin avulla. Vasta staattisten korjausten jälkeen heijastajat osuivat kohdakkain CMP-kokoamien rekisteröinneissä. Outokummun aineiston nopeusanalyysissä apuna käytettiin syväreikäaineistoa, VSP-luotausten nopeusmallia ja aikaisempien luotausten tuloksia. Myös korkeat taajuudet onnistuttiin säilyttämään prosessoinnissa, joten linjan 2000 lopullinen seisminen sektio on erotuskyvyltään hyvä. Outokummun syväreiässä tehtyjen mittausten perusteella laskettiin keskimääräiset tiheydet, nopeudet ja akustiset impedanssit reiässä havaituille kivilajeille. Akustisten impedanssien perusteella määriteltiin teoreettisesti seismisissä luotauksissa havaittavat heijastajat. Linjan 2000 seismisen sektorin avulla näiden yksiköiden jatkuvuutta pystytään kartoittamaan ja korreloimaan alueella aiemmin tehtyjen luotausten aineistoon. Seismisessä sektiossa 1,5 km syvyydellä havaittava heijastaja varmistui syväreikäaineiston perusteella Outokumpu-assosiaation kivilajien aiheuttamaksi. Outokumpu-assosiaation sisäisten kivilajikerrosten kulkua on kuitenkin mahdotonta seurata ohuen kerrospaksuuden ja epäjatkuvuuksien takia. Kiilleliuskeen ja graniittipegmatiitin kontakti aiheuttaa havaittavan, mutta heikon heijastuksen 2 km syvyydellä. Linjan 2000 seismisessä sektiossa on teräväpiirteinen heijastaja noin 1 km syvyydellä. Sama heijastaja havaittiin alueella aiemmin tehdyissä luotauksissa, mutta syväreiässä heijastuksen aiheuttavaa kivilajimuutosta ei havaittu.			
Avainsanat – Nyckelord heijastusluotaus, prosessointi, syväreikä, Outokumpu			
Säilytyspaikka – Förvaringställe Kumpulan tiedekirjasto			
Muita tietoja – Övriga uppgifter			

Alkusanat

Olen prosessoinut tässä työssä esitettävät seismiset sektiot Edmontonissa Albertan yliopistossa syksyllä 2007. Matkustuskustannukset Kanadaan kattoi Matemaattis-luonnontieteellisen tiedekunnan matka-apuraha. Työskentelyäni Edmontonissa tuettiin K.H. Renlundin säätiön apurahasta. Outokummun syväreikäaineiston käsittelyn ja pääosan kirjoitustyöstä olen tehnyt Seismologian laitoksella keväällä 2008.

Yhteistyö Albertan yliopiston opiskelijoiden kanssa oli mutkatonta ja hauskaa. Erityisesti haluaisin kiittää Heather Schijnsiä, ilman hänen geometriatietojaan ja pintakerrosmalliaan luotausaineiston prosessointi olisi ollut toivotonta. Evan Biancolle kiitokset Gedcon Vista 7.0-prosessointiohjelman käyttöön liittyvistä neuvoista ja Damien Meilleuxille VSP-nopeusmallista. Emilia Koiviston Outokumpu- ja ProMAX-neuvot ovat olleet suureksi hyödyksi tätä työtä tehtäessä. Haluaisin kiittää myös Seismologian laitoksen työntekijöitä, erityisesti Minna Kuusistolle kiitokset työni kommentoimisesta. Lopuksi suuret kiitokset FT Pekka Heikkisen lisäksi prof. Douglas Schmittille ohjauksesta ja kannustuksesta.

Sisällysluettelo

1 Johdanto.....	1
2 Seismiset heijastusluotaukset peruskalliolla.....	3
2.1 Seismiset heijastusluotaukset	3
2.2 Luotausten erotuskyky.....	6
2.3 Sulfidimineraalien fysikaaliset ominaisuudet	7
3 Tutkimusalue ja kenttätyöt.....	9
3.1 Outokummun alueen geologia.....	9
3.2 Luotaustuloksia Outokummusta	11
3.3 Mittalaitteet ja mittausjärjestelyt.....	13
3.3.1 Lähteet ja vastaanottimet	13
3.3.2 Mittauslinjat	16
4 Prosessointi	18
4.1 Seismisen prosessoinnin teoreettinen perusta	18
4.2 Laadun tarkkailu prosessoinnin aikana.....	21
4.3 Mutkittelevan linjan prosessointiin liittyviä ongelmia	22
4.4 Aineiston esikäsittely	24
4.4.1 Rekisteröinnit	24
4.4.2 Geometria	25
4.4.3 Taajuussuodatus ja amplitudikorjaukset	28
4.5 Dekonvoluutio.....	30
4.6 Staattiset korjaukset	32
4.6.1 Datum ja staattisten korjausten suuruuteen vaikuttavat tekijät	33
4.6.2 Staattiset korjaukset eri vaiheissa prosessointia.....	35
4.6.3 Outokummun aineiston staattiset korjaukset	37
4.7 Nopeusanalyysi	38
4.8 CMP pinoaminen ja migraatio	42
5 Outokummun syväreikä	45
5.1 VSP-luotaukset.....	46
5.2 Syväreikämittaukset	48

6 Tulokset ja pohdinta.....	57
6.1 Prosessoinnin arviointi.....	57
6.2 CMP-pinoaman tulkinta syväreikäaineiston perusteella	61
6.3 Vertailu aiempiin luotauksiin	65
7 Johtopäätökset	70
8 Lähteet	72

Liitteet

Liite 1: Symbolit ja lyhenteet

1 Johdanto

Seismiset luotaukset ovat olleet käytössä jo yli 80 vuoden ajan öljynetsinnässä sedimenttikivialueilla. Sen sijaan kiteisellä peruskalliolla seismisten luotausten tekeminen on yleistynyt vasta viime vuosikymmeninä. Peruskallio koostuu usein rikkonaisista ja voimakkaasti deformatuneista metamorfisista ja tuliperäisistä kivistä, kun taas sedimentit muodostavat likimain horisontaalisia kerroksia. Sedimenttialtaissa akustisen impedanssin ja nopeuden muutokset ovat yleensä riippuvaisia toisistaan, mutta kiteisessä kallioperässä riippuvuus on monimutkaisempi. Rakenteiden katkonaisuus ja pienet erot akustisessa impedanssissa tekevät peruskalliolla kerätyn luotausaineiston prosessoinnista ja tulkinasta haasteellista.

Peruskalliolla tehtyjen luotausten tarkoituksena voi olla esimerkiksi malminetsintä, Maan geologisen historian tutkiminen tai pitkäaikaisen sijoituspaikan löytäminen ydinjätteelle. Aiemmin seismisen menetelmän käyttöä ovat rajoittaneet erityisesti taloudelliset seikat. Ekonomisesti kiinnostavat kohteet, kuten sulfidimalmit, ovat olleet liian pienikokoisia havaittaviksi seismisillä luotauksilla, ja lisäksi muut geofysikaaliset menetelmät ovat tarjonneet riittävästi tietoa lähellä pintaa olevista malmivarannoista (Salisbury ja muut, 2000, Salisbury ja muut, 2003). Kun tunnetut malmiesiintymät alkavat ehtyä, tarvitaan menetelmiä syvempien malmivarojen löytämiseen. Samanaikaisesti seismisten luotausten tekniikan kehittyminen mahdollistaa yhä tarkemman rakenteiden mallintamisen. Pinta-geologia on usein liian monimutkainen, jotta se voitaisiin projisoida syvyyksiin ja useimpien geofysikaalisten menetelmien syvyysulottuvuus on vain muutamia satoja metrejä. Seismisillä luotauksilla pystytään mallintamaan rakenteita tarkasti koko kaivostoiminnan kannalta kiinnostavalta kuoren osalta. Lisäksi luotauksilla voidaan tutkia suuria alueita kerrallaan verrattain edullisesti ja nopeasti (Salisbury ja muut, 2000).

Outokumpu on yksi Suomen tärkeimmistä ja mielenkiintoisimmista malmialueista, ja siellä onkin tehty runsaasti geofysikaalista tutkimusta. Elokuussa 2002 Outokummussa tehtiin FIRE (Finnish Reflection Experiment) -projektin yhteydessä seismisiä heijastusluotauksia (Kukkonen ja Lahtinen, 2006). Luotauksissa havaittiin noin 500 m paksu kerros, joka heijastaa seismisiä aaltoja voimakkaasti. Vuosina 2004–2005 Outokumpuun

kairattiin Geologisen tutkimuskeskuksen (GTK) johdolla noin 2,5 km:n syvyinen IDCP:n (International Continental Drilling Program) tutkimusreikä. Tutkimusreiän kohdalla FIRE-luotauksissa havaittu voimakkaasti heijastava kerros on noin 1,3 km syvyydessä. Yksi syväkairauksen tavoitteista oli tutkia tämän kerroksen koostumusta ja luonnetta sekä sitä kautta päästä selville Outokummun alueen syvärakenteesta laajemmalla alueella. Auki jätetty syväreikä toimii geologisena syvälaboratoriona ja sen avulla tutkitaan syvää biosfääriä, suolaisten fluidien ja kaasujen alkuperää ja koostumusta sekä tarkastellaan geofysikaalisten ja geologisten parametrien vertikaalista vaihtelua.

Toukokuussa 2006 Albertan yliopisto, GTK ja Helsingin yliopiston Seismologian laitos tekivät seismisiä VSP- (Vertical Seismic Profiling) taittumis- ja heijastusluotauksia Outokummun tutkimusreiän lähialueella. Uusien luotausten tarkoituksena on liittää reiässä tehdyt suorat havainnot pinnalla tehtyjen mittausten, erityisesti FIRE-linjojen, tuloksiin ja näin parantaa FIRE-aineiston tulkinnan luotettavuutta. Lisäksi luotauksilla pyritään selvittämään yksityiskohtaisesti kallioperän rakennetta syväreiän ympäristössä. Tavoitteena on rakentaa kallioperän 3D-malli yhdistämällä maan pinnalla usealla linjalla tehdyt mittaukset syväreikäaineistoon.

Tämä pro gradu käsittelee vuonna 2006 Outokummussa tehtyjen seismisten heijastusluotausten prosessointia ja korrelointia syväreikäaineistoon. Pääosan aineiston prosessoinnista olen tehnyt syksyllä 2007 Albertan yliopistossa Kanadassa Gedcon Vista 7.0 prosessointiohjelmalla. Prosessointia on jatkettu keväällä 2008 Seismologian laitoksella Landmarkin ProMAX-ohjelmalla (Landmarkin käsikirjat, 1998a ja 1998b). Työn alussa käsitellään lyhyesti seismisiä luotauksia kiteisellä kallioperällä. Seuraavaksi esitellään tutkimusalueen geologia sekä Outokummussa 2006 tehtyjen luotausten kenttätöitä. Prosessointia käsittelevän kappaleen (4) esimerkkikuvat on valittu Outokummun 2000-linjalta. Outokummun syväkairatun reiän (kappale 5) mittausaineiston käsittelyyn ja kuvien piirtämiseen on käytetty Matlab 7.0-ohjelmaa. Kuudennessa kappaleessa käydään läpi Outokummun aineiston prosessointivaiheet sekä arvioidaan niiden onnistumista. Seismistä sektiota verrataan syväreistä saatuihin kivilajitietoihin ja syväreikämittausten avulla laskettuihin parametreihin. Ennen johtopäätöksiä tämän työn tuloksia verrataan Outokummussa aiemmin tehtyjen luotausten tuloksiin.

2 Seismiset heijastusluotaukset peruskalliolla

2.1 Seismiset heijastusluotaukset

Heijastusluotauksissa maahan tuotetaan keinotekoisien lähteen avulla seismisiä aaltoja. Aallot heijastuvat ja taittuvat maankamaran eri kerrosten välisiltä rajapinnoilta. Takaisin maan pinnalle heijastunut seisminen energia havaitaan geofoneilla ja rekisteröidään tietokoneelle. Maanjäristysten tapaan luotauksissa käytettävä lähde saa aikaan kahdenlaisia maankamarassa eteneviä aaltoja. Pitkittäis- eli P-aallot aiheuttavat väliaineen kokoonpuristumista ja laajenemista aallon etenemissuunnassa. Poikittais- eli S-aaltojen aiheuttama maan liike on kohtisuorassa aallon etenemissuuntaa vasten. Seismisissä heijastusluotauksissa rekisteröidään yleensä P-aaltoja. Aineiston prosessoinnilla pyritään saamaan esiin P-aaltoja heijastavien rajapintojen syvyys ja heijastuksen voimakkuus. Prosessoinnin lopputuloksena on poikkileikkauskuva maan rakenteista luotauslinjan kohdalta.

Petrologisesti kivilaji kuvataan sen sisältämien mineraalien perusteella. Samalla kivilajilla voi kuitenkin olla hyvin erilaisia elastisia ominaisuuksia esimerkiksi huokoisuuden, huokosväliaineen, in-situ jännityskentän, lämpötilan sekä paineen mukaan. Isotrooppisessa kivessä P-aaltojen nopeus V_P [m/s] on

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}. \quad (2.1)$$

kokoonpuristuvuus K [Pa] ja leikkausmoduli μ [Pa] ovat aineen elastisia ominaisuuksia kuvaavia parametreja. Väliaineen tiheyttä on merkitty ρ :lla [kg/m³]. Tiheyden kasvaessa myös elastisten kertoimien suuruus useimmiten kasvaa, joten yleensä seismiset nopeudet kasvavat tiheyden funktiona.

Maankamaran akustiset ominaisuudet muuttuvat kivilajin vaihtuessa, jolloin myös seismiset aallot taittuvat ja heijastuvat rajapinnalta. Saapuvan aallon energia jakautuu taittuneiden ja heijastuneiden aaltojen kesken, joten heijastuneen aallon amplitudi on aina

pienempi kuin saapuneen. Seismisten heijastusluotausten mittausaineiston prosessoinnissa pyritään saamaan esille heijastusten kulkuaikojen (syvyyden) lisäksi myös heijastuksen amplitudi, koska sen avulla pystytään arvioimaan kivien akustisia ominaisuuksia. Heijastuskerroin on tulevan ja heijastuneen aallon amplitudien suhde. Kivilajeilla 1 ja 2 välinen heijastuskerroin määritellään kaavan

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{V_2 \cdot \rho_2 - V_1 \cdot \rho_1}{V_2 \cdot \rho_2 + V_1 \cdot \rho_1} \approx \frac{1}{2}kA, \quad (2.2)$$

mukaan, jossa Z on akustinen impedanssi [$\text{kg/m}^2\text{s}$]. Akustinen impedanssi on väliaineen tiheyden ρ [kg/m^3] ja seismisen aallon nopeuden V [m/s] tulo. Tekijä k on mittaus-tekijöistä riippuva vakio. Yhtälö 2.2 pätee kivilajien rajapinnan normaalisuunnassa saapuvalla seismisellä aallolla. Heijastusten näkyminen maan pinnalla edellyttää paitsi riittävän suurta heijastuskerrointa, myös jatkuvaa ja tasomaista geologista rakennetta. Mikäli aaltojen kohtaama kappale onkin pistemäinen, epäjatkuva tai geometrialtaan hyvin epätasainen, aallon energia diffraktoituu. Maan pinnalla ja irtomaakerroksen pohjalla heijastuskerroin on suuri, mikä aiheuttaa moninkertaisia heijastuksia. (Sheriff ja Geldart, 1995).

Seismisiin nopeuksiin vaikuttaa kiteisen kallioperän alueella eniten mineraloginen koostumus. Sedimenttialueilla huokoisuudella on kiven koostumustakin suurempi vaikutus nopeuksiin, mutta peruskalliossa huokoisuus on vähäistä, yleensä alle 1 % tilavuudesta. Sen sijaan kiven halkeamien ja mikrohalkeamien määrällä sekä halkeamien väliaineella ja suuntautuneisuudella on merkitystä myös kiteisessä kallioperässä. Esimerkiksi 100 pienehköä halkeamaa (säde 1 mm) kuutiosenttimetriä kohden aiheuttaa noin 10 % muutoksen P-aallon nopeuteen (Schmitt ja muut, 2003). Sekä P- että S-aaltojen nopeudet kasvavat paineen funktiona huokosten ja halkeamien sulkeutumisen seurauksena. Nestekylläisen kiven P-aallon nopeus on suurempi kuin kuivan. Huokosneste ja kivi ovat lähes yhtä kokoonpuristumattomia, joten P-aaltojen nopeus muuttuu paineen funktiona hitaammin nestekylläiselle kuin kuivalle kiville (Yilmaz, 2001a). Seismiset nopeudet ja tiheys kasvavat yleensä mafisuuden ja metamorfoosiasteen kasvaessa (Salisbury ja muut, 2000).

Lähteen aiheuttaman seismisen aaltorintaman energia jakautuu edetessään yhä suuremmalle alueelle. Aaltorintaman edetessä amplitudit pienenevät geometrisen leviämisen seurauksena ja väliaineen sisäisen kitkan aiheuttaman absorption takia. Absorptio on voimakkaampaa korkeilla taajuuksilla, joten luotauksissa vain matalammat taajuudet tunkeutuvat syvälle maankamaraan. Tämän seurauksena erotuskyky sektiossa heikkenee syvyyden funktiona. Myös aallon siroaminen väliaineen epähomogeenisuuksista aiheuttaa amplitudin vaimenemista (Sheriff ja Geldart, 1995).

Peruskalliolla heijastuneet signaalit ovat heikkoja suhteessa häiriöihin ja etenkin vibroseisminen lähde aiheuttaa voimakasta häiriötä rekisteröinteihin. Lisäksi kiteisessä kallioperässä heijastajat ovat usein epäjatkuvia, seismisen energian sironta on tavallista ja heijastajien kaadekulmat voivat olla suuria. Aineiston laadun parantamiseksi kenttätöitä suunniteltaessa on pyrittävä mahdollisimman suureen kertaaisuuteen, jolloin samasta pisteestä havaitaan useita heijastuksia. Lisäksi käyttämällä lähteitä, jotka pystyvät tuottamaan korkeita taajuuksia (yli 100 Hz) varmistetaan riittävä resoluutio geologisten rakenteiden erottamiseen (Salisbury ja muut, 2003). Kuoren ylimpien osien tutkimiseen keskittyvät luotaukset tuottavat yleensä paremman kuvan pinnan alaisista rakenteista korkeilla taajuuksilla, koska heijastavuus on kiteisen kallioperän alueella noin kaksi kertaa suurempi korkeilla (yli 150Hz) kuin matalilla (alle 50Hz) taajuuksilla (Milkereit ja Eaton, 1998). VSP-luotaukset (Vertical Seismic Profiling) sekä pitkät etäisyydet lähde- ja vastaanotinpisteiden välillä (laajakulmaiset heijastukset) voivat parantaa tulosten luotettavuutta, kun heijastajien kaateet ovat jyrkkiä (Salisbury ja muut, 2000).

Stevenson ja muut (2003) kertovat heijastusluotausten menestyksellisestä käytöstä kulta-, platina- ja perusmetalliesiintymien etsimisessä sekä kaivossuunnittelussa kiteisellä kallioperällä Afrikan eteläosissa. Kiteisessä kallioperässä heijastuskertoimet ovat yleensä pieniä, mutta myös attenuaatio on vähäistä. Lisäksi kerrannaisheijastuksia esiintyy vähän, koska heijastuskertoimen arvo ei pienene syvyyden funktiona kuten useimmissa nuorissa sedimenteissä. Calvert ja muut (2003) käyttivät seismisiä 2D- luotauksia massiivisten sulfidimalmiesiintymien mallintamiseen Kanadan Quebecissa ja Ontariossa. Heidän mukaansa malmiesiintymän erottaminen muista lyhyistä heijastajista tai sirottajista voi olla hankalaa. Molemmissa tutkimuksissa painotetaan, että kaateeltaan jyrkkä heijastaja

voidaan paikallistaa 2D-tutkimuksessa ainoastaan, kun kaade on luotauslinjan suuntainen. Tämä ehto ei kuitenkaan yleensä toteudu. Ainoastaan 3D-tutkimuksilla on mahdollista mallintaa rakenteita tarkasti geologisesti monimutkaisilla alueilla.

2.2 Luotausten erotuskyky

Kun analoginen signaali muutetaan digitaalseksi, menetetään osa alkuperäisen signaalin sisältämästä tiedosta näytteenoton rajallisuuden takia. Rajallisen näytteenoton vuoksi tiettyä taajuutta korkeampia taajuuksia ei pystytä havaitsemaan. Tämä taajuus on nimeltään Nyquistin taajuus f_N [Hz],

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}, \quad (2.3)$$

jossa Δt on näytteenottoväli [s]. Nyquistin taajuutta nopeammat värähtelyt havaitaan alemmilla taajuuksilla eli ne aliasoituvat. Aliasoitumisesta pyritään pääsemään eroon jo kenttätöyvävaiheessa automaattisilla suodattimilla. Geofonien etäisyys toisistaan Δx [m] asettaa rajoitukset luotausten spatiaaliselle erotuskyvyille. Nyquistin aaltoluku k_N voidaan kirjoittaa kaavaksi

$$k_N = \frac{2\pi}{\lambda_N} = \frac{\pi}{\Delta x}, \quad (2.4)$$

jossa λ_N on Nyquistin aaltolukua vastaava aallonpituus [m]. Spatiaalista aliasioitumista tapahtuu, kun aallon komponentissa on Nyquistin aaltolukua enemmän aaltoja pituusyksikköä kohden (Sheriff ja Geldart, 1995).

Heijastuneen seismisen signaalin amplitudin suuruus riippuu pääasiassa kivilajien akustisten impedanssien erosta. Mikäli erot akustisessa impedanssissa ovat pieniä, kivilajin vaihtumista toiseksi ei voida havaita. Yhtälössä 2.2 määriteltiin kahden väliaineen välinen heijastuskerroin. Käytännössä rajapinta pystytään havaitsemaan, mikäli heijastuskerroin on vähintään 0,06. Tavallisesti tämä vastaa noin $2,5 \cdot 10^5$ g/cm²s eroa akustisessa impedanssissa. Silikaattikivien akustisen impedanssin arvot vaihtelevat yleensä välillä 12,5–27,5·10⁵g/cm²s, joten sopivilla litologioilla myös peruskalliossa on mahdollista havaita vahvoja heijastuksia (Salisbury ja muut, 2003, Salisbury ja muut 2000).

Heijastava tasomainen pinta voidaan havaita, jos sen läpimitta on suurempi kuin ensimmäisen Fresnelin vyöhykkeen leveys d_f [m]. Ensimmäinen Fresnelin vyöhyke voidaan laskea kaavan

$$d_F = \sqrt{\frac{2zv}{f_{dom}}} \quad (2.5)$$

mukaan, jossa z on heijastajan syvyys [m], v on keskimääräinen nopeus muodostumassa [m/s] ja f_{dom} on dominoiva luotaustaajuus [Hz]. Läpimitaltaan noin yhden aallonpituuden levyiset esiintymät voidaan havaita pistelähteinä, mutta niitä ei voida varsinaisesti kuvantaa. Heijastajia ei voida erottaa toisistaan, mikäli niiden välinen horisontaalinen etäisyys on pienempi kuin d_f . Attenuaation takia seisminen signaali heikkenee ajan funktiona ja pienin havaittava kappale on halkaisijaltaan noin

$$d_{min} = \frac{v}{f}. \quad (2.6)$$

Kivilajikerroksen paksuuden p_{min} on oltava vähintään

$$p_{min} = \frac{v}{4f}, \quad (2.7)$$

jotta se voidaan havaita luotettavasti seismisissä heijastusluotauksissa. Tätäkin ohuemmat heijastajat voidaan havaita, mutta niiden paksuutta ei pystytä määrittämään. Lisäksi heijastuksen amplitudi on pieni destruktiivisen interferenssin takia. Seisminen energia absorboituu erityisesti korkeiden taajuuksien osalta aallon edetessä maankamarassa, joten luotausten erotuskyky heikkenee syvyyden kasvaessa (Salisbury ja muut, 2000).

2.3 Sulfidimineraalien fysikaaliset ominaisuudet

Kiteisessä kallioperässä metamorfoosi- ja deformaatioaste vaihtelevat ja heijastajat ovat usein lateraalisesti epäjatkuvia ja siten hankalia tulkita. Suurimalla osalla sulfidimalmeista on korkea akustinen impedanssi, joten geometrisilta muodoiltaan sopivat sulfidimalmikappaleet aiheuttavat voimakkaan heijastuksen useimpia silikaattikiviä vasten. Akustisen impedanssin suuruus johtuu paitsi sulfidimalmien sisältämien mine-

raalien suuresta keskimääräisestä atomipainosta, myös atomien välisten sidostyyppien ja kiderakenteen vaikutuksesta tiheyteen (Salisbury ja muut, 2003).

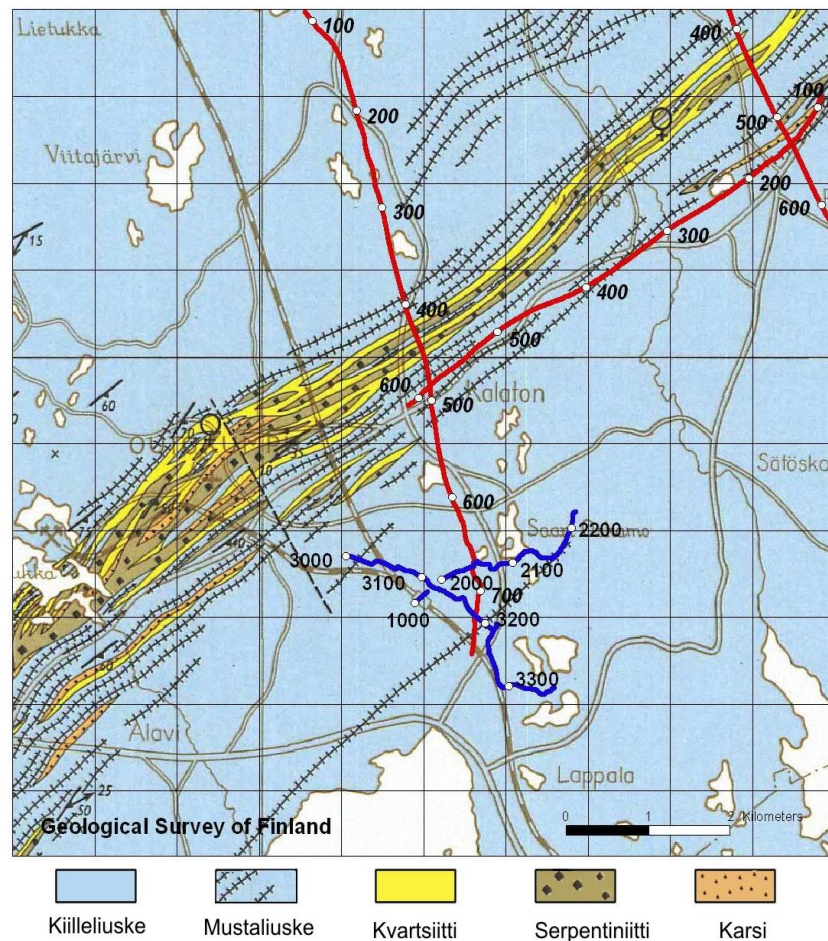
Salisbury ja muut (2000) ovat laskeneet teoreettiset rajat sulfidien havaitsemiseen seismisissä luotauksissa. Tyypillisissä sulfidien isäntäkivissä seismiset nopeudet kasvavat tiheyden funktiona ns. Nafe-Drake käyrää pitkin. Sulfidien nopeus-tiheyskenttää kontrolloivat rikkikiisun, magneettikiisun sekä sinkkivälkkeen ja kuparikiisun ominaisuudet. Seismisten P-aaltojen nopeus tiheässä rikkikiisussa on suuri (8,0 km/s, 5,0 g/cm³), mutta lähes yhtä tiheässä magneettikiisussa pieni (4,7 km/s, 4,7 g/cm³). Sinkkivälke ja kuparikiisu sijoittuvat nopeus-tiheyskentässä edellisten väliin (5,5 km/s, 4,1 g/cm³). Sekoittuneiden sulfidien ominaisuudet ovat mainittujen ääritapausten välissä. Siten nopeudet kasvavat rikkikiisun ja pienenevät sinkkivälke-, kuparikiisu- tai magneettikiisumäärän kasvaessa. Kuitenkin suurimmalla osalla sulfideja on suurempi akustinen impedanssi, kuin niiden felsisellä tai mafisella isäntäkivellä. Geometrialtaan sopivat sulfidikappaleet tulisi havaita voimakkaina heijastajina luotauksissa. Salisburyn ja muiden (2000) tulokset perustuvat laboratoriomittauksiin, jotka tehdään seismisiä luotauksia korkeammilla taajuuksilla ja lyhyemmillä sädepoluilla. Laboratoriomittauksissa käytetään tyypillisesti taajuuksia 50 kHz-1 MHz, luotauksissa 10–200 Hz. Laboratoriossa analysoitavien kiviläytteen koko on muutamia senttimetrejä, mutta luotauslinjojen pituus useita kilometrejä. Käytännössä sulfidiesiintymän näkyminen luotauksista riippuu aina paikallisista olosuhteista, kuten esiintymän koosta, sijainnista ja mineralogiasta sekä isäntäkiven koostumuksesta ja metamorfoosiasteesta.

3 Tutkimusalue ja kenttätö

3.1 Outokummun alueen geologia

Outokumpu sijaitsee Pohjois-Karjalan liuskevyöhykkeellä arkeisen Karjalan kratonin ja paleoproterotsooisen Svekofennisen saarikaarikompleksin välisen sutuurin itäpuolella. Liuskeiden alla on gneissi-granitoidi-pohja (Peltonen ja muut, 2007). Outokummun alueen geologinen kartta on kuvassa 3.1. Alueella on runsaasti voimakkaasti ehtynyttä ja serpentiniisoitunutta vaippaperidotiittia. Pääasiallisena kivilajina Outokummussa tavataan homogeenista, turbidiittista kiilleliusketta, jossa on jonkin verran mustaliuskekerroksia. Alueen lounaisosassa kivet ovat migmaattisia kiillegneissejä. Keskellä aluetta sijaitsevat Outokumpu-assosiaation kivilajit ovat proterotsooisia ofioliitteja, eli ne ovat paloja muinaisesta merellisestä litosfääristä. Outokumpu-assosiaatio sisältää serpentiniittia, karbonaatteja, karsikiviä ja sulfidimineralisaatiota (Lehtinen ja muut, 2005).

Paleoproterotsooisen Jormua-Outokumpu-työntövyöhykkeen metaturbidiittien ympäröivät ultramafiset vaippaperidotiitikappaleita esiintyy yli 5000 km² alueelle. Tämä ofioliittikompleksi ei ole yhtenäinen vyöhyke, vaan koostuu sadoista yksittäisistä massiiveista ja murskaleista. Massiivit ovat kytköksissä monimetallisiin Cu-Co-Zn-Ni-Ag-Au -sulfidiesiintymiin (Outokumpu-assosiaation kivet), joita hyödynnettiin myös taloudellisesti vuosina 1913–1988. Outokummusta on kaivettu etupäässä kuparia (Cu), sinkkiä (Zn) ja kobolttia (Co), mutta myös jonkin verran nikkeliä (Ni) ja hopeaa (Au). Outokumpu-assosiaation mineraaliseurueet sijaitsevat alloktonisessa ylityöntölaattakompleksissa, joka on kulkeutunut Karjalan kratonin reunalle Svekofennisen orogenian alussa. Kivien alkuperä on hyvin monimutkainen ja selittyy Peltosen ja muiden (2007) mukaan parhaiten kehitysmallilla, jossa sulfidiesiintymällä on kaksi erillistä alkuperää; pretektoninen kuparirikas protomalmi ja syntektoninen nikkeli-rikkaiden sulfidien leviäminen kvartsi-kiviin.



Kuva 3.1. Outokummun geologinen kartta (Huhma, 1971 ja Huhma, 1975), jossa on esitetty alueella toukokuussa 2006 tehtyjen luotausten mittaussinjit (siniset viivat). Lisäksi karttaan on piirretty Oku-luotausten prosessointilinjat. Outokummun syväkairattu reikä sijaitsee luotaussinjojen 3000 ja 2000 risteyskohdassa.

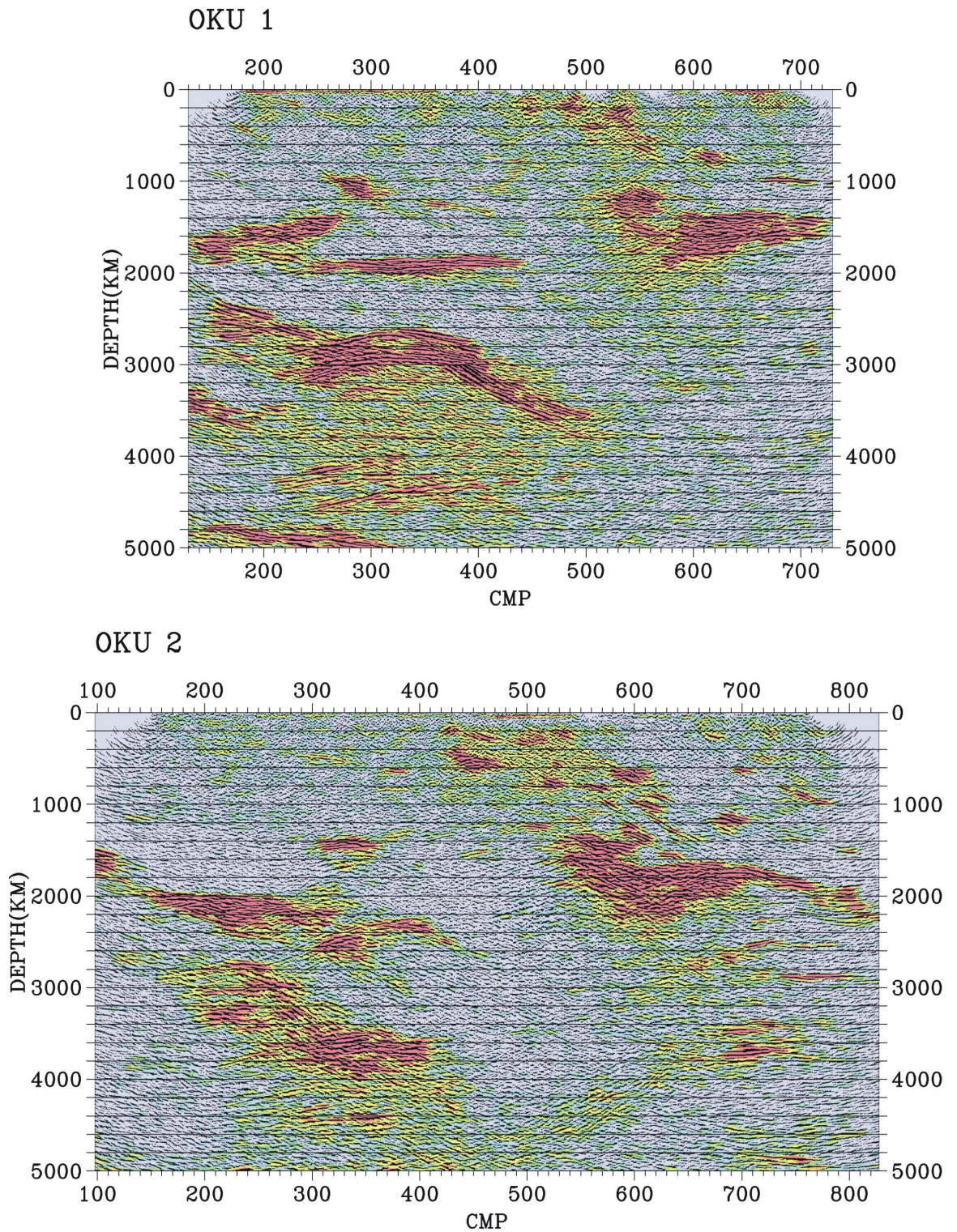
Outokummun sulfidiesiintymän kuparimalmin muodostuminen alkoi muinaisen meren pohjalle. Esiintymän isäntäkivien perusteella Peltonen ja muut (2007) päättelivät malmin muodostuneen alueella, jossa merellisen vaipan hiertynyt yläosa on ollut paljastuneena. Malmia sisältävät ultramafisen merenpohjan osat kulkeutuivat mannerreunalle noin kymmenen miljoonaa vuotta muodostumisensa jälkeen. Tätä tektonista kulkeutumista seurasi välittömästi ultramafisten massiivien reunaosien karbonaatio ja silisifikaatio. Metasomaattisten karbonaatti- ja kvartsikivien muodostuminen oli todennäköisesti seurausta peridotiittien ja mustaliuskeen kemiallisesta, fluidien avustamasta vuorovaikutuksesta. Muuttumisen seurauksena peridodiitin Fe-Mg-silikaattien nikkeli vapautui ja sitoutui sulfideihin. Nikkelisulfidit muodostuivat yli 40 miljoonaa vuotta kuparirikasta protomalmia myöhemmin.

3.2 Luotaustuloksia Outokummusta

FIRE-tutkimushankkeen (Finnish Reflection Experiment) kenttätöväiheessä tehtiin seismisiä heijastusluotauksia yli 2100 km:n matkalla ympäri Suomen. Hankkeeseen liittyen Outokummussa tehtiin korkean erotuskyvyn luotauksia kolmella linjalla (Oku1, Oku2 ja Oku3. Oku-linjat on esitetty kuvassa 3.1 alueen kallioperäkartalla yhdessä tässä työssä käsiteltävien luotauslinjojen kanssa. Luotauslinjat on suunniteltu niin, että Outokummun malmijakson rakenteesta on mahdollista tehdä 3D-tulkintaa. Linjojen vastaanotinpisteväli oli 25 metriä ja lähdepisteväli 50 metriä. Käytettyjen tärstimien taajuusalue oli 14–150 Hz. Yksi luotauksen tarkoituksista oli tutkia heijastusseismisen menetelmän soveltuvuutta malmipotentiaalisien alueen rakennetutkimukseen. Emilia Koivisto on vuonna 2004 valmistuneessa Pro Gradu -tutkielmassaan suorittanut Outokummun Oku2 linjan prosessoinnin ja tulkin.

Koiviston (2004) prosessoimalla Oku2-linjalla havaitaan voimakkaita heijastavia alueita alle 3 km syvyydessä (kuva 3.2). Myös nopeusanalyysissä havaittiin poikkeavia arvoja 1,5 -3,0 km syvyydessä. Koivisto määrittä kerroksen intervallinopeudeksi yli 6350 m/s ja olettaa anomalian nopeuden olevan yhteydessä kivilajin korkeaan mafisuuteen. Jo aiemmin tehtyjen BAL TIC-taittumislotausten yhteydessä tehtiin havainto korkeamman nopeuden kerroksesta (esim. Luosto ja muut, 1984, Luosto ja muut, 1990). Oku2-sektion (kuva 3.2) keskelle jää voimakkaasti heijastavien alueiden väliin heijastamaton kaistale, joka on seurausta alueen geologisten rakenteiden rikkonaisuudesta. Noin 500 metrin syvyydessä Oku2-linjalla havaitaan voimakkaasti heijastava alue, jossa paras pinoamistulos saavutettiin alhaisella nopeudella (4850 m/s).

Koiviston (2004) mukaan pintanopeuksien minimi Oku2-linjalla osuu tarkasti Outokumpujakson serpentiniitteihin ja kvartsikiviin. Erityisesti rikkonaisessa kvartsiitissa nopeudet ovat alhaisia liuskeisuutta vasten kohtisuorassa suunnassa. Alueen kiillegneissin pintanopeuksien todettiin vaihtelevan sijainnin mukaan. Koivisto on prosessoinnissa pyrkinyt tuottamaan mahdollisimman luotettavan maankamaran nopeusjakauman, jolloin kaikki pintaa lähellä olevat kaltevat heijastajat eivät välttämättä pinoudu oikein.



Kuva 3.2. FIRE-projektin yhteydessä Outokummussa tehtiin luotauksia kolmella linjalla, joiden yhteenlaskettu pituus on yli 30 km. Oku1 ja Oku2-linjat ovat kohtisuorassa Outokumpun malmijaksoa vasten. (Kuva: Pekka Heikkinen)

3.3 Mittalaitteet ja mittausjärjestelyt

3.3.1 Lähteet ja vastaanottimet

Lähteiden ja vastaanotinten teoria on kirjoitettu Sheriffin ja Geldartin (1995) oppikirjan perusteella. Ideaalisen seismisen lähteen synnyttämä aalto sisältää tarpeeksi energiaa, jotta se voidaan havaita pitkienkin kulkuaikojen jälkeen. Lähdepulssin on oltava toistettavissa ja kestoaltaan niin lyhyt, että lähellä toisiaan olevat rajapinnat voidaan erottaa toisistaan. Lähde ei myöskään saa synnyttää häiriöitä, jotka vaikuttavat heijastajien havaitsemiseen. Ideaaliselle lähteelle edellä esitetyt vaatimukset ovat osittain ristiriitaisia, esimerkiksi energiasisällön kasvattaminen myös pidentää aaltoa ja siten heikentää erotuskykyä. Käytettävä lähdemuoto valitaan kunkin tutkimushankkeen tavoitteiden ja tutkimusalueen mukaan. Maalla tehtävissä seismisissä luotauksissa käytetään yleensä joko räjähdyspanoksia tai vibroseismistä lähdettä. Räjähde vapauttavat energian maahan erittäin nopeasti, vibroseismisellä lähteellä energiaa syötetään maahan useiden sekuntien ajan. Vibroseismisten lähteiden käyttäminen on räjähdeiden käyttöä edullisempaa ja nopeampaa pitkällä luotauslinjoilla. Toisaalta maan pinnalla oleva vibroseisminen lähde aiheuttaa enemmän häiriöitä rekisteröinteihin, kuin pintamaakerroksen sisään asetettavat räjähde. Räjähde voidaan käyttää myös alueilla, joihin suurikokoisia vibroseismisiä laitteita on mahdotonta kuljettaa maaston vaikeakulkuisuuden tai pintamaakerroksen pehmeiden takia. Toisaalta asutuksen lähellä räjähdeiden käyttö ei ole mahdollista.

Outokummussa keväällä 2006 tehdyissä luotauksissa käytettiin Albertan yliopiston IVI MinivibTM vibraattoriautoa (kuva 3.3). Vibraattoriautossa oli hydraulinen täristinyksikkö, jonka avulla maata täristettiin 8 sekunnin ajan taajuuskaistalla 15–250 Hz. Hydraulinen täristinyksikkö saa aikaan erisuuruisia paineita P [Pa] maata vasten painettuun pohja-levyyn. Paine vaihtelee yhtälön

$$P(t) = A(t) \sin 2\pi \left[f_0 + \frac{df}{dt} t \right] \quad (2.9)$$

mukaan, missä t on aika [s] ja lineaarisen pyyhkäisysignaalin tapauksessa df/dt on joko positiivinen (*upsweep*) tai negatiivinen (*downsweep*) vakio. Myös amplitudi $A(t)$ on vakio lukuun ottamatta aivan signaalin alkua ja loppua. Termi f_0 on aloitustaajuus [Hz].



Kuva 3.3. Albertan yliopiston vibraattoriauto IVI Minivib™, jota käytettiin seismisissä heijastusluotauksissa Outokummussa keväällä 2006. Auton takaosassa oleva metallilevy painettiin lujasti maata vasten ja maata täristettiin noin 8 sekunnin ajan. Outokummussa käytettiin lineaarisesti kasvavia taajuuksia 15-250Hz.

Seismisten aaltojen heijastumiset tapahtuvat pyyhkäisysignaalin kestoa lyhyemmällä aikavälillä. Tämän takia vibroseismiset kenttärekisteröinnit ovat useiden aaltojonojen superpositioita ja sellaisenaan mahdottomia tulkita. Ennen varsinaisen prosessoinnin alkua jokainen yksittäisen geofonin rekisteröinti ristikorreloidaan pyyhkäisysignaalin kanssa, jolloin havaitut aaltojonot tiivistyvät ja päällekkäisyydet katoavat. Ristikorrelaation takia pyyhkäisysignaali ei voi esiintyä useita kertoja samoja taajuuksia, joten rekisteröinnit tehdään aina joko lineaarisesti kasvavilla (*upsweep*) tai pienenevillä (*downsweep*) taajuuksilla.

Lähes 70 % vibroseismisen lähteen energiasta aiheuttaa pinta-aaltoja ja vain 7 % energiasta saa aikaan toivottuja P-aaltoja. Pinta-aaltojen vaikutuksen pienentämiseksi heijas-

tusluotauksissa käytetään yleensä suhteellisen pitkiä vastaanotin- ja lähdelinjoja. Lähellä lähdepistettä olevien geofonien rekisteröinnit ovat täysin häiriön saastuttamia. Luotauksissa voidaan käyttää useita täristinyksiköitä pinta-aaltojen aiheuttamien ongelmien pienentämiseksi. Esimerkiksi FIRE- luotauksissa käytettiin kolmea täristinyksikköä. Keväällä 2006 Outokummussa oli kuitenkin käytössä vain yksi vibraattoriauto.



Kuva 3.4. Vasemmalla tutkimusprofessori Ilmo Kukkonen opastaa opiskelija Marianne Malmia geofonien istuttamisessa Outokummussa. Oikeassa yläkuvassa on toukokuussa tehdyissä luotauksissa käytetty digitalisointilaite, oikealla alhaalla Damien Meillieux ja Marianne Malm tarkkailevat aineiston laatua luotausten kenttätöiden aikana.

Maan pinnalle saapuvaa seismistä signaalia rekisteröidään geofoneilla. Yleensä geofoneille kaivetaan maahan pieni kuoppa ilma-aallon aiheuttamien häiriöiden vähentämiseksi. Vastaanottimien huolellinen istuttaminen on tärkeää (kuva 3.4), sillä huonosti maahan kiinnitettynä ne eivät kykene rekisteröimään saapuvaa seismistä signaalia oikein. P-aaltojen saapuessa maan pinta ja geofoni alkavat värähdellä vertikaali suunnassa. Geofonin sisällä on käämin ympäröimänä magneetti, joka värähtelee geofonin mukana. Inertian

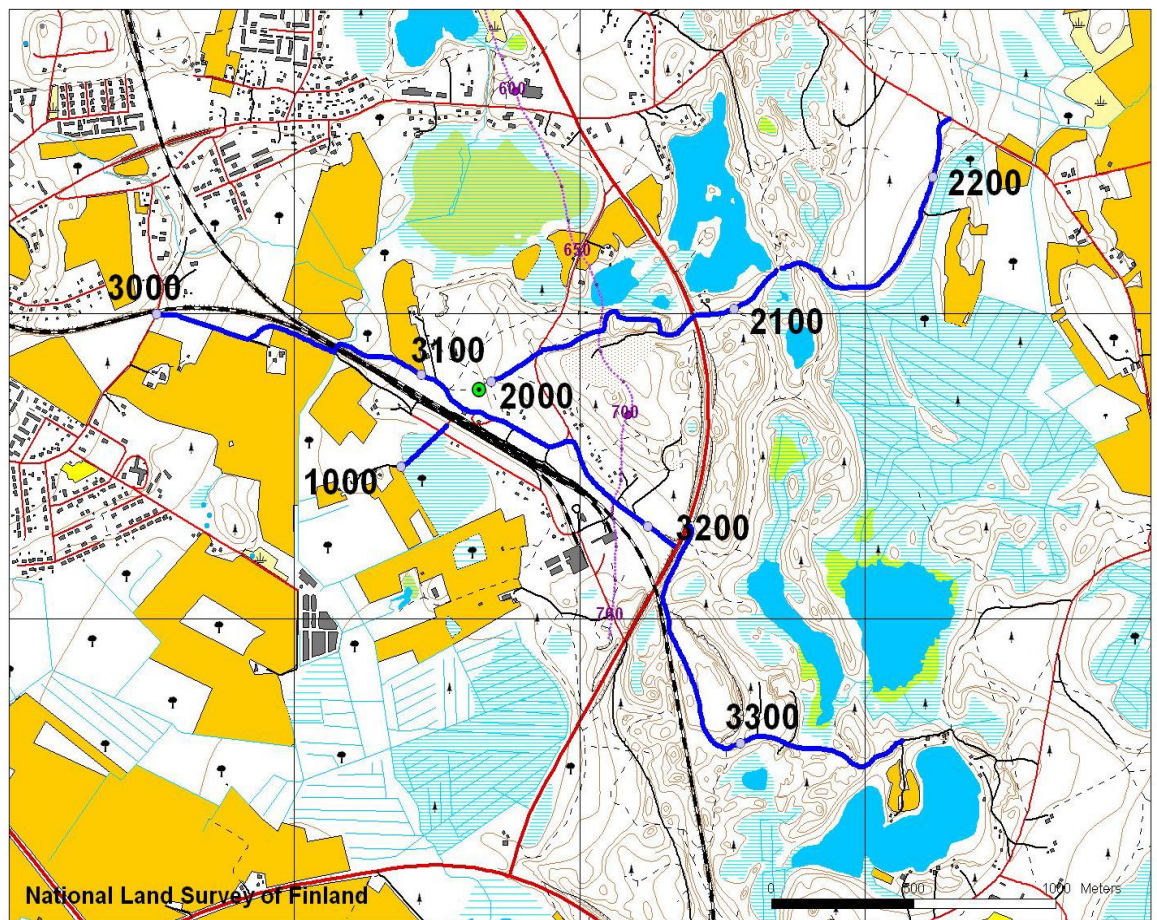
takia ohuin jousin kiinnitetty käämi pyrkii pysymään paikoillaan. Käämin ja magneetin suhteellinen liike toisiinsa nähden saa aikaan jännitteen. Jännitteen aiheuttama sähkövirta on verrannollinen maan liikkeen kiihtyvyyteen. Outokummun kevään 2006 luotauksissa käytettiin OYO GeospaceTM 14 Hz:n geofoneja. Geofoneja oli käytössä 216 ja ne sijoitettiin noin 4 m:n etäisyydelle toisistaan.

Nykyisin geofonien analoginen signaali digitalisoidaan jo kentällä. Digitalisointilaite tekee myös esisuodatuksen aliasoitumisen välttämiseksi sekä toimii vahvistimena. Seismisissä luotauksissa käytettävien vahvistimien on pystyttävä käsittelemään vain verrattain kapeaa taajuuskaistaa, mutta amplitudin vaihtelu aiheuttaa haasteita laitteiden suunnitteluun. Vahvistinlaitteiden taustakohinan taso on tavallisesti noin 0,2µV, joten tätä pienempiä amplitudeja ei pystytä havaitsemaan. Geofonien ominaisuudet rajoittavat havaittavan amplitudikaistan ylärajaa.

3.3.2 Mittauslinjat

Outokummussa tehtiin toukokuussa 2006 luotauksia kahdella toisiaan vastaan likimain kohtisuoralla linjalla (kuvat 3.1 ja 3.5). Noin 2,5 km pitkä 2000-linja koostuu kolmena eri päivänä tehdyistä mittauksista. Jokaisena päivänä vibraattoriauto täristi maata mittauslinjan alusta loppuun, mutta geofonit oli asetettu vain osalle linjaa kerrallaan. Geofonien etäisyys toisistaan oli 4 m ja lähdepisteet ovat mittauspäivästä riippuen joko 10 tai 20 m:n välein. Prosessointia varten eri päivien mittaukset on yhdistetty. Metsätien huonokuntoisuuden takia vibraattoriautolla ei pystytty ajamaan alun perin suunniteltua linjaa pitkin, joten kenttäpisteen 2150 jälkeen mittauslinjassa on mutka, jossa lähdepisteiden numeerointitapa poikkeaa muusta linjasta. Myöhemmin B-linja aiheutti ongelmia prosessointiin silmukkamaisen muotonsa takia, koska geofonien etäisyys lähdepisteestä ei muutu lineaarisesti. Topografian suuren vaihtelun seurauksena täristimen kaukolaukaisemisen käyttö ei aina toiminut radioyhteyden menettämisen takia, eikä kaikkien lähdepisteiden rekisteröintejä voitu korreloida automaattisesti pyyhkäisysignaalin kanssa. Näissä tapauksissa aineisto korreloitiin synteettisen pyyhkäisysignaalin kanssa ja nolla-aika määriteltiin interpoloimalla tunnettujen aikojen välillä.

Erityisesti 3000-linjalla asutus ja lähellä mittauslinjaa kulkeva rautatie asettivat rajoituksia vibroseismisen lähteen käytölle, joten kaikkia suunniteltuja lähdepisteitä ei voitu käyttää. Myöskään geofoneja ei pystytty istuttamaan koko linjan matkalle. Näiden syiden takia 3000-linja jäi hyvin katkonaiseksi erityisesti lähdepisteiden, mutta myös vastaanotinpisteiden osalta. Lisäksi suuri topografian vaihtelu ja erityisesti pintamaakerroksen ominaisuuksien muutokset aiheuttivat ongelmia prosessointiin.



Kuva 3.5. Toukokuussa 2006 Outokummussa tehtiin luotauksia kahdella toisiaan vasten lähes kohtisuoralla linjalla. Syväkairareikä on merkitty karttaan vihreällä ympyrällä. Oku1-linja (violetti katkoviiva) leikkaa molempia uusia luotauslinjoja. Luotauslinjan 3000 vieressä kulkeva rautatie ja alueen asutus asettivat rajoituksia vibroseismisen lähteen käytölle. Pohjakarttana on käytetty maanmittauslaitoksen maastotietokannan aineistoa.

4 Prosessointi

Seismisen aineiston signaali-häiriö suhteen määrää luotausparametrit ja paikalliset olosuhteet. Näiden tekijöiden lisäksi seismisen sektiokuvan laatuun vaikuttavat vain käytetyt prosessointioperaatiot ja niiden onnistuminen. Erityisesti sedimenttikivialueiden seismisen luotausaineiston prosessoinnista on julkaistu runsaasti kirjallisuutta, mutta universaalisti toimivaa tarkkaa prosessointiketjua ei ole olemassa. Aineiston prosessoinnin ensisijainen tarkoitus on vahvistaa maankuoren heijastajien signaalia suhteessa taustakohinaan erilaisilla prosessointityökaluilla. Prosessointivaiheet ja parametrivalinnat vaikuttavat aineiston eri osa-alueisiin eri tavalla. Optimaalisia prosessointiparametreja valittaessa on tärkeää pitää mielessä lopullinen päämäärä. Samasta lähdeaineistosta voidaan muokata erilaisia sektioita eri tarkoituksiin prosessointioperaatioita ja parametreja muuttamalla. Erityisesti kiteisellä kallioperällä kerätylle aineistolle optimaalisen prosessointiketjun löytäminen on haasteellista monimutkaisen geologian, heikon signaali-häiriösuhteen, topografian voimakkaan vaihtelun ja jyrkkaakteisten rakenteiden takia. Myös akustisen impedanssin erot ovat kiteisen kallioperän alueella pieniä (Wu ja muut, 1995). Seuraavat kappaleet perustuvat pääosin Sheriffin ja Geldartin (1995) ja Yilmazin (2001) oppikirjoihin. Muista lähteistä mainitaan erikseen.

4.1 Seismisen prosessoinnin teoreettinen perusta

Seisminen heijastusluotausaineisto kerätään aikaulottuvuudessa. Signaalin voidaan ajatella olevan vaiheeltaan, amplitudiltaan ja taajuudeltaan eroavien sinimuotoisten aaltojen yhdistelmä, jolloin aineiston prosessoinnissa voidaan siirtyä aika- ja taajuusulottuvuuksien välillä Fourier-muunnoksilla. Muunnosten tekeminen on tarpeellista, koska jotkin prosessointioperaatiot on helpompaa ja nopeampaa tehdä aikaulottuvuuden sijaan taajuusulottuvuudessa tai päinvastoin. Teoriassa mitään tietoa ei menetetä Fourier-muunnoksen yhteydessä, mutta käytännössä integraalit joudutaan laskemaan sarjoina, jolloin pieniä määriä informaatiota saattaa kadota. Fourier-muunnokista voi lukea esim. Sheriffin ja Geldartin (1995) ja Yilmazin (2001a) oppikirjoista.

Fourier-muunnoksen lisäksi konvoluutio ja korrelaatio ovat seismisen aineiston prosessoinnissa olennaisia matemaattisia operaatioita. Konvoluutio on aikaulottuvuuden operaatio, jossa syötefunktion jokainen tekijä korvataan skaalatulla vastefunktion arvolla. Esimerkiksi vibroseismisen lähteen pyyhkäisysignaalin (syötefunktio) kulkiessa maankamaran eri kerrosten läpi sen muoto muuttuu (vastefunktio). Seismisessä prosessoinnissa käsiteltävät systeemit ovat lineaarisia ja ajasta riippumattomia.

Maan voidaan ajatella olevan seismisen energian suodatin. Ideaalitapauksessa maankamaran heijastajat aiheuttaisivat vain teräviä pulsseja rekisteröintiin. Todellisuudessa seisminen rekisteröinti sisältää kuitenkin myös kerrannaisheijastuksia, diffraktioita, pinta-aaltoja, lähellä pintaa olevista epäsäännöllisyyksistä sironneita aaltoja, taittuneita heijastuksia jne. Kulkiessaan maankamaran eri kerroksissa aaltorintama muuttuu muotoaan mm. absorption takia. Lisäksi seismisessä rekisteröinnissä on aina mukana myös satunnaiskohinan vaikutus. Vibroseismisen lähteen syöte maahan on pitkä aaltojono v. Geofonin rekisteröimä, maankamaran läpi kulkenut signaali g voidaan esittää konvoluution (*) avulla

$$g_t = v_t * s_t * e_t * n_t * p_t = v_t * e'_t, \quad (3.1)$$

missä s vastaa lähdepisteen läheisen vyöhykkeen vaikutusta, e maan impulssiresponssin, n pintamaakerroksen vaihtelun sekä p muiden signaalin muotoa muuttavien tekijöiden vaikutusta signaaliin ajanhetkellä t . Lähellä lähdepistettä seismiset jännitykset ja energian absorptio ovat suurimmillaan. Maan pintakerroksen vaikutus seismiseen aaltoon vaihtelee paikallisesti pintamaakerroksen ominaisuuksien ja paksuuden muuttuessa. Yhtälössä tekijä e' sisältää impulssiresponssin lisäksi kaikki edellä mainitut signaalin muotoon vaikuttavat tekijät.

Korrelaatio mittaa kahden rekisteröinnin samankaltaisuutta. Kahden erillisen rekisteröinnin välille lasketaan ristikorrelaatio, aineiston korrelointia itsensä kanssa kutsutaan autokorrelaatioksi. Autokorrelaatiofunktio on symmetrinen ja se saa piikkiarvon aikasiirtymällä nolla. Mikäli aineisto on jaksollinen, suuria arvoja havaitaan myös aikasiirtymällä $\Delta t \neq 0$. Signaalin jaksollisuus on helpompi havaita autokorrelaatiosta kuin itse aikasarjasta. Satunnaishäiriöt vaikuttavat ainoastaan autokorrelaation nolla-siirtymän

arvoon. Korrelaatiota käytetään esimerkiksi rekisteröintien samankaltaisuuden maksimoivan aikamuutoksen etsimiseen.

Aikasarjojen x ja y välinen ristikorrelaatio Φ_{xy} voidaan kirjoittaa

$$\Phi_{xy}(\tau) = \sum_k x_k y_{k+\tau}, \quad (3.2)$$

missä τ on y_t :n siirtymä (vasemmalle) x_t :n nähden. Aikasarjaa y siis siirretään aikasarjaan x nähden, ja kullakin siirtymäarvolla aikasarjat kerrotaan keskenään. Ristikorrelaation lopullinen arvo saadaan summaamalla tulot yhteen. Samankaltaisten aikasarjojen ristikorrelaation arvo on suuri. Ristikorrelaation ollessa itseisarvoltaan suuri negatiivinen luku, ovat aikasarjat lähes samanlaiset mutta vaiheeltaan päinvastaiset.

Ristikorrelaatio voidaan kirjoittaa myös konvoluution avulla

$$\Phi_{xy}(\tau) = \Phi_{yx}(-\tau) = \sum_k y_k x_{k-\tau} = \sum_k y_k x_{-(\tau-k)} = y_\tau * x_{-\tau}. \quad (3.3)$$

Ristikorrelaatio normalisoidaan jakamalla se geometrisella keskiarvolla,

$$\Phi_{xy}(\tau)_{norm} = \frac{\Phi_{xy}(\tau)}{\sqrt{\Phi_{xx}(0)\Phi_{yy}(0)}} \quad (3.4).$$

Normalisoidun korrelaation vaihteluväli on $[-1,1]$. Jos korrelaation arvo on 1, ovat rekisteröinnit toistensa täydellisiä kopioita.

Vibroseismissä kenttärekisteröinnissä tieto yksittäisistä heijastajista on jakautunut koko pyyhkäisysignaalin kestolle ja geofoneilla rekisteröity signaali g_t muistuttaa vain vähän maan impulssiresponssia (yhtälö 3.1). Lisäksi rekisteröidyn signaalin informaatioisäältä millä tahansa ajanhetkellä t on pieni verrattuna häiriöihin. Rekisteröinti g_t saadaan mielekkääksi korreloimalla se vibroseismissen pyyhkäisysignaalin v_t kanssa. Ristikorrelaatio voidaan esittää konvoluution avulla (yhtälö 3.2), joten käyttämällä hyväksi konvoluution kommutatiivisuutta saadaan

$$\Phi_{vg}(t) = g_t * v_{-t} = (v_t * e'_t) * v_{-t} = e'_t * (v_t * v_{-t}) = e'_t * \Phi_{vv}. \quad (3.5)$$

Pyyhkäisysignaalin ja rekisteröinnin ristikorrelaatio vastaa siis vibroseismissen signaalin autokorrelaation ja maan impulssifunktion (e) konvoluutiota. Autokorrelaatiofunktio $\Phi_{vv}(t)$ on kohtuullisen terävä ja se saa merkitsevän suuria arvoja vain hyvin kapealla

kaistalla aikasiirtymiä, joten yhtälön 3.5 avulla pystytään eliminoimaan pitkän pyyhkäisy-signaalin aiheuttamat päällekkäisyydet rekisteröinnistä.

Ristikorrelaatiolla mitataan vain kahden rekisteröinnin koherenssia kerrallaan. Pinoamalla useita kanavia yhteen voidaan tarkastella useamman rekisteröinnin koherenssia. Kun yksittäisten kanavien rekisteröinnit ovat samankaltaiset, kanavat pinoutuvat samassa vaiheessa ja saadaan tulokseksi suuri amplitudi. Tapauksen voimakkuus (ero akustisissa impedansseissa) vaikuttaa amplitudin suuruuteen, joten voimakkaat heijastajat erottuvat pinotusta aineistosta heikkoja paremmin.

4.2 Laadun tarkkailu prosessoinnin aikana

Ennen varsinaisen prosessoinnin alkua aineistoon liitetään geometriatiedot ja häiriöiset kanavat poistetaan. Tämän jälkeen pyritään palauttamaan todelliset amplitudit ja suodatetaan aineisto taajuusulottuvuudessa. Dekonvoluutiolla pyritään terävöittämään signaalia ja pääsemään eroon moninkertaisista heijastuksista. Dekonvoluution jälkeen irtomaakerroksen aiheuttamat kulkuaikaviiveet korjataan staattisilla korjauksilla ja tehdään nopeusanalyysi. Nopeusanalyysi ja staattiset korjaukset vuorottelevat useampaan kertaan prosessoinnissa, koska niiden onnistuminen on sidottuna toisiinsa. Kun nopeusanalyysin ja staattisiin korjauksiin ollaan tyytyväisiä, tehdään NMO-korjaukset (Normal MoveOut) joilla poistetaan lähteen ja vastaanottimen välisen etäisyyden muutoksen vaikutus seismisen signaalin kulkuaikaan. Tällöin CMP-kokoaman hyperbelin malliset heijastajat suoriutuvat ja eri rekisteröinnit ovat keskenään vertailukelpoisia. NMO-korjattu aineisto pinotaan, jolloin saadaan poikkileikkauskuva maan kamarasta. Pinottu aineisto voidaan vielä migroida, jotta heijastajat saadaan siirrettyä niiden oikeille syvyyksille.

Prosessoinnin tarkoitus on parantaa rekisteröintien signaali-häiriö-suhdetta. Prosessointi on hyvä pitää mahdollisimman yksinkertaisena, sillä useimmiten jotain osa-aluetta parantamalla menetetään tietoa toisesta. Ellei uusi prosessointiaskel paranna aineiston laatua mainittavasti, on se syytä jättää tekemättä. Kaikkein herkin vaihe virheille on geometrian paikalleen asettaminen ja sen soveltaminen seismiseen aineistoon. Virheet

geometriassa vaikuttavat merkittävässä määrin koko prosessoinnin onnistumiseen. Muissa prosessointivaiheissa amplitudispektri ja autokorrelogrammi voivat auttaa ymmärtämään signaalin ja häiriöiden luonnetta sekä kunkin prosessointiaskeleen vaikutusta niihin. Esimerkiksi t^2 -vahvistus tasoittaa autokorrelaatiota ja leventää amplitudispektriä tuoden esiin myös myöhäisempien tuloaikojen energian, terävöittävä dekonvoluutio poistaa kerrannaisten ja jälkikaiunnen energiaa parantaen näin vertikaalista resoluutiota ja kaistanpäästösuodatus poistaa häiriöitä datasta ja siten tasoittaa amplitudispektriä. Prosessoinnin lopulliset päämäärät saavutetaan tasoittamalla spektriä signaalin kaistanleveydeltä, jotta päästään maksimaaliseen vertikaaliseen ja lateraaliseen resoluutioon.

4.3 Mutkittelevan linjan prosessointiin liittyviä ongelmia

Magmakivien ja metamorfisten kiteisten kivien rajapinnat ovat monimutkaisia niin muodoltaan, asemaltaan kuin kaateiltaankin. Rakenteiden tarkka mallintaminen edellyttäisi 3D-tutkimuksia, mutta ne ovat kuitenkin kalliita ja usein myös mahdottomia toteuttaa maaston vaikeakulkuisuuden takia. Seismiset 2D-luotaukset tehdään yleensä mutkittelevia teitä pitkin. Prosessoinnin teoriassa mittauslinjat oletetaan kuitenkin yksinkertaisuuden vuoksi suoriksi, jolloin CMP-pisteiden jakauma noudattelee maanpinnalla olevaa luotauslinjaa. Tavanomaiset 2D-mallinnusproseduurit ovat erityisen puutteellisia, kun pintageometria on hyvin vaihteleva ja geologisten rakenteiden kallistuskulmat leikkaavat luotausprofiilia. Tämän seurauksena heijastussignaalit ja CMP-kokoamat vastaavat toisiaan huonosti ja CMP-pinoamisen aikana menetetään paljon tietoa.

Nedimovic ja West (2003) ovat pohtineet mutkittelevan luotauslinjan prosessointiongelmia. Kun seisminen 2D-profilointi tehdään mutkittelevalla linjalla, CMP-pisteet kattavat tutkimuslinjaa ympäröivän alueen vaihtelevalla tiheydellä. Siten mutkittelevalla linjalla tehdyn luotauksen näytteet ovat paljon suuremmalta alueelta, kuin suoralla linjalla. Tämä johtaa myös suurempaan epävarmuuteen mallinnetuista rakenteista. Mallintamisen parantamiseksi CMP-kokoamat muodostetaan jakamalla keskipistealue bineihin, joiden keskusta sijaitsee valitulla prosessointilinjalla ja keräämällä jokaisesta CMP-

binistä rekisteröinnit ja liittämällä ne binin keskipisteeseen. Prosessointilinja voi olla joko pehmennetty tai se voi koostua useista suorista segmenteistä.

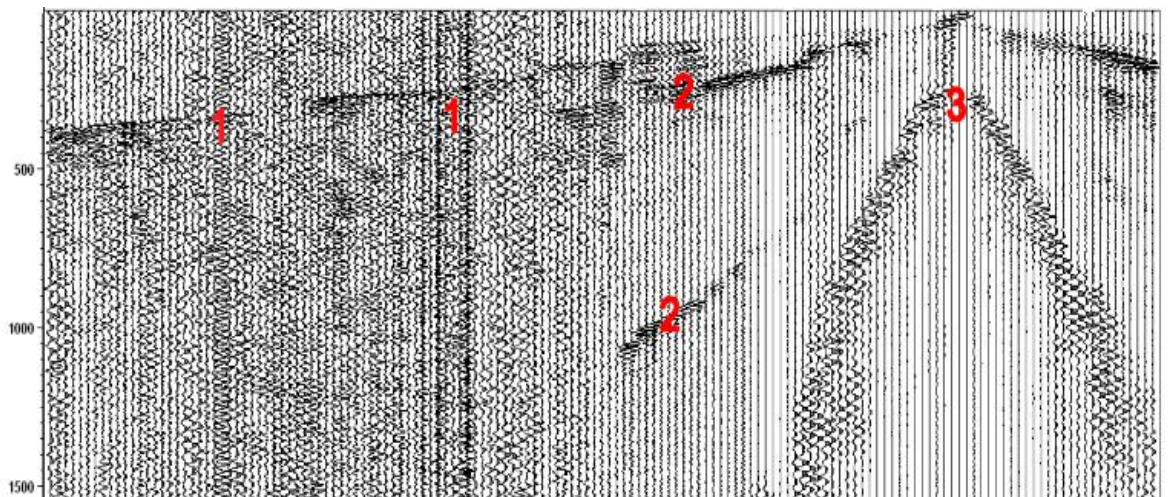
Lopullisen sektion laadun parantamiseksi luotaukset tulisi tehdä kattavalla CMP-peitolla ja keskimääräisen kertaistuuden tulisi olla yli sata rekisteröintiä CMP-biniä kohti. Erityisen tehokkaita 2D-luotaukset ovat kuoren mittakaavan rakenteiden kartoittamiseen. Kuitenkin rutiininomainen aineiston laadun tarkkailu viittaa Nedimovicin ja Westin (2003) mukaan siihen, että suuria määriä rekisteröidyistä heijastajista katoaa prosessoinnin aikana. Heijastussignaalin katoaminen tapahtuu standardipinoamisen aikana, koska heijastusten ajankohdat eivät asetu samalle kohdalle CMP-kokoamissa. Signaalit osuvat paremmin kohdakkain, jos 2D-mallintamisessa otetaan huomioon myös mutkittelevan linjan 3D-luonne. Tämä voidaan tehdä käyttämällä NMO-yhtälöä, johon kuuluu poikittaiskaateiden korjaamista vastaava termi (CDMO, Cross Dip Move Out). Lopputuloksena pinoamisen laatu paranee ja tieto poikittaiskaateista lisääntyy. Jos CDMO-analyysi epäonnistuu, on todennäköisesti hyödyllistä yhdistää rekisteröintiä absoluuttiset amplitudit. Amplitudipinoaminen säilyttää suuren osan huonosti kohdakkain osuneista signaaleista ja sillä saadaan aikaan sektioita, jotka ovat informatiivisia suuren mittakaavan rakenteiden suhteen.

2D-luotauksissa tavoitteena on saada vertikaalinen poikkileikkaus tutkimuslinjan alapuolisesta geologiasta. Teoriassa tämä voidaan saavuttaa, jos geologisilla rakenteilla on vain hyvin loivia kaateita tai ne ovat lähes 2D-rakenteita. Kun geologiset rakenteet ovat monimutkaisia ja heijastajien kaateiden suunat vaihtelevat, 2D-tutkimukset suorillakaan linjoilla eivät pysty tuottamaan oikeita poikkileikkauskuvia rakenteista. Lähde-vastaanotinparien keskipisteiden leviämisen vuoksi mutkittelevalla linjalla tehty 2D-luotaus onkin oikeastaan 3D-tutkimus pienellä kaistaleella maata prosessointilinjan läheisyydessä.

4.4 Aineiston esikäsittely

4.4.1 Rekisteröinnit

Kenttärekisteröinneissä on todellisten heijastajien aiheuttaman signaalin lisäksi myös koherenttia ja satunnaista mittausympäristön aiheuttamaa häiriötä (kuva 4.1). Koherenttia häiriötä aiheuttavat muun muassa pinta-aallot, jotka voi tunnistaa rekisteröinnistä matalasta taajuudesta, suurista amplitudeista ja alhaisesta nopeudesta. Lähteen aiheuttamasta ilma-aallosta päästään eroon ns. solmusuodatuksella, jossa aineisto nollataan ilma-aallon sisältävän käytävän osalta. Myös mittauksissa käytettävät kaapelit ja voimajohtot aiheuttavat koherenttia häiriötä. Kaapelihäiriöllä on matala taajuus ja pieni amplitudi, voimajohtojen aiheuttamaa häiriö sijoittuu taajuuskaistalle 50–60 Hz. Lisäksi koherenttia häiriötä aiheuttavat moninkertaiset heijastukset. Yleensä johtoaallot vaimenevat tehokkaasti pinoamisen seurauksena ja ne pystytään poistamaan myös kaadesuodatus-tekniikoilla tai nollaamalla. Kerrannaisista päästään eroon menetelmillä, jotka perustuvat niiden jaksolliseen luonteeseen (esim. ennustusdekonvoluutio).



Kuva 4.1. Outokummun linjan 3000 CMP-pisteen 100 rekisteröinnit. Pystyakselina on aika (ms), vaaka-akselilla ovat geofonit. Useiden geofonien rekisteröinnit ovat pelkkää häiriötä (1). Aineiston poikki viistossa kulkevat mustat juovat (2) ovat pyyhkäisysignaalin synnyttämän dispersiivisen S-aallon ja pinta-aallon aiheuttamia. Matalataajuinen, suuri amplitudinen häiriö on ilma-aallon aiheuttama (3).

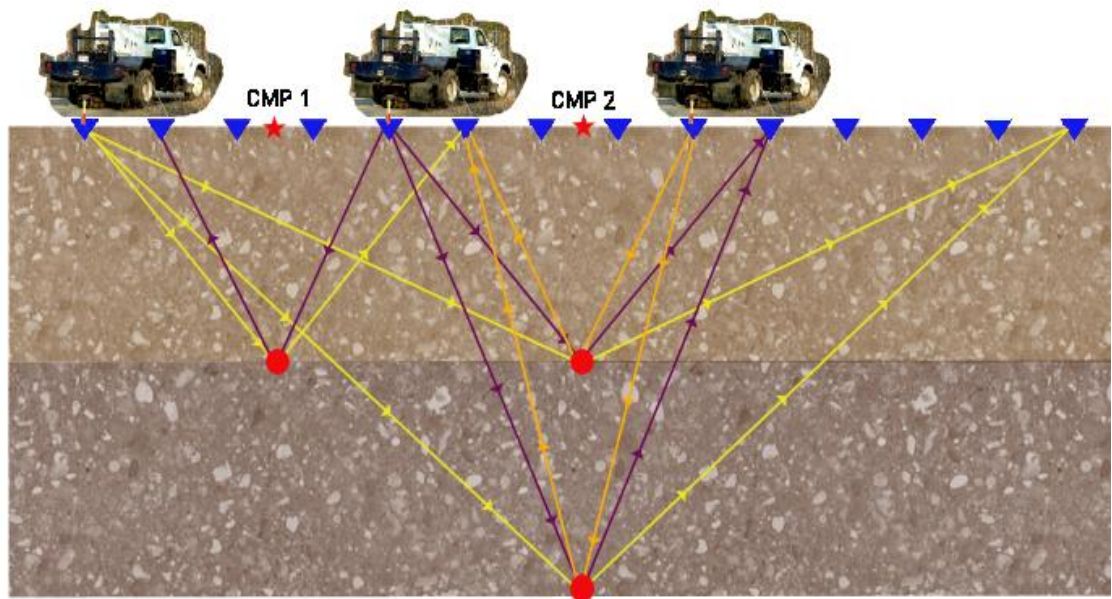
Satunnaista häiriötä rekisteröinteihin voivat aiheuttaa mm. huonosti istutetut geofonit ja mittauslaitteiden sähköinen häiriö sekä tuulen, ihmisten ja ajoneuvojen aiheuttama maan värinä luotauslinjan lähellä. Todellisen seismisen signaalin voimakkuus heikkenee ajan funktiona, mutta satunnaishäiriö pysyy samana ja on lopulta vallitseva. Signaalin geometrisen vaimenemisen korjaamiseen käytetyt vahvistusfunktiot voimistavat myös satunnaishäiriöitä. Toisaalta aineiston pinoaminen vaimentaa satunnaishäiriöitä tehokkaasti häiriön alhaisen koherenssin takia.

Ennen varsinaisen prosessoinnin aloittamista aineistosta poistetaan häiriöiset rekisteröinnit, jotka voivat olla seurausta esimerkiksi geofonin huonosta istuttamisesta. Yksinkertaisella kaistanpäästösuodatuksella päästään eroon korkea- ja matalataajuisista häiriöistä. Pinta-aaltojen poisto saattaa vaatia erityisten kaadesuodatustekniikoiden käyttöä. Stevenson ja muut (2003) havaitsivat tutkimuksissaan kiteisellä kallioperällä jopa 3000 m/s nopeudella eteneviä pinta-aaltoja taajuuksilla 10–15 Hz. Täristysseismisen pyyhkäisysignaalin taajuuskaistan alarajaa kannattaa Stevensonin ja muiden (2003) mukaan nostaa 30 Hz:n taajuudelle pinta-aaltojen vähentämiseksi. Suoraviivaisista, tunnistettavista häiriöistä voidaan päästä eroon yksinkertaisesti vaimentamalla aineisto häiriöalueen kohdalta. Tällöin menetetään kaikki muukin tieto vaimennutun osan alueelta, mutta joskus tämä on ainoa keino päästä eroon häiriöisestä aineiston osasta.

4.4.2 Geometria

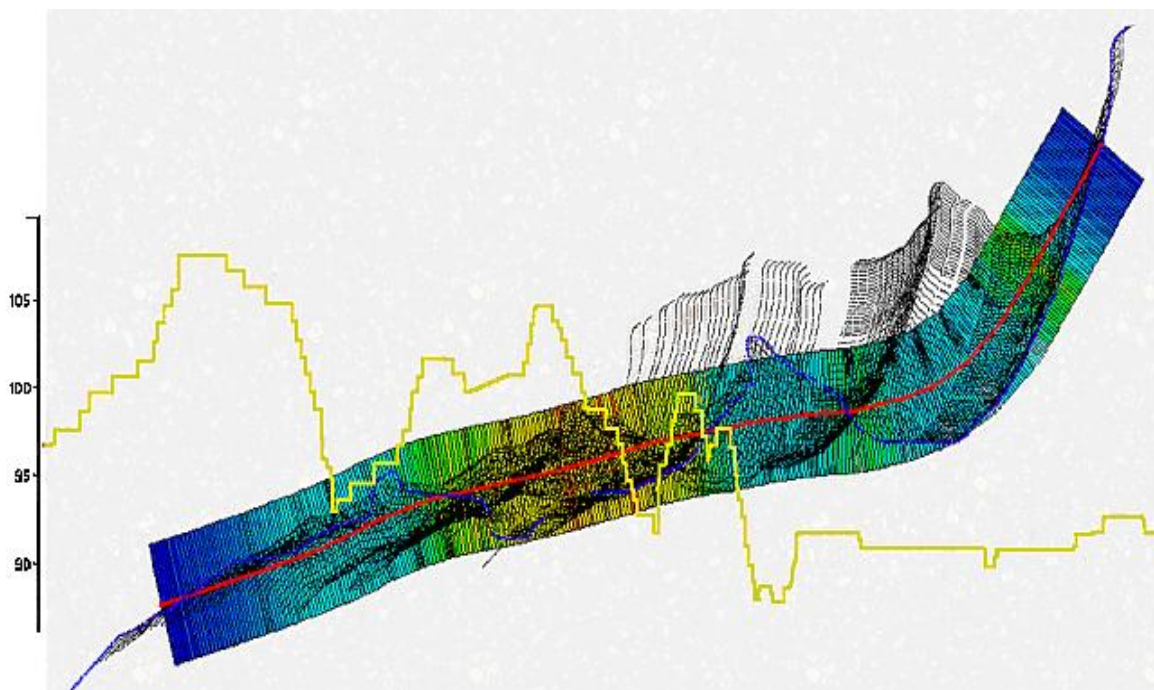
Mikäli maan ajatellaan koostuvan tasalaatuisista horisontaalisista kerroksista, lähteen ja vastaanottimen välinen keskipiste CMP (*Common MidPoint*) on heijastuksen projektio maan pinnalle (kuva 4.2). Yhteinen syvyyspiste, CDP (*Common Depth Point*), ottaa huomioon myös heijastustapahtuman syvyyden. Usein CMP-pisteen käsitettä käytetään myös silloin, kun oikeastaan tarkoitetaan CDP-pistettä. Samaan CMP-pisteeseen liittyy useita rekisteröintejä eri lähde-vastaanotinpareista. Yhteen pisteeseen liittyvien heijastusten määrää kutsutaan kertaisuudeksi (*fold*). Prosessoinnissa seisminen aineisto jaetaan CMP-kokoamiin, joissa heijastustapahtumien tulisi näkyä likimain hyperbelin muotoisina. Lopullista pinoamaa varten lasketaan yhteen kunkin CMP-pisteen sisältämät rekiste-

röinnit. Mitä suurempi kertaisuus kokoamassa on, sitä parempia pinoamistuloksia yleensä saadaan, koska koherentit signaalit (heijastustapahtumat) voimistavat toisiaan satunnaisen häiriösignaalin summautuessa pois.



Kuva 4.2. Samaa CMP-pistettä vastaavat lähde-vastaanotinparit. Tässä kaaviokuvassa ensimmäisellä CMP-pisteelle saadaan kertaisuudeksi 2, toiselle 3.

Outokummun 2000-linjan CMP-peitto on esitetty kuvassa 4.3. Linjan mutkaisuudesta ja vastaanotin ja lähdepisteiden katkoista johtuen CMP pisteiden jakauma on epätasainen. Etenkin lähde- ja vastaanotinparien etäisyyden ollessa suuri niiden välinen keskipiste on kaukana luotauslinjasta (yli 100 m). Linjan katkonaisuus ja mutkaisuus on hyvä pitää mielessä myös lopullisia sektiokuvia tulkittaessa. Jotkut muutokset sektiossa saattavat johtua pikemminkin mittausgeometriasta kuin geologisten tekijöiden muutoksista. Kuvassa 4.3 on myös linjalla käytetty binnaus. Kun luotaukset tehdään mutkittelevalla linjalla, saman pisteen kautta heijastuneet säteet jakautuvat pistemäisen kohdan sijaan pienelle alueelle. Binnauksella tarkoitetaan tämän alueen rajausta. Rajausta tulisi tehdä niin, että riittävä määrä lähde-vastaanotinparia osuu samaan biniin, mutta samalla binien koon tulee olla riittävän pieni, jotta heijastuspiste ja binin keskipiste voidaan olettaa oleellisesti samaksi. Binien keskipisteen määrittelee prosessointilinja.



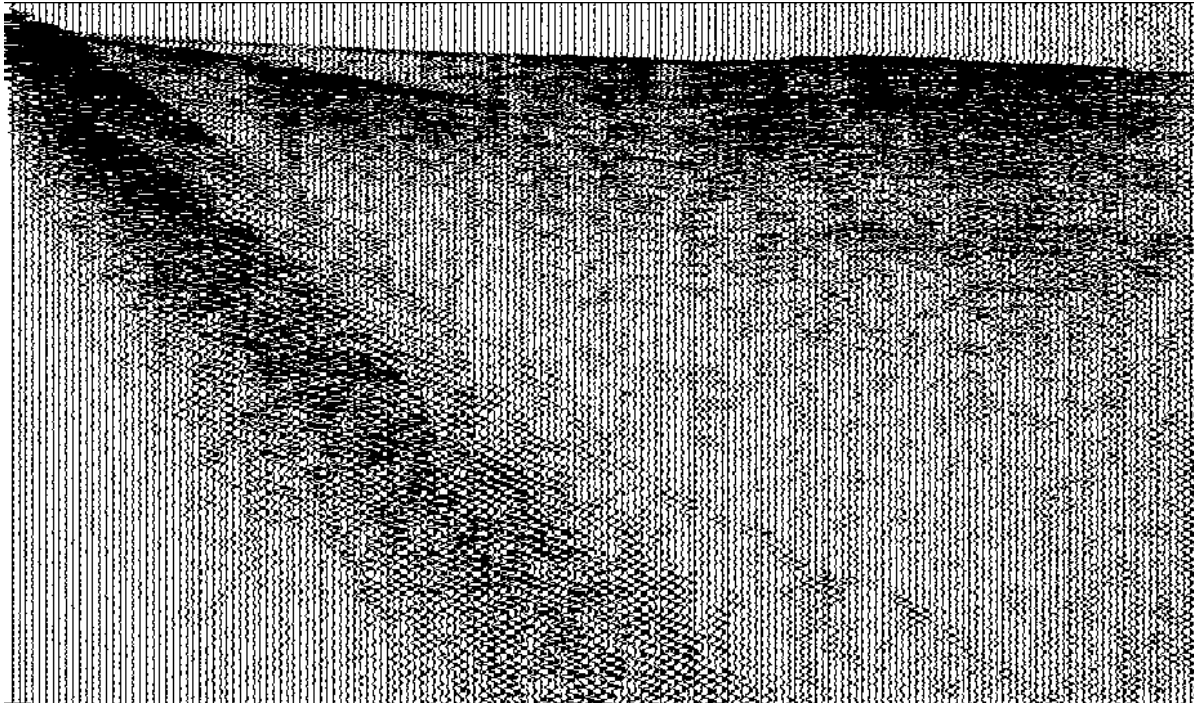
Kuva 4.3. Linjan 2000 vastaanottimet näkyvät kuvassa sinisinä, CMP-pisteet on merkitty mustalla. Punaisella merkitty prosessointilinja on valittu niin, että mahdollisimman monia CMP-pisteitä saadaan mukaan prosessointiin. Toisaalta prosessointilinja on pyritty pitämään mahdollisimman lähellä mittauspisteitä. Linjan binien koko on 5x80 metriä, kertaisuuden vaihtelu binistä toiseen näkyy värikoodituksena. Kertaisuus on suurimmillaan linjan keskiosassa (keltaisen ja punaisen sävyt, yli 170) ja pienimmillään reunoilla (siniset sävyt, alle 80). Mittauspisteiden korkeus merenpinnasta (m) on esitetty keltaisella viivalla

Prosessointioperaatiot perustuvat usein oletukseen suorasta linjasta, jolla CMP-pisteet sijaitsevat. Todellisuudessa prosessointilinja on kuitenkin kompromissi suoran linjan ja mutkittelevan luotauslinjan välillä. Joskus luotauslinja jaetaan myös suoriin segmentteihin, jotka prosessoidaan erikseen ja yhdistetään lopuksi. Yleensä binien leveydeksi valitaan puolet vastaanotinpisteiden etäisyydestä. Outokummun 2000-linjan prosessoinnissa käytettiin kuitenkin 5 m:ä leveitä binejä, mikä vastaa puolta lähdepisteiden välisestä etäisyydestä. Binien pituudeksi määrättiin 80 m eli Outokummun aineiston prosessoinnissa on oletettu, että geologiset rakenteet pysyvän muuttumattomina 40 m matkalla molemmin puolin luotauslinjaa. Kertaisuus vaihtelee linjan eri osissa ollen suurimmillaan linjan keskiosissa ja pienimmillään reunoilla. Noin 60 %:ssa bineistä kertaisuus on yli 120, minkä tulisi Wun ja muiden (1995) mukaan varmistaa heijastusten näkyminen lopullisessa sektiokuvassa.

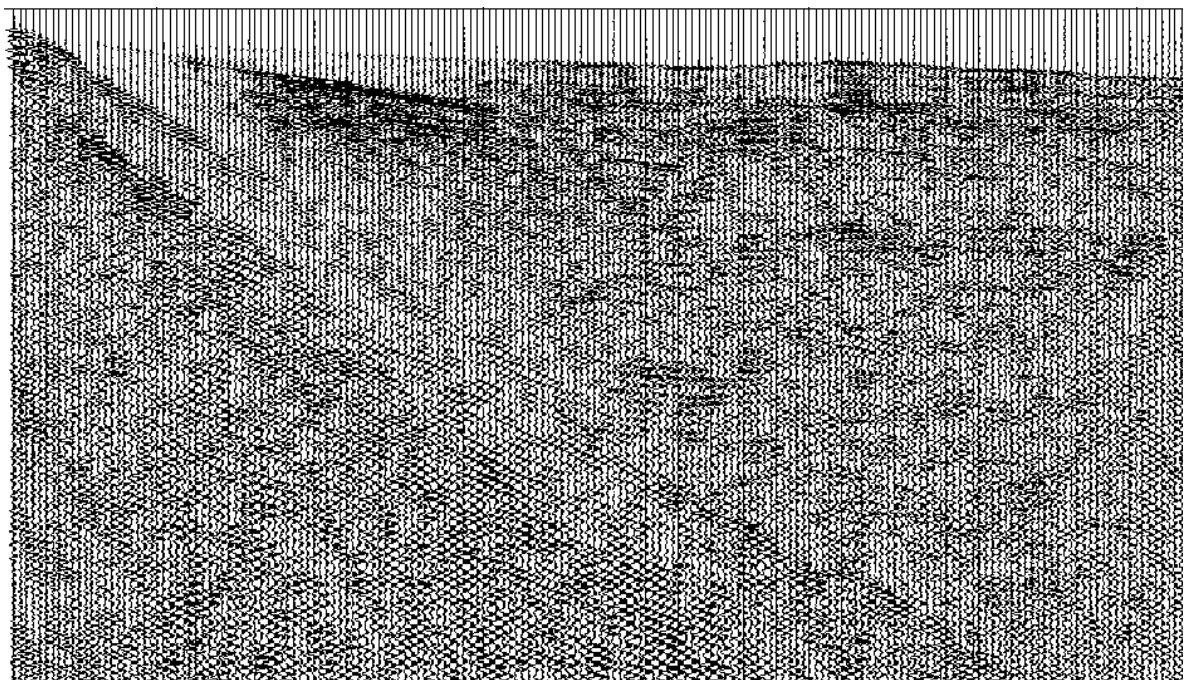
4.4.3 Taajuussuodatus ja amplitudikorjaukset

Seismisestä aineistosta voidaan poistaa häiriötaajuuksia suodattamalla. Aineiston suodattaminen taajuusulottuvuudessa on käytännössä alkuperäisen aineiston ja suodattimen amplitudispektrifunktion kertomista keskenään. Aikaulottuvuudessa suodatin konvoloidaan syöteaikasarjan kanssa. Nämä eri ulottuvuuksissa tehdyt suodatukset ovat lopputulokseltaan täysin toistensa kaltaisia eli aikaulottuvuudessa tehty konvoluutio vastaa kertolaskua taajuusulottuvuudessa. Suodatinta suunniteltaessa erityistä huomiota on kiinnitettävä sen kulmiin. Suodattimen kulmissa havaitaan aina ns. Gibbsin ilmiö, jonka seurauksena jotkin taajuudet voimistuvat ja toiset heikkenevät lähellä suodattimen reunaa. Gibbsin ilmiötä voidaan heikentää määrittelemällä suodattimen reunat loiviksi etenkin korkeiden taajuuksien puolelta.

Aineistoa joudutaan suodattamaan useissa vaiheissa prosessointia. Vibroseismisestä aineistosta voidaan heti aluksi suodattaa pois taajuudet, jotka ovat maahan syötettyjä taajuuksia suurempia tai pienempiä. Ennen dekonvoluutiota suodatuksella pyritään vähentämään pinta-aaltojen energiaa ja korkeataajuisia häiriöitä, jotka vaikuttavat autokorrelaation arvoon. Mitä lähempänä kaksi heijastajaa on toisiaan, sitä korkeampi taajuus vaaditaan niiden erottamiseen. Kokonaisuudessaan hyvä resoluutio edellyttää kuitenkin myös matalien taajuuksien käyttämistä. Erityisesti seismisen signaalin korkeataajuiset osat vaimenevat aaltorintaman edetessä syvemmälle. Tämän takia korkeat taajuudet ovat hyödyllisiä lähinnä sektorin yläosassa. Myöhäisiä tuloaikoja dominoivasta korkeataajuisesta häiriöstä päästään eroon ajassa muuttuvalla suodatuksella, joka tehdään yleensä vasta pinottuun aineistoon. Yhdistettäessä kahta linjaa toisiinsa on pidettävä huoli siitä, että molemmilla aineistoilla on yhtäläiset suodattimen kaistanleveydet samoilla syvyyksillä, jotta heijastajien luonne pysyy samana linjasta toiseen.



Kuva 4.4. Linjan 2000 lähdepisteen 2002 rekisteröinnit. Pelkästään taajuussuodatetussa aineistossa lähteen aiheuttamat häiriöt ovat voimakkaita ja amplitudi vaimenee voimakkaasti ajan funktiona.



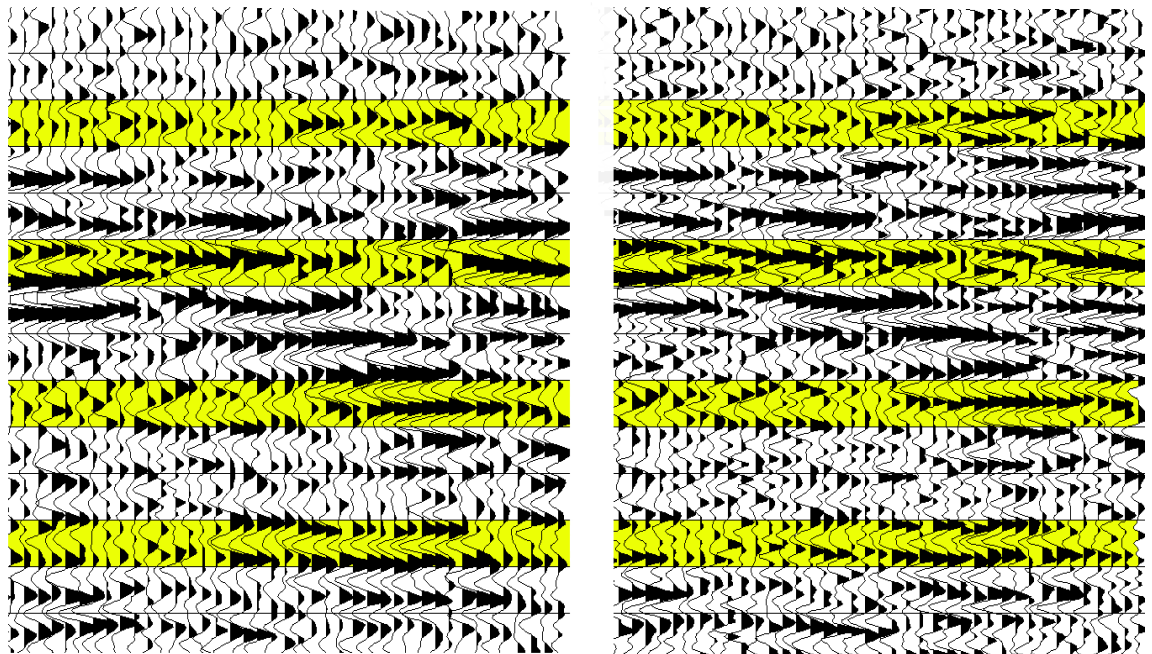
Kuva 4.5. Sama lähdekokoama kuin edellä taajuussuodatuksen ja amplitudikorjausten jälkeen. Lähteen aiheuttama häiriö on huomattavasti vähäisempää ja myös syvemmällä olevat amplitudi-erot tulevat esiin. Myös matalataajuinen ilma-aalto on voimistunut. Lyhyillä lähde-vastaanotin etäisyyksillä lähteen aiheuttama häiriö on edelleen voimakasta.

Vahvistussovelluksilla tarkoitetaan ajassa muuttuvaa skaalausta, jolla korjataan geometrisen leviämisen ja attenuaation aiheuttama signaalin heikkeneminen. Kerrannaisen ylikorjaamisen välttämiseksi vahvistusfunktiona käytetään sedimenttikivialueilla usein ajan neliötä, kiteisen kallioperän alueella eksponentin arvoksi riittää tavallisesti 1.0-1-5. Vaikka vahvistusfunktiolla saadaan esiin signaalin myöhäisempiä osia, ei se kuitenkaan palauta absorboituneita taajuuskomponentteja. Automaattinen vahvistuksen hallinta (*AGC - Automatic Gain Control*) tuo esiin heikon signaalin asettamalla keskimääräisen amplitudin samaksi valitulla aikaikkunalla. Samalla AGC kuitenkin tuhoaa signaalin luonnetta. Liian lyhyt aikaikkuna tekee mahdottomaksi erottaa heikot ja vahvat heijastajat toisistaan. Rekisteröintien tasapainottamisella tarkoitetaan ajassa muuttumatonta rekisteröinnin amplitudien skaalausta. Erityisesti ennen pinoamista jokainen yksittäinen rekisteröinti voidaan skaalata niin, että ryhmällä rekisteröintejä on sama amplituditaso.

4.5 Dekonvoluutio

Seismisen aallon muotoa muokkaavat prosessointivaiheet tehdään ennen pinoamista, jolloin jokaisella pinotulla rekisteröinnillä on sama efektiivinen muoto. Matalataajuiset komponentit pinoutuvat yleensä samassa vaiheessa, korkeataajuiset komponentit vaimevat pinoamisen aikana vaihe-erojensa takia. Tästä suodatusefektistä pyritään pääsemään eroon muokkaamalla aaltomuodot samankaltaisiksi. Seisminen rekisteröinti määriteltiin aiemmin yhtälöissä 3.1 lähdeaallon (pyyhkäisysignaali), erilaisten häiriötekijöiden ja maan impulssiresponssin konvoluutioksi. Dekonvoluution päämääränä on erottaa rekisteröinnistä maan impulssiresponssi ja parantaa tapausten tunnistettavuutta ja vertikaalista resoluutiota. Tavallisesti prosessoinnissa käytetään kahta tai useampaa dekonvoluutio-operaatiota peräkkäin eri tarkoituksiin. Terävöittävällä dekonvoluutiolla (*Spiking deconvolution*) pyritään puristamaan lähdeaalto piikkimäiseksi ajallisen resoluution parantamiseksi (kuva 4.6). Ennustusdekonvoluutiolla (*Predictive deconvolution*) yritetään päästä eroon heijastuksia seuraavasta jälkikaiunnasta. Dekonvoluutio voimistaa niin korkea- kuin matalataajuisinkin häiriötä, josta päästään yleensä eroon yksinkertaisella taajuussuodatuksella.

Geofonin rekisteröinnin konvoluutiofunktiossa on enemmän tuntemattomia, kuin tunnettuja tekijöitä, joten dekonvoluution onnistuminen edellyttää lisäoletusten tekemistä. Tavallisesti yhtälön 3.1 tekijöiden oletetaan olevan minimivaiheessa ja maan impulssiresponssin spektri oletetaan tasaiseksi (valkoiseksi). Dekonvoluutiossa käytetään Wiener-suodatinta muuntamaan syöte halutuksi vasteeksi ja sillä voidaan muokata yhden CMP-kokoaman rekisteröinnit mahdollisimman samankaltaisiksi (vertailurekisteröintinä voidaan käyttää esimerkiksi kaikkien lähdekokoaman rekisteröintien summaa). Wiener-suodatus parantaa rekisteröintien koherenssia ja siten myös pinoamistuloksia. Käytännössä Wiener-suodatuksessa määritellään haluttu lopputulos, suodattimen pituus, suodatimen nolla-ajankohta (tai odotusarvo) ja aineistoon lisättävän valkoisen kohinan määrä. Valkoista kohinaa on lisättävä, jotta vältetään nollat suodatusmatriisien ominaisarvoina. Tavallisesti kohinaa lisätään 0.5-2 %. Tällöin laskut stabiloituvat ja nolalla jakaminen vältetään.



Kuva 4.6. Yksityiskohta seismisestä sektioista ennen terävöittävää dekonvoluutiota (vasemmalla) ja sen jälkeen. Terävöittävä dekonvoluutio puristaa rekisteröityjä aaltoja kasaan, jolloin heijastajat erottuvat terävämpinä ja linjautuvat kauniimmin. Toisaalta joitakin heijastajia saatetaan jopa kadottaa aineistosta dekonvoluution jälkeen (kuvien alareuna).

Terävöittävän dekonvoluution (kuva 4.6) tarkoitus on erottaa rekisteröinnistä maan impulssivaste. Impulssivasteen oletetaan olevan satunnainen eli tieto matalista heijastajista ei auta syvempien heijastajien sijainnin määrittämisessä. Näin ollen impulssivasteen autokorrelaatio on hyvin pieni. Terävöittävä dekonvoluutio kasvattaa heikkoja signaaleja ja saattaa joissakin tapauksissa vahvistaa taustakohinaa. Erityisesti aikaikkunan väärä valinta huonontaa prosessointituloksia. Liian pitkä operaattori aiheuttaa todellisten heijastajien energian katoamista, liian lyhyt taas aiheuttaa ylimääräistä aaltoilua ja ylilyöntejä. Sopivan operaattoripituuden valinnassa apuna käytetään autokorrelaatiota. Terävöittävän dekonvoluution onnistumista voi arvioida paitsi CMP-kokoamien ja pinoaman, myös amplitudispektrin avulla.

Ennustusdekonvoluution avulla pyritään pääsemään eroon kerrannaisheijastusten vaikutuksesta, jotka voidaan ennustaa käyttäen hyväksi tietoa primaariaaltojen saapumisajoista. Ennustusdekonvoluutio alkaa toimia vasta tietyn viiveen jälkeen, joka määritellään usein kaksisuuntaiseksi kulkuajaksi ensimmäiseen kerrannaisia aiheuttavaan heijastajaan. Viive voidaan valita myös autokorrelaatiofunktion ensimmäisen tai toisen nollakohdan perusteella. Outokummun 2000-linjan prosessoinnissa ennustusdekonvoluution ei todettu parantavan aineiston laatua vaan pikemminkin heikentävän sitä.

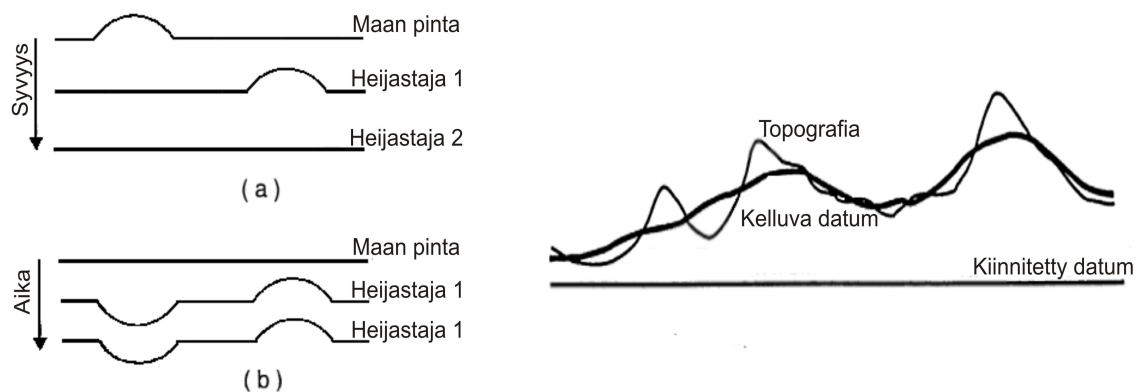
4.6 Staattiset korjaukset

Seismistä aineistoa prosessoidessa on otettava huomioon maan pinnan läheisen rapautumiskerroksen vaikutus seismisten aaltojen kulkuajoihin. Rapautumiskerros muodostuu irtomaakerroksesta ja paikoin myös geologisesti nuorista, vielä lujittumattomista sedimenteistä. Ongelmia aiheuttavat rapautumiskerroksen paksuusvaihtelu sekä seismisten nopeuksien muutokset kerroksen sisällä. Rapautumiskerroksen aiheuttamat kulkuajakerot pyritään tasaamaan staattisilla korjauksilla. Pintakerroksella on myös merkittävä vaikutus pinta-aaltojen nopeuteen ja taajuuteen. Näihin tekijöihin pystytään vaikuttamaan kenttäparametrien valinnalla. Virheet staattisissa korjauksissa aiheuttavat ongelmia prosessoinnissa ja heikentävät niin ajallista kuin avaruudellistakin resoluutiota. Puutteellisten staattisten korjausten seurauksena joitakin tapauksia voidaan kadottaa kokonaan, sektioon

voi syntyä virheellisiä rakenteellisia anomalioita, häiriöt voidaan virheellisesti tulkita heijastuksiksi eikä CMP-pinoaman tulkinta ole optimaalinen. Seuraavat kappaleet perustuvat Dave Marsdenin (1993a, 1993b ja 1993c) The Leading Edge -lehdessä ilmestyneisiin artikkeleihin.

4.6.1 Datum ja staattisten korjausten suuruuteen vaikuttavat tekijät

Ennen staattisten korjausten laskemista on valittava datum eli referenssitaso. Seismisen aineiston prosessoinnin teoria perustuu horisontaaliseen tasoon, mutta mittaukset tehdään topografialtaan vaihtelevalla pinnalla. Mikäli vaadittavat staattiset korjaukset ovat suuria, määritellään ennen horisontaalitasoon siirtymistä kelluva datum, joka on kompromissi teorian ja todellisuuden välillä (kuva 4.7). Kelluva datum pyritään valitsemaan niin, että staattiset korjaukset pysyvät mahdollisimman pieninä ja sitä käytetään ensimmäisten NMO-korjausten tekemiseen asti. Vastaanotinpisteiden korkeuden liukuva keskiarvo on hyvin tyypillinen valinta kelluvaksi datumiksi. Kelluva datum korjataan kiinnitettyyn datumiin NMO-korjausten jälkeen. Kiinnitetyksi datumiksi valitaan horisontaalinen taso, joka on mahdollisimman lähellä pintaa, mutta kuitenkin pintamaakerroksen alapuolella.



Kuva 4.7. Staattisten korjausten määrittäminen ja datumit. Vasemman puoleisessa kuvassa on maan syvyysmalli (a) ja sitä vastaavat havainnot aika-avaruudessa (b). Muuta pintakerrosta paksumpi kohta aiheuttaa heijastajien 1 ja 2 näkymisen todellisuutta syvemmillä. Vastaavasti ohut pintamaakerros aiheuttaa heijastajan 2 näkymisen todellisuutta matalammalla. Maan pinnan topografia (oikean puoleinen kuva) korjataan ensin kelluvalle datumille. Ennen pinoamista aineisto siirretään staattisilla korjauksilla horisontaalisuuntaiseen kiinnitettyyn datumiin. (Alkuperäinen kuva: Marsden (1993a)).

Seismisten aaltojen nopeus pintakerroksessa on alhainen ja vaihtelee usein vertikaali- ja horisontaalisuunnissa. Paksu pintamaakerros saa aikaan viiveen seismisen aallon kulku-aikaan (kuva 4.7), samoin seismiseltä nopeudeltaan hitaampi vyöhyke. Viivästyneen kulkuajan perusteella heijastajan tulkitaan olevan todellisuutta syvemmällä. Käytännössä staattiset korjaukset ovat vakioajan lisäyksiä yksittäisiin rekisteröinteihin. Seismisen signaalin kulku-aikaan vaikuttavat lähde- ja vastaanotinpisteen korkeus, valitun datumin yläpuolisen pintakerroksen paksuus ja nopeus, seismisen heijastajan syvyys ja kaade, lähteen ja vastaanottimen välinen etäisyys toisistaan sekä keskimääräinen nopeus datumin ja heijastajan välillä. Aineiston prosessoinnin aikana jokainen edellä mainituista tekijöistä tulee ottaa huomioon aikakorjauksissa.

Staattiset korjaukset tehdään yleensä yhtäpitäviksi paikan kanssa (*surface consistent*), eli samassa pisteessä olevat lähde ja vastaanotin saavat yhtä suuren korjaustermin. Lisäksi energian oletetaan kulkevan vertikaalisesti datumin yläpuolella. Tämä oletus toteutuu lähteen ja vastaanottimen välisen etäisyyden ollessa heijastajan syvyyttä pienempi. Tällöin sädepolut ovat pinnan lähellä lähes vertikaalisia ja staattisiin korjauksiin aiheutuu vain pieni jäännösvirhe. Vertikaalisesti kulkevan energian oletus ei ole voimassa, mikäli korkeuserot ovat suuria verrattuna geofonien etäisyyteen toisistaan, topografinen pinta ja datum ovat kaukana toisistaan, pintaanopeus on suuri tai offset-matkat ovat pitkiä verrattuna heijastajien syvyyteen.

Rapautumiskerroksen ominaisuuksien vaihtelun takia primaaritapaukset eivät ole yhtenäisiä luotauslinjan rekisteröinneissä. Lyhytjaksoiset staattiset anomaliat aiheuttavat vaihehäiriöitä seismisen signaalin muotoon ja suodattavat korkeita taajuuksia pois amplitudispektristä. Staattisten korjausten suuruus voidaan määrittää aaltojen taittumiseen tai heijastumiseen perustuvien tekniikoin. Taittumistekniikoissa pintakerrosmallin tekeminen perustuu rekisteröintien ensimmäiseen pulssiin. Heijastustekniikat perustuvat heijastajien koherenssia voimistaviin tilastollisiin menetelmiin. Kiteisellä kallioperällä tehdyissä luotauksissa ensimmäistä geofoniin saapuvaa pulssia on usein vaikea määrittää, koska mutkittelevalla linjalla ensipulssit ovat epälineaarisia ja vibroseismisen lähteen aikaansaamina myös heikkoja. Pintamalli muodostetaan usein vibroseismisen lähteen tapauksessa usein taittumisluotauksilla.

4.6.2 Staattiset korjaukset eri vaiheissa prosessointia

Täydellinen staattinen ratkaisu voidaan laskea, mikäli lähteiden ja vastaanotinten korkeudet ja paikat sekä pintamaakerroksen nopeusvaihtelut ja paksuus tunnetaan. Kenttästaattisilla korjauksilla siirrytään pintatopografiasta kelluvaan datumiin. Joskus kenttästaattiseksi korjaukseksi riittää vain korkeuden muutokset korjaava ratkaisu keskiarvonopeudella. Tavallisesti kenttäkorjaukset vaativat kuitenkin pintakerroksen nopeusmallin määrittämisen, jonka perusteella rapautumiskerroksen aiheuttamat kulkuaikaviiveet lasketaan. Staattiset korjaukset pyritään pitämään mahdollisimman pieninä ennen NMO-korjauksia, koska rekisteröintiin tehty aikasiirto muuttaa heijastushyperbelin alkuperäistä koordinaatistoa.

Ensipulssien perusteella tehtävät taittumis- eli refraktiostaattiset korjaukset ovat tehokas tapa korjata erityisesti niitä anomalioita, joiden spatiaalinen aallonpituus on pitkä. Lineaariset tekniikat olettavat, että heijastajat ovat tasomaisia, epälineaariset tekniikat puolestaan sallivat nopeat muutokset heijastajien geometriassa ja nopeudessa. Todellisuudessa tekniikoiden taustalla olevat oletukset eivät toteudu täydellisesti, sillä pinnan topografia ei ole tasainen, heijastajat eivät ole tasomaisia ja nopeus pintakerroksessa muuttuu niin vertikaali- kuin horisontaalisuunnassa kuten myös nopeus rapautumiskerroksen alapuolella. Ensipulssit muodostavat epälineaarisen funktion, johon vaikuttavat pintakerroksen paksuus, nopeus pintakerroksessa ja sen alapuolella sekä lähteen ja vastaanottimen välinen etäisyys.

Refraktiostaattisen menetelmän lisäksi käytetään myös muita tekniikoita, kuten tomografisia menetelmiä. Useimmiten eri menetelmät tuottavat lähes identtiset staattiset ratkaisut, mutta uusien menetelmien etuna on niiden nopeus vanhoihin verrattuna. Yleensä aaltojen taittumiseen perustuvat menetelmät eivät kykene erottamaan korkean seismisen nopeuden kerroksen alla olevaa matalan nopeuden kerrosta. Myös hyvin ohut kerrospaksuus ja nopeuden muutos kerroksen sisällä aiheuttavat ongelmia refraktiostaattisiin korjauksiin.

Kenttä- ja refraktiostaattisten korjausten jälkeenkin aineistoon jää usein staattisia anomalioita, koska pintakerrosmalli on aina vain yksinkertaistus todellisuudesta ja staattiset korjaukset approksimoitu ratkaisu monimutkaiselle ongelmalle. Residuaalistaattiset anomaliat korjataan tekniikoilla, jossa ensisijaisesti pyritään samaan heijastajat samalle kohdalle pinotun aineiston laadun parantamiseksi. Lineaarinen kulkuainkainversio, pinoamistehon maksimointi ja epälineaarinen inversio ovat usein käytettyjä tekniikoita residuaalistaattisten korjausten tekemiseen. Residuaalistaattiset korjaukset voidaan laskea myös pinnan kanssa yhtäpitäviksi, mikäli anomalioiden spatiaalinen aallonpituus on pieni. Menetelmässä lasketaan ensin mallirekisteröinti jokaiselle CMP-pisteelle. Mallirekisteröinti muodostetaan useimmiten laskemalla yhteen 5-7 pinottua rekisteröintiä. CMP-pisteen jokainen rekisteröinti korreloidaan laskettuun mallirekisteröintiin ja rekisteröintiä aikaero lasketaan ristikorrelaation avulla. Tällä menetelmällä saadaan helposti aikaan heijastajia häiriöstä. Menetelmä soveltuukin parhaiten lähinnä lopullisen pinoaman visuaalisen laadun parantamiseen.

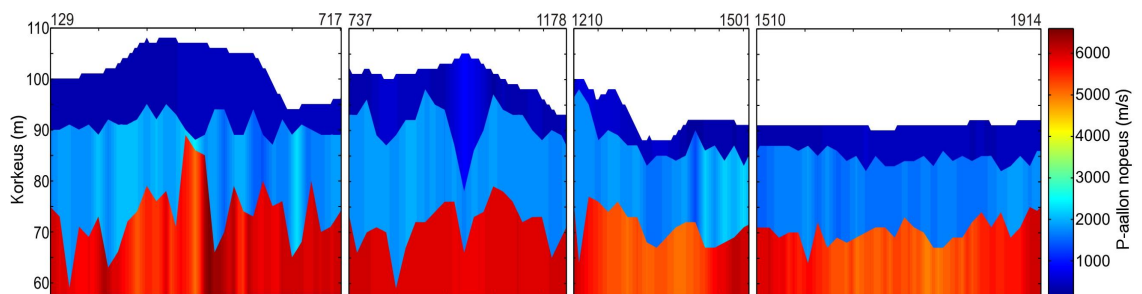
Residuaalistaattiset korjaukset ovat automaattisia eivätkä vaadi lisäinformaatiota. Ne eivät kuitenkaan pysty korjaamaan anomalioita, joiden spatiaalinen aallonpituus on linjan pituutta suurempi. Pitkäaaltoiset anomaliat aiheuttavat pinoamisnopeuksien aaltoilua, mutteivät muutu todellisen heijastajan lähellä juuri lainkaan. Pinoamassa esiintyvä sahalaitakuvio ilmaisee, että lyhyen aallonpituuden anomaliat ovat yhä läsnä aineistossa. Jos joka n :s (n on kokonaisluku) vastaanotinpiste on myös lähdepiste, lyhyen aallonpituuden anomalioiden aiheuttamat ongelmat ovat merkittäviä.

Staattiset korjaukset ja nopeusanalyysi ovat erottamattomasti yhteydessä toisiinsa. Staattisten korjausten määrittäminen on helpointa, kun normaalisiirtymäkorjaukset (NMO, Normal Move-Out) on optimoitu, mutta NMO-korjausten tekeminen onnistuu toisaalta parhaiten staattisten korjausten jälkeen. Käytännössä NMO- ja staattisia korjauksia toistetaan prosessoinnissa vuorotellen. Pinoamiseen käytetty nopeusanalyysi perustuu oletukseen, että maa on muodostunut horisontaalisista kerroksista. Tällöin NMO approksimoituu CMP-kokomassa hyperbeliksi. Topografian vaihtelu, pintakerroksen pohjan muoto ja nopeusvaihtelut pintakerroksessa aiheuttavat kuitenkin muutoksia hyperbelin muotoon ja heijastajia voi olla mahdotonta nähdä aineistosta, jolle ei ole tehty staat-

tisia korjauksia. Nopeuksien määrittäminen on usein hankalaa, ellei mahdotonta lyhyen aallonpituuden anomalioiden läsnä ollessa. Lisäksi pitkäaaltoiset anomaliat aiheuttavat aaltoilua nopeuksiin. Staattiset korjaukset pyritään pitämään mahdollisimman pieninä ennen nopeusanalyysiä käyttämällä kelluvaa datumia. Usein nopeusanalyysi toistetaan uudelleen lopullisten staattisten korjausten jälkeen.

4.6.3 Outokummun aineiston staattiset korjaukset

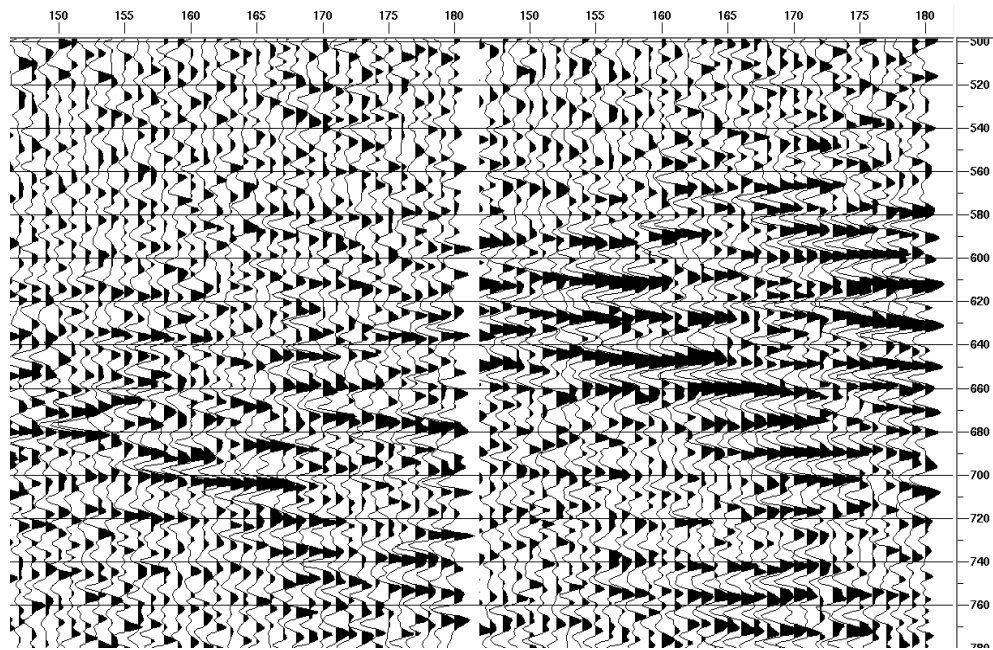
Outokummun aineiston staattisiin korjauksiin on käytetty Heather Schijnsin pintakerroksen nopeusmallia (kuva 4.8). Nopeusmalli perustuu linjojen 2000 ja 3000 rekisteröinteihin. Mutkittelevat luotauslinjat pilkottiin suoriin segmentteihin pinnan läheisen kerroksen mallintamiseksi ja aineisto linearisoitiin sovittamalla lähdepisteisiin suora, jonka kohtisuora etäisyys lähdepisteisiin on mahdollisimman pieni. Linjojen katkonaisuudesta johtuen mallintaminen edellytti interpolaatiota mittauspisteiden välissä. Vastaanottimet siirrettiin suoralle käyttäen niiden oikeaa etäisyyttä lähdepisteestä. Suurimmillaan erot todellisiin lähde- ja vastaanotinpisteisiin ovat noin 40 metriä (Schjins ja muut, 2007).



Kuva 4.8. Heather Schijnsin pintakerroksen nopeusmalli Outokummun 2000-linjalle. Pintakerros on jaettu kolmeen paksuudeltaan vaihtelevaan kerrokseen, joissa P-aallon nopeus (väripalkki) vaihtelee horisontaalisuunnassa. Kuvien yläreunassa on horisontaalinen etäisyys syväreistä. Korkeuksien vertailutasona on käytetty meren pintaa

Schijnsin pintakerroksen nopeusmallissa on kolme paksuudeltaan vaihtelevaa kerrosta. Jokaisessa kerroksessa nopeus vaihtelee lateraalisesti. Outokummun luotausaineiston staattiset korjaukset tehtiin olettamalla seismisten aaltojen sädepolut vertikaalisiksi. Ennen nopeusanalyysiä ja NMO-korjauksia tehtiin staattiset korjaukset kelluvalla datumilla. Kelluvana datumina on käytetty mallin ensimmäisen kerroksen pohjaa, vaikka

se on topografialtaan monimutkainen. Aineisto korjattiin lopulliseen datumiin (80 m) ennen pinoamista. Staattisten korjausten merkitys tulee hyvin esiin kuvassa 4.9, jossa on esitetty pieni alue 2000-linjan CMP-pinoamasta staattisilla korjauksilla ja ilman. Heijastajat tulevat esiin vasta topografian ja pintamaakerroksen aiheuttamien kulkuaikamuutosten korjaamisen jälkeen. Molempien pinoamien NMO-korjauksiin on käytetty samaa nopeusmallia.



Kuva 4.9. Vasemmalla on pinottu sektio ilman staattisia korjauksia, oikealla kaikki staattiset korjaukset on tehty. Oikeat staattiset korjaukset ovat edellytys heijastajien näkymiselle.

4.7 Nopeusanalyysi

Seismisiä luotauksia käsittelevässä kirjallisuudessa puhutaan mm. intervalli- ja näennäisnopeuksista, keskimääräisestä ja rms-nopeuksista, vaihe-, ryhmä-, NMO-, pinoamis- ja migraationopeuksista. Todellisia seismisiä nopeuksia voidaan mitata in-situ syväkairattuihin reikiin asetettavien sonic log -laitteiden avulla. Kerroksellisessa väliaineessa pinoamis- ja NMO-nopeus ovat yhteydessä toisiinsa. NMO-nopeus puolestaan linkittyy yhteen rms-nopeuden kanssa, josta taas saadaan keskimääräiset ja intervallinopeudet. Intervallinopeudella tarkoitetaan kahden heijastajan välistä keskimääräistä nopeutta.

Nopeusanalyysin tekeminen on kiteisen kallioperän alueella usein hankalaa suurien nopeuksien ja pienen nopeusvaihtelun takia.

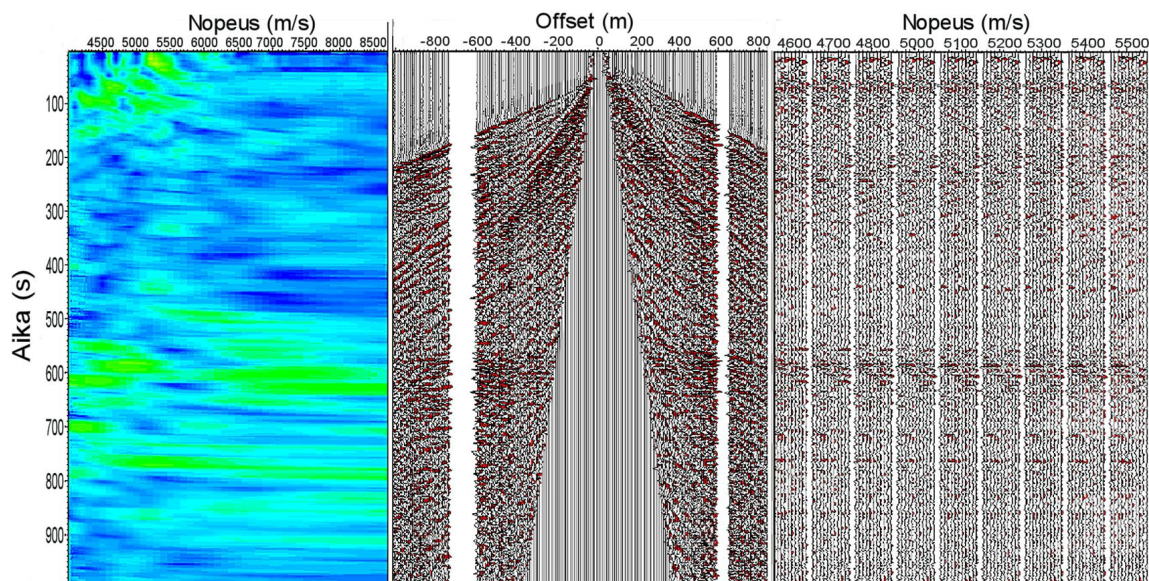
Horisontaalisen tasoheijastajan tapauksessa normaalisiirtymälle (NMO) voidaan kirjoittaa

$$\Delta t_{NMO} \approx \frac{x^2}{2V^2 t_0} \approx \frac{x^2}{4Vh}, \quad (4.1)$$

missä x on offset eli vastaanottimen etäisyys lähdepisteestä, V on seismisen aallon nopeus, t_0 on aallon kulkuaika ja h on heijastajan syvyys. Edellinen yhtälö ei ole voimassa, mikäli heijastajan kaadekulma poikkeaa paljon horisontaalisuunnasta.

Nopeusanalyysi tehdään CMP-kokoamiin, joissa horisontaaliset heijastajat nähdään hyperbelin muotoisina käyrinä. Useimmissa nopeusanalyysitekniikoissa oletetaan pinoamisnopeus ja lasketaan NMO-korjaus jokaiselle rekisteröinnille offsetin mukaan. Laskemalla pinottujen rekisteröintien koherenssi ja toistamalla edellisiä vaiheita useita kertoja eri nopeuksilla saadaan koherenssi niin pinoamisnopeuden kuin saapumisajankin funktiona. Nopeusanalyysi edellyttää paljon laskemista ja nopeuksien määrittäminen on hidasta ja työlästä, joten analyysiin ei yleensä käytetä kaikkia CMP-pisteitä. Käytettäviä pisteitä valittaessa on syytä ottaa huomioon riittävä näyteväli, jotta geologisten rakenteiden jatkuvuus saadaan esille. Lisäksi joskus kannattaa jättää erityisen heikkolaatuinen osuus aineistosta nopeusanalyysin ulkopuolelle.

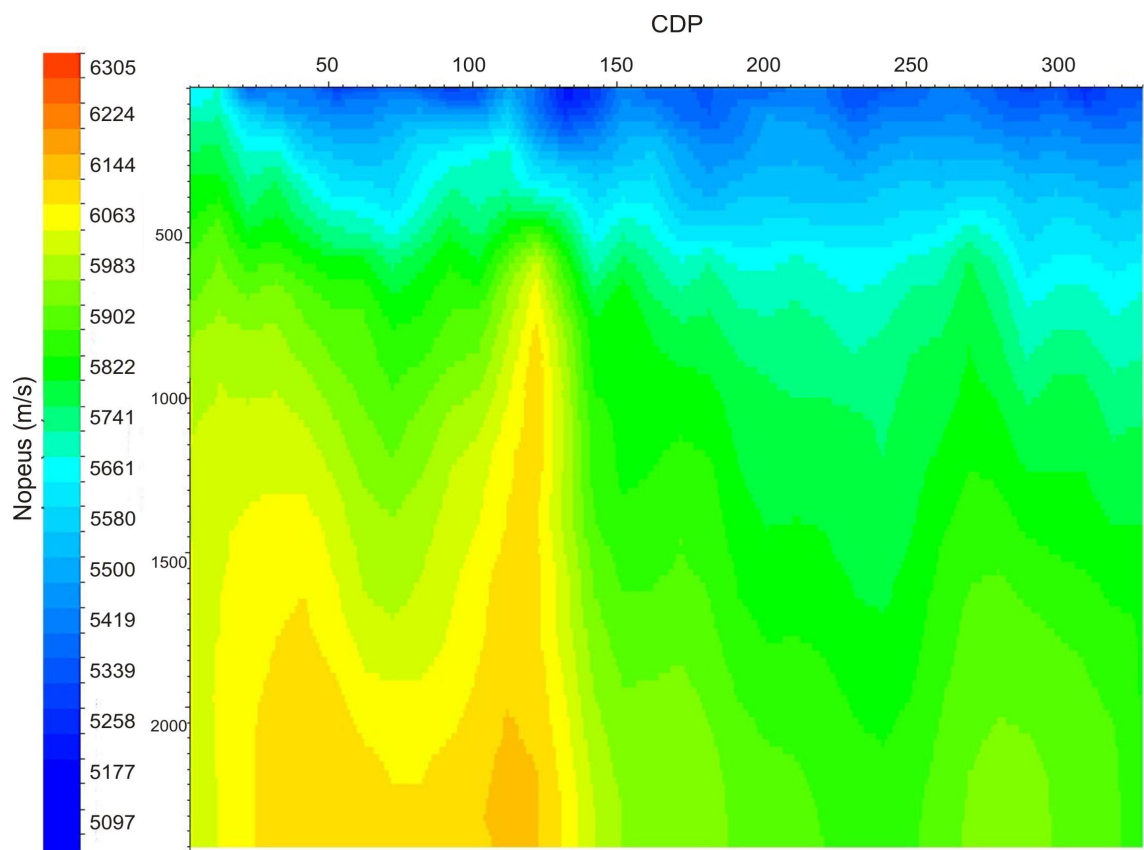
Nopeusanalyysi esitetään usein tasa-arvokäyrien avulla (kuva 4.10). Primaariheijastusten lisäksi myös muut tapaukset aiheuttavat piikkiarvoja koherenssiin, joten analyysin tekeminen on tulkinnan varaista. Mikäli nopeus kasvaa tutkimusalueella tasaisesti syvyyden funktiona, voidaan valita korkein järkevä piikkiarvo pinoamisnopeudeksi. Alhaisempiin nopeuksiin liittyvät piikkiarvot voidaan tulkita eri tekijöiden aiheuttamiksi kerrannaisiksi. Monilla alueilla nopeus ei kasva tasaisesti ja geologiset rakenteet ovat monimutkaisia. Tällöin nopeusanalyysin tekeminen on hankalaa, koska koherenssi ei saa selkeitä piikkiarvoja.



Kuva 4.10. Esimerkkikuva Gedcon Vista 7.0 prosessointiohjelman interaktiivisesta nopeus-analyysistä Outokummun luotausaineistolle. Kiteisen kallioperän alueella nopeuden tarkka määrittäminen luotausaineistosta on usein hyvin hankalaa. Tasa-arvokäyrinä esitetyssä nopeuskentässä (vasemmalla) suuria koherenssiarvoja saadaan monilla eri nopeuksilla, samoin nopeuspaneeleissa (oikealla) heijastajat pinoutuvat suoriksi suurella nopeuden vaihteluvälillä. Myös tarvittavaa NMO-korjausta vastaavan hyperbelin sovittaminen keskimmäiseen offset-kuvaan on hankalaa.

Tasovarvokäyrien lisäksi sopivien pinoamisnopeuksien löytämiseen käytetään nopeus-paneeleita (kuva 4.10). Osa aineistosta piirretään useita kertoja eri pinoamisnopeuksilla ja paneelien perusteella valitaan kullekin syvyydelle nopeus, jolla pinottu sektio näyttää parhaalta. Pinoamiseen käytettyä nopeusmallia tulkittaessa on otettava huomioon, että joskus paras mahdollinen pinoamistulos saadaan aikaan todellisuudesta poikkeavalla seismisen nopeuden arvolla. Sheriff ja Geldart (1995) antavat kirjassaan *Exploration Seismology* muutamia käytännön ohjeita nopeuksien määrittämiseen. Heidän mukaansa pinoamisnopeus kasvaa tavallisesti syvyyden funktiona eikä intervallinopeus ylitä arvoa 6700 m/s. Kahden erillisen kerroksen intervallinopeudet eroavat toisistaan yli 2 % ja merkittävien heijastajien kaksisuuntaisen kulkuajan ero on vähintään 100 ms. Kerrannaisiin liittyvien nopeuksien käyttöä tulisi välttää. Kerrannaisen saapumisaika vastaanotin-pisteelle on kaksi kertaa suurempi, kuin primaaritapauksen. Ennen kaikkea nopeuksia määritettäessä tulee huomioida paikallisen geologian niille asettamat rajat.

Nopeusanalyysissä saatua nopeusmallia (kuva 4.11) käytetään NMO-korjausten tekemiseen. NMO-korjauksen suuruus riippuu pulssin saapumisajasta, joten seismisen signaalin taajuuskaista madaltuu offsetin kasvaessa. Tämä NMO-venymäksi kutsuttu ilmiö vaikuttaa nopeuksien valintaan. Pitkien offset matkojen rekisteröinnit vaimennetaan ylisuurien venymävaikutusten estämiseksi. Esimerkiksi 30 % vaimennus poistaa CMP-kokoamasta ne osat, joiden normaalisiirtymän suhde vertikaaliseen kulkuaikaan on yli 30 %. Nopeuden vaihdellessa syvyyden mukaan tapaukset eivät välttämättä linjaudu täysin hyperbeleiksi, mutta eron voidaan useimmiten olettaa olevan pieni. Mittauslinjan pituus, CMP-pisteiden kertaisuus, rekisteröity taajuuskaista, signaalin suhde häiriöihin, tiettyjen offset arvojen puuttuminen ja rekisteröintien epätasainen jakautuma vaikuttavat pinoamisnopeuksien tarkkuuteen. Mittausjärjestelyiden lisäksi myös eri prosessointivaiheissa tehdyt operaatiot, esimerkiksi rekisteröintien vaimentaminen ja painotus sekä aikaikkunoiden valinta vaikuttavat nopeusanalyysin onnistumiseen.



Kuva 4.11. Nopeusmalli Outokummun 2000-linjalle on laskettu yhdistämällä nopeusanalyysissä saadut rms-nopeudet. Nopeusanalyysiin on käytetty vain joka viidettä CMP-pistettä, näiden pisteiden välille malli on interpoloitu. Lisäksi mallia on tasoitettu ennen sen käyttämistä NMO-korjauksiin.

Seismisen heijastusluotausaineiston prosessoinnin yhteydessä tehdyn nopeusanalyysin tarkkuus on huonompi kuin 50 m/s. Lisäksi nopeuden arvot tulee interpoloida niille CMP-pisteille, joita ei ole valittu itse nopeusanalyysiin. Interpolointi saattaa aiheuttaa suuria virheitä, mikäli nopeusanalyysi on tehty liian harvoille pisteille tai nopeudet on määritetty epäsystemaattisesti. Pitämällä alueen geologia mielessä ja vertaamalla CMP-pisteiden nopeusanalyysiä seismiseen sektioon pystytään arvioimaan yksittäisten arvojen virhettä ja muodostamaan oikeanlainen tasoitusfunktio häiriötekijöiden eliminoimiseksi.

Nopeusanalyysin tuloksia tulkittaessa oletetaan, että seismiset heijastajat ovat horisontaalisuuntaisia ja prosessointilinja on kohtisuorassa heijastajan kulkuun nähden. Todellisuudessa kaltevilla heijastajilla on kaavan

$$V_s = \frac{V}{\sqrt{1 - \sin^2 \alpha \cos^2 \beta}} \quad (4.2)$$

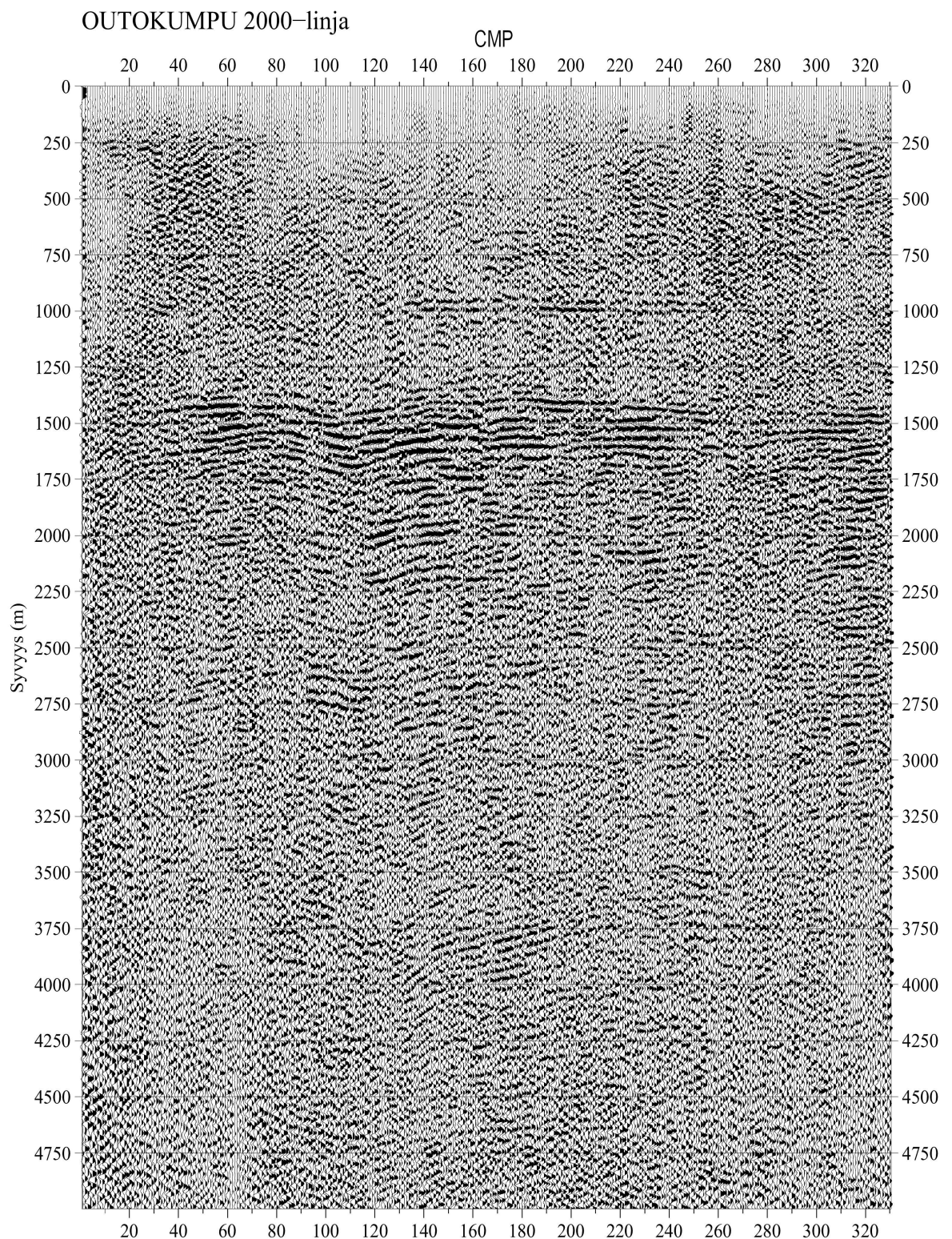
mukainen vaikutus pinoamisnopeuteen V_s [m/s]. Yhtälössä α on heijastajan kaltevuuskulma, β heijastajan ja luotauslinjan välinen kulma ja V seisminen nopeus [m/s] muodostumassa. Mikäli heijastajan kaade on luotauslinjan suuntainen, pinoamisnopeus kasvaa kaadekulman kasvaessa. Vaikka nopeusanalyysin tärkein päämäärä on hyvän pinoaman aikaansaaminen, antaa se usein myös vihjeitä aineiston tulkintaan. Mikäli alueen geologiset rakenteet eivät ole monimutkaisia, pinoamisnopeuksien avulla voidaan määrittää keskimääräiset intervallinopeudet yksinkertaisilla laskuilla

4.8 CMP pinoaminen ja migraatio

Pinoaminen on tärkein aineiston laatua parantavista prosessointivaiheista. Jokainen CMP-piste sisältää samasta pisteestä heijastuneiden seismisten aaltojen rekisteröinnit. Summaamalla nämä rekisteröinnit yhteen vahvistetaan todellisten heijastusten aiheuttamaa koherenttia signaalia ja heikennetään satunnaisia häiriöitä. Yhteen summatuista CMP-pisteistä koottu sektio on poikkileikkauskuva prosessointilinjan alaisesta maankamarasta.

Tavallisesti CMP-pinoamisessa oletetaan jokaisen rekisteröinnin olevan yhtä laadukas, jolloin rekisteröintejä ei painoteta ja summaamalla saatu amplitudi jaetaan rekisteröintien määrällä. Joskus paremmat pinomistulokset saadaan painottamalla rekisteröinnit offset-arvon mukaan. Esimerkiksi kerrannaisista voidaan päästä paremmin eroon antamalla pitkällä offset-etäisyyksillä tehdyille rekisteröinneille muita suurempi painokerroin. Myös muita, monimutkaisempia painotusmenetelmiä käytetään. Outokummun 2000-linjan CMP-pisteet pinottiin tavanomaisella menetelmällä ilman painotuksia. Tuloksena saatu seisminen sektio on esitetty seuraavalla sivulla kuvassa 4.12. Tässä kuvassa pinoama on esitetty harmaasävykuvana, mutta usein CMP-pinoaman taakse piirretään väreillä esimerkiksi amplitudin suuruuden vaihtelu sektiossa, jolloin heijastajat voidaan saada selkeämmin esiin.

Pinoamisen jälkeen tehtävällä migraatiolla siirretään heijastajat niiden oikeille syvyyksille. Ajan muuttamiseen syvyydeksi tarvitaan nopeuskenttä, jota ei kuitenkaan tunneta tarkasti. Nopeuden muutokset taivuttavat sädepolkuja ja vaikuttavat näin migraatioon. Migraation tuloksena saadaankin sektio, joka on vertikaalisesti venynyt versio aikaulottuvuuden pinoamasta. Syvyysmigraation avulla pyritään ottamaan huomioon myös horisontaalisuuntaiset nopeuden muutokset. Migraatio perustuu oletukseen, että aineistossa on vain heijastuksia ja diffraktiotapauksia. Häiriöiden ja epäsäännöllisiä sädepolkuja kulkevan energian migrointi ei tuota merkityksellisiä tuloksia. Migraation voi ulottaa kolmeen ulottuvuuteen tavalliselle 2D-aineistolle, mutta käytännössä tätä ei useinkaan tehdä. Ristikaateiden huomiotta jättäminen johtaa joskus migraation vaillinaisuuteen. Yksinkertaisin tapa tehdä migraatio on jäljittää seismisen aallon energia takaperin sädepolkua pitkin heijastuspisteeseen tai etsiä aaltorintamille yhteinen tangentti. Tietokoneet mahdollistavat monimutkaisemmat laskut, jotka yleensä perustuvat skalaari-muotoisten aaltoyhtälöiden ratkaisemiseen.



Kuva 4.12. Outokummun 2000-linjan CMP-pinoama. Pinoama on prosessoitu Gedcon Vista 7.0 -ohjelmalla. Pinoamasta erottuu selvästi rakenteeltaan monimutkainen heijastaja syvyydellä 1,5 km. Lisäksi 1 km syvyydellä nähdään linjan keskiosassa selväpiirteinen, suoraviivainen heijastaja.

5 Outokummun syväreikä

Venäläinen yhtiö NEDRA kairasi Outokumpuun Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) toimeksiantona vuosien 2004–2005 aikana reiän, jonka syvyys on 2516 m ja halkaisija 220 mm. Yhtiö on aiemmin huolehtinut maailman syvimmän reiän (12,3 km) kairauksesta Kuolan niemimaalla (esim. Smithson ja muut, 2000). Outokummun syväreikä on myös osa laajempaa ICDP:n (International Continental Scientific Drilling Program) tutkimushanketta. Outokummun syväreikä lävistää Paleoproterotsooisia metasedimenttejä ja ofioliittikiviä klassisen Cu-Co-Zn-sulfidimalmivyöhykkeen alueella. Syvyyden kasvaessa kairareikä poikkeaa kohtisuorasta likimain lounasta kohti kaartuvalla löysällä spiraalilla. Poikkeama pystysuunnasta on yleensä vain muutamia asteita, suurimmillaan 9,5 astetta. Suurin kairaussyvyys (2516 m) saavutettiin noin 250 m:ä aloituspisteestä lounaaseen. Vertikaalisuunnassa mitattuna reiän pohja on 2497 m:n syvyydessä. Kairauksen yhteydessä tehtiin reikämittauksia 12 eri menetelmällä 500, 1000, 1500, 2000 ja 2500 metrin syvyyksillä. Lisäksi kairausvaiheessa tehtiin hydraulisia mittauksia ja otettiin fluidinäytteitä (Kukkonen ja muut, 2007).

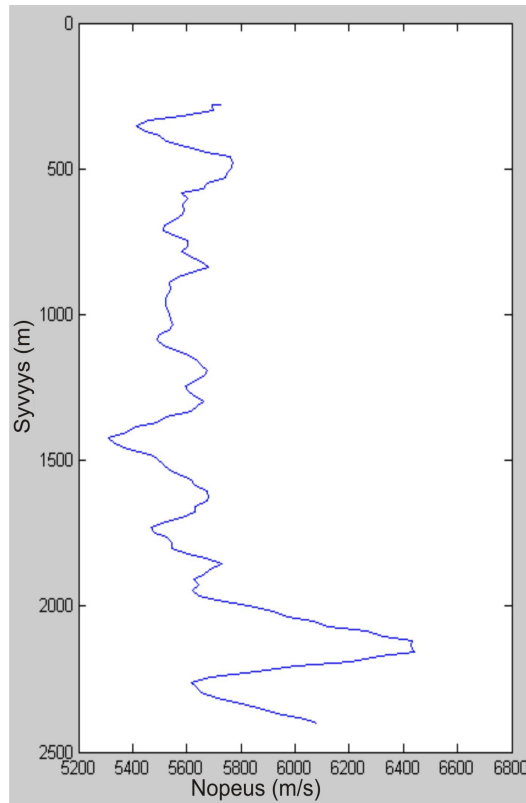
Reiästä otetuista kairasydännäytteistä valtaosa on kiilleliusketta ja graniittipegmatiittia. Serpentiiniitti, diopsidikarsi, kvartsiitti ja mustaliuske edustavat noin 10 % näytteistä. Ofioliittiperäiset muuntuneet ultraemäksiset kivet ja mustaliuske ovat tyypillisiä Outokummun Cu-Co-Zn-malmien isäntäkiviä. Kahden kilometrin syvyydessä havaittavan graniittipegmatiitin olemassaoloa ei osattu ennakoida. Graniittipegmatiittia on tavattu aiemmin kaivoksissa, mutta sen ei uskottu olevan yleistä lähellä malmiesiintymän pääjaksoa. Graniittipegmatiitti on tunkeutunut Outokummun alueen syviin siirroksiin ja murreksiin Svekokarelian orogenian myöhäisissä vaiheissa. Koska pintapaljastumia ei ole, kivilajin esiintymislaajuutta on hankala arvioida. Heijastusseismisissä sektioissa graniittipegmatiitti on käytännössä läpinäkyvä ja sisäisesti heijastamaton. Kiilleliusketta vasten graniittipegmatiitin tulisi aiheuttaa havaittava, joskin heikko heijastus (Kukkonen ja muut, 2007).

Outokummun syväkairanäytteistä on tekeillä useita laboratoriotutkimuksia. Helsingin yliopiston geofysiikan osastolla ja GTK:lla tutkitaan kairasydänten petrofysikaalisia omi-

naisuuksia, kuten susceptibiliteettiä, tiheyttä, remanenssia ja seismisten aaltojen nopeutta (Airo ja muut, 2007). Kern ja Mengel (2007) tutkivat kiilleliuskeen seismistä anisotropiaa. Sekä P että S-aaltojen anisotropia on yhteydessä liuskeen suuntautuneisuuteen (foliation). Nopeuksien korkein arvo saavutetaan samassa suunnassa suuntautuneisuuden kanssa ja pienimmät nopeudet ovat suuntautuneisuutta vasten kohtisuorassa. Nopeuksien anisotropia aiheutuu suurimmaksi osin sulkeutumattomien mikrohalkeamien ja fyllosilikaattien kidehilojen suuntautumisesta (LPO-lattice preferred orientation) kuoren ylemmän osan paineessa. Suuntautuneisuus on likimain kohtisuorassa kairareikää vasten, joten anisotropia kasvattaa kiilleliuskeiden ja ofioliittien välistä heijastuskerrointa vertikaalisesti kulkeville P- ja S-aalloille (Kern ja Mengel, 2007).

5.1 VSP-luotaukset

Vertikaalinen seisminen profilointi (VSP) perustuu syväkairareikien käyttöön seismisessä heijastusluotauksessa. Lähdepisteet sijaitsevat maan pinnalla ja vastaanottimet syväkairareissä. Mikäli lähdepiste on kairareian välittömässä läheisyydessä, ovat rekisteröityjen seismisten aaltojen sädepolut vertikaalisia. Tällöin puhutaan zero-offset VSP:stä. Jos lähteen paikka muuttuu lateraalisesti, on kyseessä offset VSP. VSP-mittauksia käytetään apuna seismisen sektion heijastajien siirtämisessä niiden oikeille syvyyksille. VSP-tulosten avulla pystytään myös karsimaan seismisestä sektioista kerrannaisheijastukset ja arvioimaan kerrosten havaittavuutta pintaluotauksissa (Kearey ja muut, 2002).



Kuva 5.1. VSP-luotausten perusteella tehty nopeusmalli Outokummun syväreian kiville. P-aaltojen nopeudet on laskettu ensitulijoiden perusteella. Kuva: Damien Meillieux.

Outokummussa zero-offset VSP tehtiin toukokuussa 2006 syvyysvälillä 40-2500 m. Vastaanotinten etäisyys toisistaan oli 2 m. Tutkimuksen korkea erotuskyky mahdollistaa tarkan vertikaalisen nopeusmallin tekemisen. Lisäksi zero-offset VSP:n yhteydessä kerättiin korreloimattomia rekisteröintejä 100 metrin välein seismisten aaltojen taajuuksien dispersion tutkimiseen. Outokummussa tehtiin myös offset VSP-luotauksia vastaanotinten ollessa syvyyksillä 1000 m, 1750 m ja 2500 m. Vastaanotin kiinnitettiin halutulle syvyydellä ja lähdettä liikutettiin pois päin kairareiästä kolmella linjalla. Lähdepisteiden etäisyys toisistaan oli noin 20 m ja suurin etäisyys kairareiästä 2 km. VSP-tutkimusten tekemiseen liittyivät samat ongelmat, kuin heijastusluotauksiinkin. Esimerkiksi asutuksen läheisyys, maaston vaikeakulkuisuus ja pinnan alaiset putkistot aiheuttivat katkoja mittalinjaan. Lisäksi topografian ja pintamaakerroksen paksuuden vaihtelu aiheuttavat ongelmia myös VSP-aineiston tulkintaan (Schijns ja muut, 2006).

5.2 Syväreikämittaukset

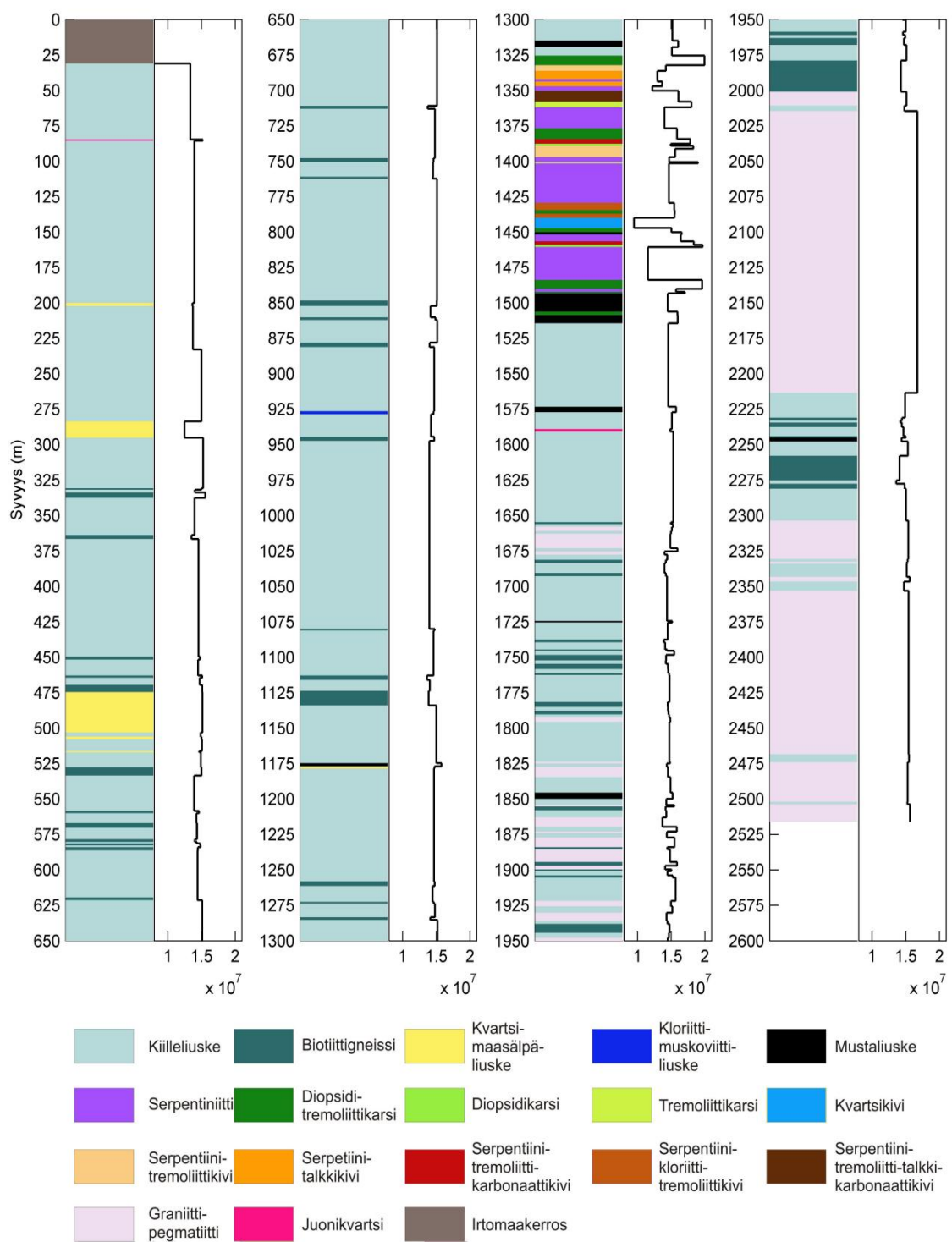
Syväkairatuissa rei'issä tehdään in situ-mittauksia sylinterin malliseen metalliputkiloon, sondiin, laitetuilla mittalaitteilla. Sondi lasketaan syväreiän pohjalle kaapelin varassa ja mittauksia tehdään samalla, kun sondia hilataan takaisin ylös. Sondissa voi olla samanaikaisesti useita erityyppisiä mittalaitteita. Kaikkein käytetyimpiä ovat ominaisvastukseen, omapotentiaaliin, radioaktiivisuuteen ja seismiseen nopeuteen perustuvat mittausmenetelmät. Kaliiperimittauksella voidaan tarkkailla kairareiän halkaisijan muutoksia. Yleensä poikkeavan suuri halkaisija on yhteydessä heikkoon seinämäkiveen, joka murentuu kairaamisen yhteydessä. Akustisilla logeilla mitataan seismisiä nopeuksia kairareiän seinämäkivissä. Mittauksissa käytettävässä sondissa on tavallisesti kaksi vastaanotinta noin 300 mm päässä toisistaan. Ultraäänipulsseja tuottava akustinen lähde on sijoitettu 900–1500 mm päähän vastaanottimista. Jokainen lähdepulssi aktivoi ajastimen ja vastaanotinten välisen kulkuaikaeron perusteella voidaan laskea seisminen nopeus seinämäkivessä (Kearley ja muut, 2002).

Akustisten logien tuloksia käytetään usein apuna seismisen heijastusluotausaineiston siirtämisessä aikaulottuvuudesta syvyysulottuvuuteen. Lisäksi logit varmistavat vertikaalisen seismisen profiloinnin (VSP), pinoamisen ja migraation nopeusarviot. Akustisten logien mittausarvojen heilahtelu pyritään liittämään pienimuotoisiin nopeuden muutoksiin syväreiän seinämissä. Tämä edellyttää reikämittausproseduurin aiheuttamien häiriöiden ja suodattumisen huomioimista. Logien mitaamat nopeudet ovat deterministisestä ja satunnaisesta osasta koostuvia aikasarjoja. Deterministinen trendi liittyy keskimääräisen nopeusrakenteeseen ja satunnainen tekijä pitää sisällään häiriöiden lisäksi myös reikämittaussysteemin vasteen kanssa konvoluoituneen in situ – nopeusvaihtelun (Hollinger ja muut, 1996).

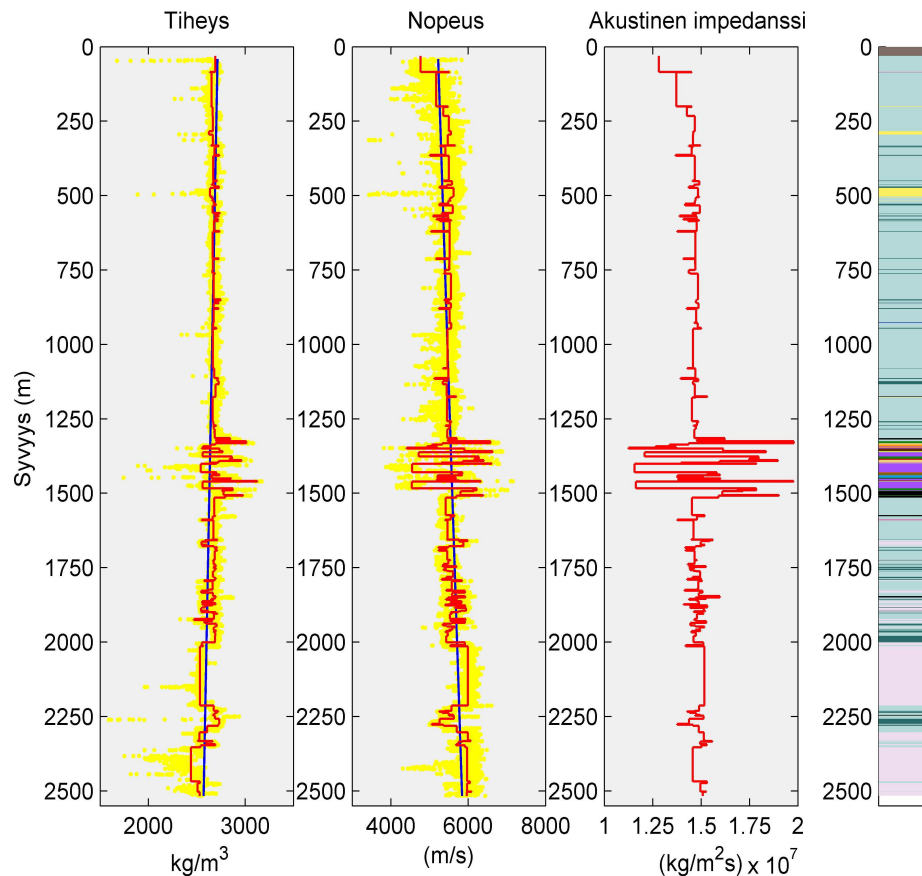
Kuvassa 5.2 on Outokummun syväkairareiän kivilajit ja niiden esiintymissyvyydet Västin (2005) syväkairausraportin perusteella. Jokaisen kivilajin viereen on piirretty syväreikämittauksista laskettu akustinen impedanssi. Noin 2000 m syvyyden jälkeen vallitseva kivilaji muuttuu kiilleliuskeesta graniittipegmatiittiin. Syväkairatussa reiässä esiintyy yhteensä 1594,9 m kiilleliusketta, 462,1 m graniittipegmatiittia ja 169,6 m biotiitti-

gneissiiä. Syvyyksillä 1320–1520 m mustaliuskekerrokset rajaavat Outokumpu-assosiaatiota, jonka rakenne on hyvin monimutkainen ja yhden kivilajin esiintymispaksuus pieni. Outokumpu-assosiaation yleisin kivilaji on serpentiniitti, jota on syväkairatussa reiässä yhteensä 81,3 m. Kvartsi-maasälpäliusketta esiintyy kairareissä yhteensä 46,1 m, mustaliusketta 38,9 m, diopsidi-tremoliittikarsia 29,8 m ja serpentiini-tremoliittikiveä 12,1 m. Muiden kivilajien kerrospaksuudet ovat pieniä (alle 10 m).

Outokumpu-assosiaation kivien syvyydellä akustinen impedanssi vaihtelee voimakkaasti ohuesta kerroksesta toiseen. Suurimmat erot akustisessa impedanssissa ovat serpentiniitin (alhainen impedanssi) ja eri karsien välillä. Kuvan 5.2 perusteella myös saman kivilajin akustisen impedanssin arvot eroavat toisistaan eri syvyyksillä. Esimerkiksi 232 m:n syvyydellä kiilleliuskeen akustisessa impedanssissa tapahtuu noin $4,0 \cdot 10^5 \text{ kg/m}^2\text{s}$ muutos, joka voi Västin (2005) syväkairauraportin perusteella olla seurausta rikkonaisuudesta. Rikkonaisuuden lisäksi kivilajin koostumus ja sen sisältämät ohuet juonet vaikuttavat akustisen impedanssin arvoon. Taulukossa 1 (s.53) on listattu syväreikämittausten perusteella lasketut keskimääräiset akustiset impedanssit Outokummun syväkairatussa reiässä esiintyville kivilajeille.



Kuva 5.2. Outokummun syväkairatun reiän kivilajit ja niiden akustiset impedanssit. Akustiset impedanssit on laskettu jokaiselle kivilajille in situ -reikämittausten tiheyksien ja P-aallon nopeuksien perusteella.



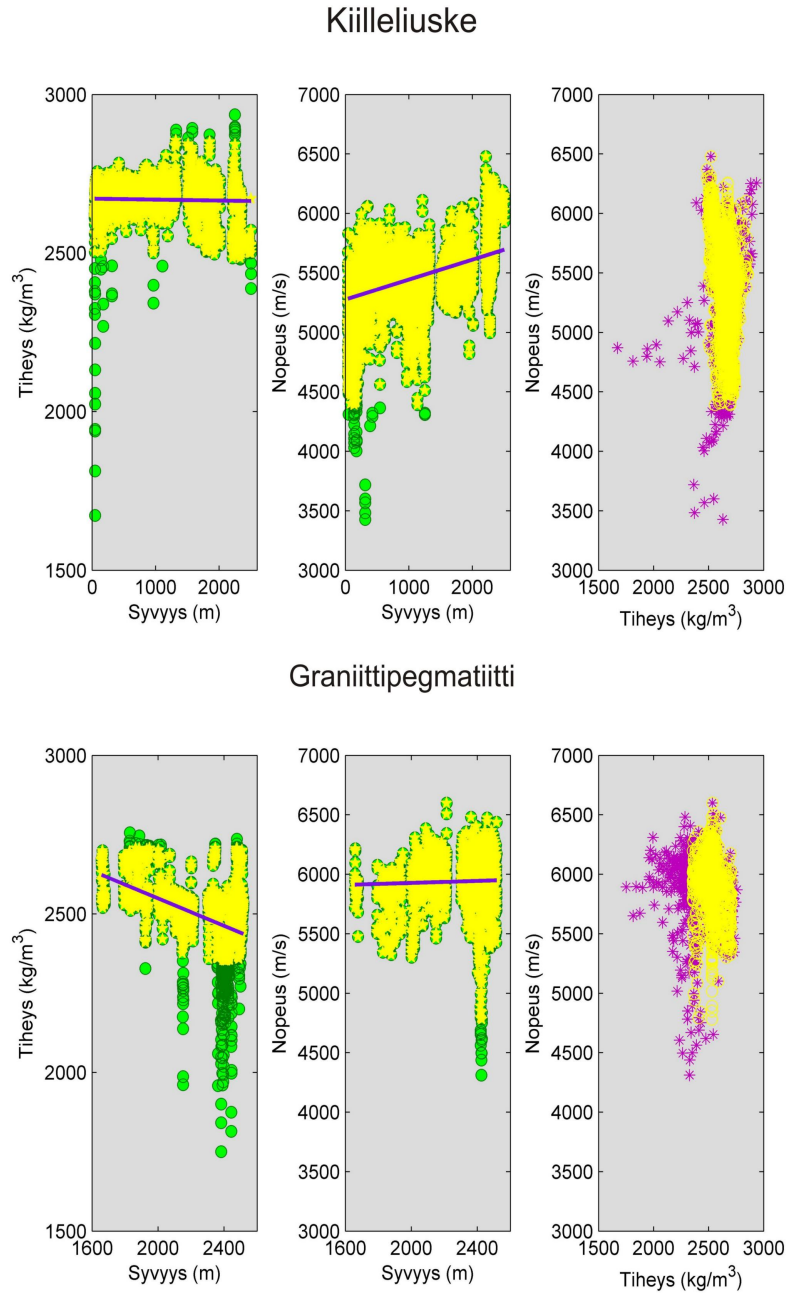
Kuva 5.3. Tiheyden, P-aallon nopeuden ja akustisen impedanssin vaihtelu syvyyden funktiona syväreikämittausten perusteella. Kuvassa mittausarvot on merkitty keltaisilla pisteillä, kivilajikerroksille laskettu mediaani punaisella ja alkuperäiseen aineistoon sovitettu suora sinisellä. Kivilajipalkin värikoodit ovat samat, kuin kuvassa 5.2. Tiheydessä on havaittavissa laskeva trendi, nopeudessa nouseva. Nopeus kasvaa noin 250 m/s kilometriä kohden.

Kuvassa 5.3 on Outokummun syväreistä mitatut tiheydet ja nopeudet syvyyden funktiona. Sekä nopeudet, että tiheydet on mitattu 20 cm välein. Mitattujen arvojen päälle on piirretty jokaisen kivilajikerroksen nopeutta ja tiheyttä vastaavat mediaanit. Akustiset impedanssit on laskettu mediaanien perusteella. Kivilajien esiintymissyvyys ja määrittely perustuvat Västin (2005) syväkairausraporttiin. Keskiarvon suuruus voi muuttua ratkaisevasti jo yhden virheellisen mittausarvon takia. Tämän takia keskiluvuksi on valittu mediaani, johon yksittäiset virheelliset arvot eivät vaikuta. Outokumpu-assosiaation kivilajit erottuvat muista kivilajeista selvästi sekä tiheyden, että P-aallon nopeuden osalta. Myös kiilleliuskeen vaihtuminen graniittipegmatiitiksi noin 2000 m:n syvyydessä on selvästi havaittavissa tiheyden alenemisena ja nopeuden kasvuna. Akustisessa impedanssissa ei kuitenkaan havaita suurta eroa kiilleliuskeen ja graniittipegmatiitin välillä, koska

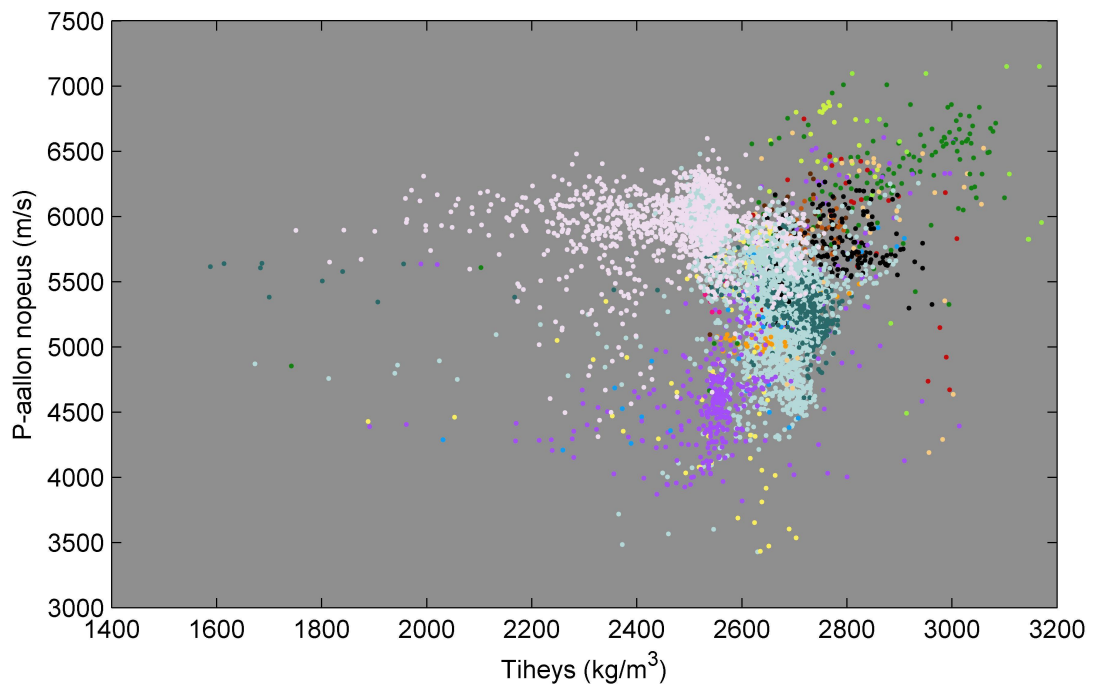
nopeuden ja tiheyden muutokset kompensoivat toisensa. Syvyyksien 1600–2000 m välissä syväreiässä vuorottelevat kiilleliuske, biotiittigneissi ja graniittipegmatiittikerrokset. Tämä näkyy sekä nopeuden, tiheyden että akustisen impedanssin heilahteluna. Myös kairareian yläosissa olevat biotiittigneissi- ja kvartsi-maasälpäliuskekerrokset erottuvat kiilleliuskeesta syväreikämittausten perusteella.

Mittausaineistoon sovitettiin suora pienimmän neliösumman menetelmää käyttäen. Tiheydessä on havaittavissa lievä laskeva trendi, joka aiheutuu suurelta osin graniittipegmatiitin alhaisesta tiheydestä. Keskimääräinen P-aallon nopeus kasvaa 1000 m matkalla noin 250 m/s. Hollingerin ja muiden (1996) akustisten syväreikämittausten oikea tulkinta edellyttäisi stokastista analyysiä, jossa poistetaan aineistosta deterministinen trendi ja reikämittausmenetelmän aiheuttamat muutokset mittaustuloksiin.

Kuvassa 5.4 on P-aallon nopeuden ja tiheyden vaihtelu syvyyden funktiona kiilleliuskeelle ja graniittipegmatiitille. Kiilleliuskeen keskimääräinen tiheys pysyy samana koko reiän syvyyden, mutta nopeudessa havaitaan nouseva trendi. Nopeus kasvaa noin 170 m/s tuhatta metriä kohden, mikä on vähemmän kuin koko syväreikäaineistolle määritelty trendi. Mitatun P-aallon nopeuden vaihteluväli on yli 1500 m/s, joten trendiä ei voi pitää merkittävänä. Alle 1600 m syvyydessä olevassa graniittipegmatiitissa ei vastaa-vaa nopeuden kasvua havaita. Sen sijaan graniittipegmatiitin keskimääräinen tiheys pienenee syvyyden funktiona noin 100 kg 1000 m:ä kohden. Sekä tiheyden että nopeuden vaihteluväli on suurimmillaan lähellä syväreian pohjaa. Tämä voi johtua mittausvirheistä, rikkonaisuudesta tai graniittipegmatiitin koostumuksen muutoksesta.



Kuva 5.4. Tiheyden ja P-aallon nopeuden vaihtelu syvyyden funktiona kiilleliuskeelle ja graniittipegmatiitille. Kuvassa vihreillä palloilla on merkitty alkuperäisiä mittausravvoja. Keltaisilla tähdillä on merkitty mittaustuloksia, joiden tiheys eroaa alle 3% mediaanista ja nopeus enimmillään 30%. Tiheys-nopeuskentässä punaiset tähdet ovat korjatulle ja violetit korjaamattomalle aineistolle. Kiilleliuskeen keskimääräinen tiheys pysyy lähes samana koko kairareian syvyydellä. Sen sijaan nopeus kasvaa noin 170 m/s tuhatta metriä kohden. Graniittipegmatiitin keskimääräinen tiheys pienene syvyyden funktiona, mutta nopeus pysyy likimain samana.



Kuva 5.5. Outokummun kivilajien sijoittuminen tiheys-nopeuskenttään syväreikämittausten perusteella. Kivilajien värikooditus on sama, kuin kuvassa 5.2. Graniittipegmatiitti (vaaleanpunainen), kiilleliuske (vaaleansininen), biotiittigneissi (harmahtava sininen) ja serpentiiniitti (violetti) erottuvat selvästi omina ryhminään. Myös mustaliuske ja vihreällä merkityt karsikivet muodostavat oman, joskin hajanaisen ryhmittymänsä kiilleliuskeen yläpuolelle.

Kuvassa 5.5 on Outokummun kivilajien sijoittuminen tiheys-nopeuskenttään syväreikämittausten perusteella. Kiilleliuske, graniittipegmatiitti ja biotiittigneissi ovat muutamia, oletettavasti virheellisiä, mittausarvoja lukuun ottamatta sijoittuneet selkeisiin ryhmiin. Ryhmät ovat osittain päällekkäisiä, joten niiden erottaminen toisistaan tiheyden ja P-aallon nopeuden perusteella on hankalaa. Serpentiiniitti ja serpentiinipitoiset kivet ovat kohtuullisen yhtenäinen ryhmä kiilleliuskeen alapuolella. Mustaliuske sijoittuu nopeus-tiheyskentässä kiilleliuskeen yläpuolelle. Muiden kivien osalta hajonta on paljon suurempaa eikä selviä keskittymiä löydy. Tosin vihreän sävyillä merkityt karsikivet erottuvat muista korkean nopeuden ja tiheyden perusteella, vaikkeivät muodosta selkeää keskittymää. Taulukkoon 1 on koottu Outokummun syväkairatun reiän kivilajien keskimääräiset tiheydet, P-aallon nopeudet ja akustisen impedanssin arvot.

Taulukko 1. Akustisten logien perusteella lasketut keskimääräiset tiheydet ja P-aallon nopeudet Outokummun syväreikäineistolle. Laskuista on jätetty pois tiheyden arvot, jotka eroavat kunkin kivilajin mediaanista yli 1 %. Nopeusarvoista mittausrvirheiksi on tulkittu yli 10 % mediaanista poikkeavat arvot. Viimeisessä sarakkeessa on jokaisen kivilajin esiintymien yhteenlaskettu paksuus ja kivilajia vastaavien mittausrvojen määrä.

Kivilaji	Tiheys (kg/m ³)	Nopeus (m/s)	Akustinen impedanssi (kg/m ² s)	Paksuus (m) (Havainnot)
Kiilleliuske	2670	5477	1,462·10 ⁷	1594,9 (7929)
Biotiittigneissi	2700	5366	1,448·10 ⁷	169,6 (845)
Kvartsi-maasälpäliuske	2631	5603	1,474·10 ⁷	46,1 (232)
Kloriitti-muskoviittiliuske	2668	5497	1,467·10 ⁷	2,2 (11)
Mustaliuske	2766	5749	1,590·10 ⁷	38,9 (195)
Serpentiniitti	2570	4622	1,188·10 ⁷	81,3 (409)
Diopsidikarsi	2929	6545	1,917·10 ⁷	3,0 (15)
Tremoliittikarsi	2758	6607	1,822·10 ⁷	4,9 (24)
Diopsidi-tremoliittikarsi	2854	6274	1,791·10 ⁷	29,8 (147)
Serpentiini-tremoliittikivi	2744	5818	1,597·10 ⁷	12,1 (60)
Serpentiini-talkkikivi	2651	5174	1,371·10 ⁷	9,2 (45)
Serpentiini-tremoliitti-talkki-karbonaattikivi	2734	5908	1,615·10 ⁷	7,7 (39)
Serpentiini-tremoliitti-karbonaattikivi	2814	6076	1,709·10 ⁷	5,7 (29)
Serpentiini-kloriitti-tremoliittikivi	2721	5822	1,584·10 ⁷	7,7 (39)
Kvartsikivi	2664	5314	1,416·10 ⁷	7,2 (36)
Graniittipegmatiitti	2531	5954	1,507·10 ⁷	462,1 (2309)
Juonikvartsi	2570	5500	1,414·10 ⁷	2,5 (12)

Laboratoriomittausten perusteella (Airo ja muut, 2006) kairasydännäytteiden tiheys vaihtelee välillä 2600–3200 kg/m³. Suurimmat tiheydet olivat eri karsissa, mustaliuskeessa ja muuntuneissa kivissä, kuten Outokummun syväreiän *in situ* -mittaustenkin perusteella (taulukko 1). Kiilleliuskeen tiheydet vaihtelevat Airon ja muiden (2006) mukaan välillä 2700–2760 kg/m³. Huhma (1975) on määritellyt Outokummun kiilleliuskeen keskimääräiseksi tiheydeksi 2750 kg/m³. Syväreikämittausten perusteella kiilleliuskeen keskimääräinen tiheys on 2670 kg/m³, joten laboratoriomittauksilla saadut tiheydet ovat vain hiukan syväreikämittausten tiheyksiä suurempia. Mustaliuskeen tiheys on syväreikämittausten perusteella 2766 kg/m³, mikä vastaa hyvin Huhman (1975) mittaamia tiheyksiä (2750–2850 kg/m³). Myös karsi- ja serpentiinikivien kohdalla syväreikämittausten perusteella määritellyt tiheydet sopivat hyvin kirjallisuudessa annettuihin arvoihin (esim., Huhma 1975, Gaal, 1971, Schön, 2004). Seismisten aaltojen nopeuksien vaihtelu kivilajin sisällä on paljon suurempaa, kuin tiheyden. Syväreikämittausten perusteella lasketut nopeudet sopivat hyvin kirjallisuudessa esitettyihin arvoihin P-aallon nopeuden vaihtelulle.

6 Tulokset ja pohdinta

6.1 Prosessoinnin arviointi

Heijastusluotausten kenttäparametrien valinta ja paikalliset olosuhteet vaikuttavat seismisen aineiston signaali-kohinasuhteeseen, mutta muuten seismisen sektiokuvan laatu riippuu yksinomaan prosessoinnin onnistumisesta. Outokummussa toukokuussa 2006 kerätyn luotausaineiston prosessointia voidaan pitää onnistuneena. Linjan 2000 prosessointiaskeleet on listattu taulukossa 2 ja Albertan yliopistossa prosessoimani seisminen CMP-pinoama on esitetty kuvassa 4.12. Lopullinen pinoama on prosessoitu täsmälleen siinä järjestyksessä, kuin askeleet taulukossa 2 esiintyvät. Esimerkiksi pinta-aaltojen vaimennusta yritettiin soveltaa aineistoon jo aikaisemmassa vaiheessa prosessointia, mutta se aiheutti ongelmia terävöittävään dekonvoluutioon. Tämän takia vaimentaminen tehtiin vasta dekonvoluution jälkeen. Alustava nopeusanalyysi tehtiin heti ensimmäisten staattisten korjausten jälkeen ja sitä paranneltiin dekonvoluution ja lopullisten staattisten korjausten jälkeen.

Linjan 2000 lähdekokoamista jouduttiin poistamaan runsaasti yksittäisten geofonien rekisteröintejä häiriöisyyden takia. Lisäksi joitakin lähdekokoamia jätettiin prosessoinnin ulkopuolelle huonon laadun takia. Huonojen rekisteröintien poistamisella oli selvästi parantava vaikutus lopulliseen seismiseen sektioon, vaikka poistojen takia menetettiinkin merkittävä määrä alkuperäistä aineistoa. Taajuussuodatukseen käytettiin loivareunaista Butterworth-suodatinta. Taajuuskaistan alarajaa nostettiin ennen pinoamista 40 Hz:iin, koska lopullisessa pinoamassa näkyvät heijastajat peittyivät matalataajuisten häiriön alle. Taajuuskaistan alarajan nostaminen jo kenttätöyövaiheessa saattaisi vähentää pinta-aaltojen aiheuttamia ongelmia (Stevenson ja muut, 2003). Myös yli 200 Hz taajuudet leikattiin aineistosta pois, koska niiden ei todettu parantavan aineiston erotuskykyä vaan pikemminkin lisäävän korkeataajuisia häiriötä. Terävöittävä dekonvoluutio tasoitti aineiston amplitudispektriä ja selkeytti heijastajien kulkua. Toisaalta dekonvoluutio aiheutti joiden-

kin heijastajien heikkenemisen. Ennustusdekonvoluutio ei Outokummun 2000-linjalle onnistunut, vaikka sitä yritettiin useilla eri ennustusviiveillä ja aikaikkunoilla.

Taulukko 2. Linjan 2000 prosessointivaiheet.

SEG-Y tiedostot kolmen eri päivän mittauksista	
Aineistojen yhdistäminen	Linjan 2000 ulkopuolisten lähde- ja vastaanotinpisteiden poistaminen, vastaanotinpisteiden numeroinnin korjaaminen, kenttärekisteröintinumeroinnin (FFID) päällekkäisyyksien poistaminen
Editointi	Huonojen lähdekokoamien ja yksittäisten rekisteröintien poisto
Geometria	Prosessointilinjan määrääminen, binnaus (binit 5x80 m)
Butterworth-suodatus	30Hz-50Hz-230Hz-250Hz
Amplitudikorjaus	Kertominen funktiolla $t^{1.5}$ geometrisen leviämisen aiheuttaman amplitudin vaimenemisen korjaamiseksi
AGC	Amplitudierojen tasoittaminen aikaikkunalla 500 ms
Staattiset korjaukset	Aikasiirrot kelluvalle datumille
Terävöittävä dekonvoluutio	Operaattorin pituus 70 ms
AGC	Aikaikkunan pituus 2000 ms
Butterworth-suodatus	30Hz-50Hz-230Hz-250Hz
Vaimentaminen	Aineiston nollaaminen pinta-aallon sisältävältä osalta
NMO-korjaus	Nopeusanalyysin perusteella rakennetun nopeusmallin perusteella, venymäkorjaus 30 %
Staattiset korjaukset	Korjaukset kelluvalta kiinnitetylle datumille
Rekisteröintien painottaminen	Kolmen vierekkäisen rekisteröinnin summaaminen
Butterworth –suodatus	40Hz-50Hz-190Hz-210Hz
CMP-pinoaminen	Jokaisella rekisteröinnillä on yhtäläinen paino

Terävöittävän dekonvoluution jälkeen aineistosta poistettiin vaimentamalla pyyhkäisy-signaalin aiheuttama pinta-aalto ja ilma-aalto. Ongelman ratkaisuun yritettiin ensin muita keinoja, kuten FK-suodatusta, mutta ne huomattiin tehottomiksi. Vaimentaminen poisti aineistoa etenkin läheltä lähdepistettä ja pintaa, mikä näkyy seismisen sektorin yläosien läpinäkyvyytenä (kuva 4.12). NMO-korjaukset perustuivat nopeusanalyysiin, jossa sopivan pinoamisnopeuden löytämiseen käytettiin samanaikaisesti koherenssin tasa-arvokäyriä eri nopeuksilla, nopeuspaneelleja ja hyperbelin sovittamista CMP-kokoamassa näkyvään heijastajaan (kuva 4.10). Toisistaan suurestikin poikkeavia pinoamisnopeuksia pystyi sovittamaan nopeusanalyysiin, esimerkiksi nopeuspaneelleissa yli 1000 m/s ero pinoamisnopeudessa ei tuottanut suurtakaan eroa heijastajien aiheuttaman signaalin kohdistumiseen. Nopeuksien valitsemisen apuna käytettiin Emilia Koiviston (2004) Oku2-linjalle määrittelemiä nopeuksia ja syväkairareistä mitattuja nopeuksia.

Outokummun luotauslinjojen staattiset korjaukset perustuivat Heather Schijnsin pinta-kerroksen nopeusmalliin (kuva 4.8). Staattiset korjaukset paransivat aineiston laatua huomattavasti. Ennen staattisia korjauksia esimerkiksi noin 1,5 km syvyydellä olevaa voimakasta heijastajaa oli lähes mahdotonta havaita. Ennen nopeusanalyysiä aineisto korjattiin kelluvalle datumille ja vasta NMO-korjausten jälkeen kiinnitetylle datumille. Kelluvana datumina käytettiin nopeusmallin ensimmäisen kerroksen pohjaa, jolloin päästiin eroon irtomaakerroksen vaikutuksesta seismisten aaltojen kulkuaikaan. Ennen pinoamista CMP-kokoamien koherenssia parannettiin keskiarvoistamalla kolme vierekkäistä rekisteröintiä. CMP-pinoaminen tehtiin ilman rekisteröintien painotusta. CMP-pinoaman migrointia ei katsottu tarpeelliseksi, koska heijastajat ovat lähes horisontaalisuuntaisia.

Eri operaatioiden hyödyllisyyttä arvioitiin prosessoinnin aikana amplitudispektrin, pinoamisen ja autokorrelaation avulla. Amplitudispektristä pyrittiin muokkaamaan mahdollisimman tasainen ja taajuuskaistaltaan leveä. Nopeusmallin määrittämisen jälkeen prosessointiaskelten hyödyllisyyttä arvioitiin CMP-pinoaman laadun perusteella. Tällä perusteella luovuttiin ennustusdekonvoluutiosta ja nostettiin taajuussuodatuksen alarajaa. Linja prosessoitiin myöhemmin muutoin samoilla parametreilla, mutta kapeammilla

bineillä (2x80 m). Yksittäisten binien kertaisuuden pieneneminen näkyi heijastusten katoamisena ja CMP-pinoaman laadun yleisenä heikkenemisenä.

Lopullisen sektion yläosan aineisto on heikkolaatuista noin 500 metrin syvyyteen asti ilma- ja pinta-aaltojen aiheuttaman voimakkaan häiriön takia. Aikaulottuvuudessa tämä vastaa noin 200 ms kaksisuuntaista kulkuaikaa. Nollaamalla aineisto häiriöaaltojen sisältämältä alueelta on samalla menetetty valtaosa tiedosta pinnan läheisistä osista. Wu ja muut (1995) havaitsivat Sudburyn alueella tehtyjen luotausten kaupallisilla ohjelmistoilla tehdyissä CMP-pinoamissa samankaltaisen ongelman. He prosessoivat aineiston uudelleen käyttäen erityistä ensipulssien vaimentamiseen perustuvaa menetelmää (Wu, 1992) ongelman ratkaisemiseen. Ensipulssien vaimentaminen poistaa ensitulijoihin liittyvät suuret amplitudit, mutta säilyttää matalalla olevat heijastajat. Vastaavaa tekniikkaa voitaisiin soveltaa myös Outokummun luotausaineistoon, mikäli seismisen sektion laatua halutaan parantaa pinnan läheiseltä osalta.

Sektiosta erottuu selkeä heijastaja 1000 m:n syvyydessä ja rakenteelta monimutkainen heijastaja noin 1500 m:n syvyydessä. Voimakkaiden heijastajien lisäksi seismisessä sektiossa havaitaan pienikokoisia (alle 300 m) heijastajia 2500 m:n alapuolella. Erityisesti CDP-pisteiden 80–140 välissä näkyy runsaasti heijastajia, jotka kaartuvat alaspäin CDP-pisteen 120 kohdilla. Samassa kohdassa on nopeusmallissa suuria arvoja (kuva 4.11). Nopeusmallissa näkyvä piikki on aiheutunut todennäköisesti syvemmällä havaittavista geologisista rakenteista, joissa seismiset nopeudet ovat suuria.

Outokummun 2000-linjan CMP-pinoamaa tulkittaessa on huomioitava mittauslinjan mutkaisuus, joka saattaa aiheuttaa vääristymiä aineistoon. Esimerkiksi CMP-pisteiden 260 ja 280 kohdalla mittauslinja tekee lähes 90-asteen mutkan. Samalla kohtaa havaitaan myös selkeitä muutoksia heijastavuudessa. Esimerkiksi 1,5 km:n syvyydellä oleva heijastaja näyttäisi lähes katkeavan näillä kohdin. Samalla kohdalla havaitaan pinnan lähellä suuria amplitudeja. Tulokset ovat luotettavimpia linjan keskiosassa, jossa prosessointi- ja mittauslinja ovat lähellä toisiaan, mittauslinja on lähes suora ja CMP-peitto on hyvä.

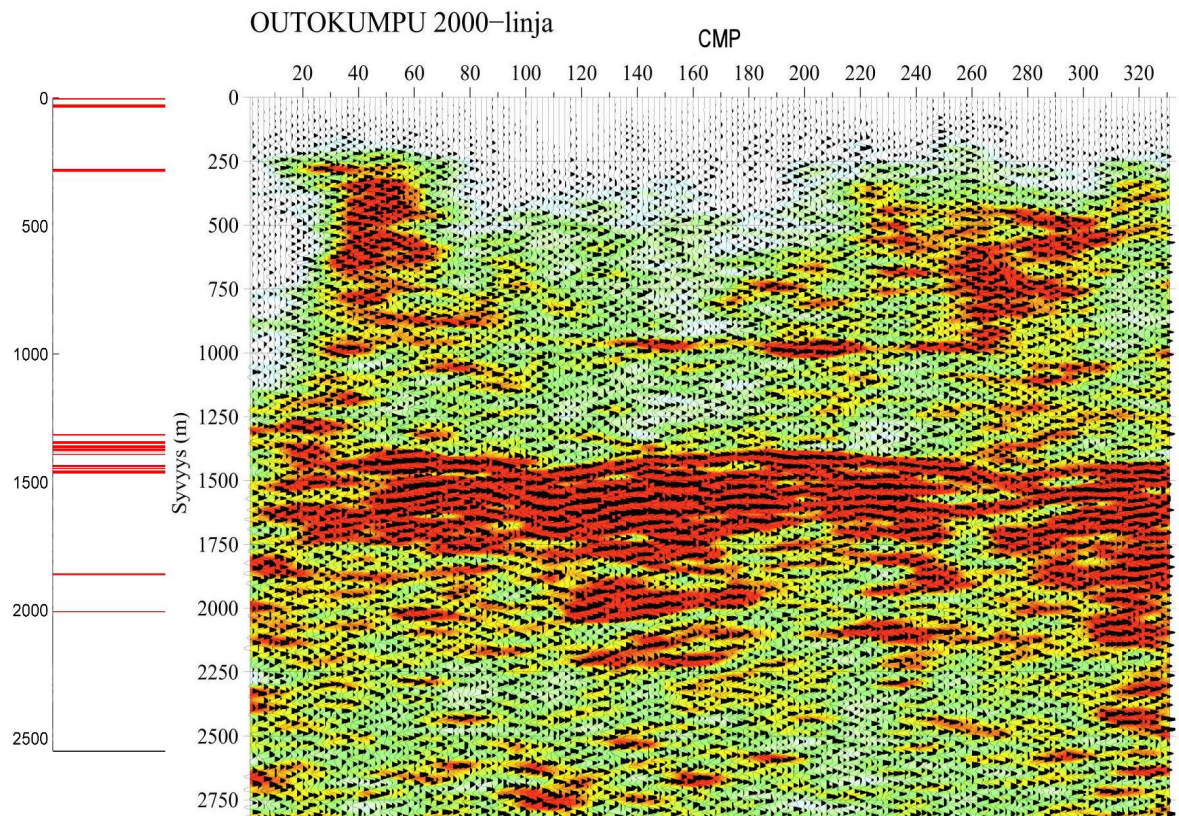
Outokummussa tehtiin toukokuussa 2006 luotauksia myös linjalla 3000, joka on likimain kohtisuorassa 2000-linjaa vasten. Tällä linjalla on sekä vastaanotin, että lähdepisteiden välissä suuria katkoja, eikä vastaanottimia ole levitetty koko linjan matkalle. Täten CMP-peitto on paikoitellen huono sekä vastaanotin- ja lähdepisteiden etäisyydet toisistaan suuria. Myös aineiston laatu on heikompaa, kuin 2000-linjalla. Heikkolaatuisuus johtuu suuremmista vaihteluista topografiassa ja pintamaakerroksen paksuudessa. Lisäksi vibraattoriauton tekniset ongelmat aiheuttivat ongelmia mittausvaiheessa. Edellä mainituista syistä johtuen 3000-linjan aineiston prosessoinnilla ei saatu esiin heijastajia. Ainoastaan linjan keskiosassa voidaan havaita heikko heijastus noin 1500 m:n syvyydessä.

6.2 CMP-pinoaman tulkinta syväreikäaineiston perusteella

Reikämittausten perusteella laskettu heijastavuus on suora linkki kivien in situ-ominaisuuksien ja havaitun seismisen heijastusaineiston välillä (White ja muut, 1994). Kuvassa 6.1 on syväkairareian syvyyttä vastaava osa CMP-pinoamaa sekä teoreettisesti havaittavat litologiset kontaktipinnat. Kivilajin vaihtuminen toiseen pitäisi havaita, mikäli heijastuskertoimen arvo on vähintään 0.06 (Salisbury ja muut, 2003). Kuvaan 6.1 on piirretty kontaktit, joiden heijastuskertoimen on vähintään 0.05. Heijastuskertoimen lisäksi myös geologisen muodostuman paksuus vaikuttaa havaittavuuteen. Kuvassa 6.1 tätä ei kuitenkaan ole huomioitu.

CMP-pinoamassa on voimakas ja rakenteeltaan monimutkainen heijastaja 1300–1800 m:n syvyydellä. Heijastaja voidaan tulkita syväkairatusta reiästä otettujen kivinäytteiden perusteella Outokumpu-assosiaation kiviksi. Syväkairatussa reiässä Outokumpu-assosiaation kiviä on syvyyksillä 1310–1520 m, joten muodostuman paksuus vaikuttaa kasvavan kohti itää. Luotauslinjan mutkaisuudesta johtuen seismisessä sektiossa näkyvät heijastajat eivät todellisuudessa välttämättä sijaitse täsmälleen linjan alla. Siten Outokumpu-assosiaation paksuuden ero syväreian ja seismisen sektorin välillä voi johtua osittain mutkittelevan linjan aiheuttamasta 3D-vaikutuksesta. Reikämittausten perusteella sekä nopeus että tiheys vaihtelevat voimakkaasti kerroksen sisällä, mikä näkyy akustisen

impedanssin nopeina muutoksina. Yksittäisten kivilajien esiintymäpaksuudet ovat yleensä kuitenkin liian ohuita (alle 10 m) havaittaviksi. Toukokuun 2006 luotauksissa suurin käytetty taajuus oli 250 Hz, joten teoriassa horisontaaliset, yli 25 metriä pitkät ja 6 metriä paksut geologiset muodostumat pitäisi pystyä erottamaan CMP-pinoamasta. Prosessoinnin aikana taajuuskaistaa on kuitenkin jouduttu rajoittamaan.



Kuva 6.1. Syväreikämittauksista lasketun heijastuskertoimen perusteella havaittavat kivilajikerrokset (vasemmalla) ja linjan 2000 CMP-pinoama. Kuvaan on piirretty joka toinen CMP ja taustalla on pehmennetty amplitudijakauma. Syväkairareian kohdalla pintamaakerros oli noin 33 metriä paksu. Syvyyksillä 33–1314 metriä ja 1515–2013 metriä on kiilleliuskekerroksia. Liuskekerrosten väliin jää Outokumpu assosiaation kiviä, jotka havaitaan selvästi myös CMP-pinoamassa. Syvyyden 2013 m alapuolella yleisin kivilaji on graniittipegmatiitti.

Taulukon 1 akustisten impedanssien perusteella serpentiniitti, diopsidikarsi, tremoliittikarsi, diopsidi-tremoliittikarsi ja serpentiini-tremoliittikarbonaattikivi aiheuttavat näkyvän heijastuksen kiilleliusketta vasten. Sen sijaan mustaliuskeen ja kiilleliuskeen tiheydet ja P-aallon nopeudet ovat liian lähellä toisiaan, jotta heijastuskertoimen arvo olisi kyllin suuri havaittavan heijastuksen muodostumiseen. Siten CMP-pinoaman keskiosan ensimmä-

mäisen Outokumpu-assosiaatioon liittyvän heijastuksen on aiheuttanut joku serpentiniitti- tai karsikivistä. Suurten litologisten yksiköiden sisäisten alayksiköiden lateraalista jatkuvuutta on Whiten ja muiden (1994) mukaan usein mahdotonta arvioida. Myös Outokumpu-assosiaation yksittäisten kivilajikerrosten tunnistaminen CMP-pinoamasta on mahdotonta kerroksen monimutkaisuuden, epäjatkuvuuksien, kerrospaksuuden muutosten ja pinoaman reunojen epätarkkuuden takia.

VSP-nopeuksien perusteella voidaan arvioida syväreistä mitattujen nopeuksien jatkuvuutta kauempana reiästä (White ja muut, 1994). Damien Meillieuxin VSP-nopeusmallissa (kuva 5.1) nopeudet ovat poikkeuksellisen pieniä Outokumpu-assosiaation syvyydellä (n. 5350 m/s). Syväreissä Outokumpu-assosiaation yleisin kivilaji on serpentiniitti, jossa P-aallon nopeus on syväreikämittausten perusteella noin 4621 m/s. Myös serpentiini-talkkikivessä seisminen nopeus on pieni (5174 m/s), muissa Outokumpu-assosiaation kivissä nopeudet vaihtelevat välillä 5818–6607 m/s. Keskimääräinen nopeus muodostumassa on noin 5400 m/s, mikä vastaa hyvin Meillieuxin VSP-mallin nopeutta. Serpentiniitin ja kiilleliuskeen välinen heijastuskerroin on suuri (0,103), joten näiden kivilajien kontaktin tulisi näkyä selvästi seismisessä sektiossa. Syväreikähavaintojen ja CMP-pinoaman perusteella serpentiniitin voidaan olettaa olevan yleisin kivilaji koko 1,5 km syvyydellä olevan heijastajan matkalta. CMP-pinoamiseen käytetty nopeus on huomattavasti suurempi, kuin Outokumpu-assosiaatiolle syväreikämittausten tai VSP:n perusteella saadut nopeudet. Nopeusanalyysissä seismisten nopeuksien on oletettu kasvavan syvyyden funktiona. Siten 1,5 km:n heijastajan pinoamisnopeudet (5500–5700 m/s) eivät vastaa serpentiniitin alhaisia nopeuksia. Outokumpu-assosiaation karsikivet, joissa seismiset nopeudet ovat suuria, ovat nostaneet pinoamisnopeutta huomattavasti.

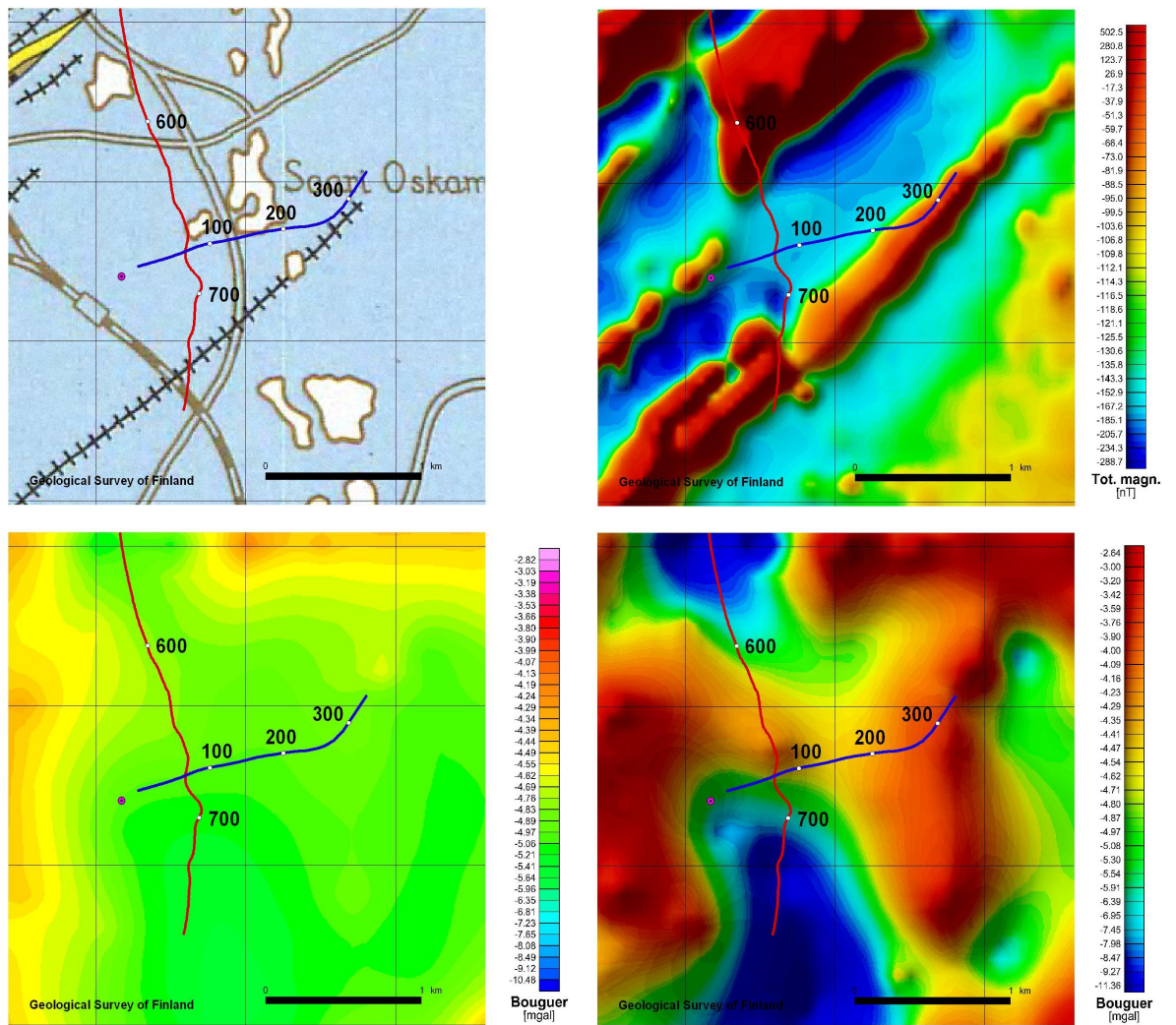
Kiilleliuskekerrosten välissä on noin 280 m:n syvyydessä 11,5 metrin paksuinen kvartsi-maasälpäliuskekerros, joka kivilajien syvyyskohtaisen akustisen impedanssin perusteella aiheuttaa seismisten aaltojen heijastumisen rajapinnalta. Myös CMP-kokoamassa nähdään lyhyt heijastaja yli 250 metrin syvyydessä. Noin 1 km syvyydessä seismisen sektorin keskiosassa on voimakas, lähes vaakasuora heijastaja. Vastaavilla syvyyksillä syväkairatusta reiässä on kiilleliuskeen seassa vain biotiittigneissikerroksia. Biotiittigneissi ja kiilleliuske ovat nopeus-tiheyskentässä päällekkäisinä ryhminä (kuva 5.5), joten niiden

välinen heijastuskerroin ei ole kyllin suuri aiheuttamaan havaittavaa heijastusta. Syväkairausraportin (Västi, 2005) mukaan noin 1 km:n syvyydessä havaitaan kiilleliuskekerroksen sisällä ohut kvartsijuoni, jossa on kupari-, rikki- ja magneettikiisurakeita. Kvartsin ja kiilleliuskeen akustiset impedanssit ovat liian lähellä toisiaan, jotta havaittavaa heijastusta voisi syntyä, vaikka juoni paksuuntuisikin kohti itää. Salisburyn ja muiden (2003) mukaan rikkikiisun akustinen impedanssi on $3,92 \cdot 10^7 \text{ kg/m}^2\text{s}$, kuparikiisuun $2,19 \cdot 10^7 \text{ kg/m}^2\text{s}$ ja magneettikiisun $2,17 \cdot 10^7 \text{ kg/m}^2\text{s}$, joten ne kaikki muodostavat voimakkaan heijastuksen kiilleliusketta vasten. P-aallon nopeus rikkikiisussa on suuri (7990 m/s), mutta kuparikiisussa (5120 m/s) ja magneettikiisussa (5440 m/s) seisminen nopeus eroaa vain vähän kiilleliuskeen nopeudesta. Outokummun seismisen heijastusluotausaineiston nopeusmallissa ei tapahdu nopeuden hyppäystä kilometrin syvyydellä. Siten CMP-pinoamassa noin 1 km:n syvyydellä havaittava heijastaja voi aiheutua kvartsijuonen sisältämistä magneetti- ja kuparikiisukappaleista. Toisaalta heijastuksen voi aiheuttaa myös rikkonaisuusvyöhyke.

CMP-pinoamassa on lyhyt heijastaja syvyydellä 1383 m CMP-pisteiden 0-40 välissä, joka vastaa hyvin kiilleliuskeen muuttumista diopsidi-tremoliittikarsiksi. Samaan tapaan voidaan päätellä, että 1500 m syvyydessä havaitaan serpentiniitin ja diopsidi-tremoliittikarsin vaihtuminen mustaliuskeeseen sekä 1650 m, 1870 m ja 2210 m syvyydessä kiilleliuskeen ja graniittipegmatiitin kontaktipinnat. Kivilajien syvyyskohtaisten akustisten impedanssien perusteella kiilleliuskeen ja graniittipegmatiitin väliset kontaktit tulisi havaita edellä mainituilla syvyyksillä, vaikka kivien keskimääräisten ominaisuuksien perusteella näin ei ole. VSP-nopeusmallissa P-aallon nopeus on yli 6400 m/s 2200 m:n syvyydessä, jossa kiilleliuske muuttuu graniittipegmatiitiksi. Samalla syvyydellä nopeudet ovat sekä heijastusluotausaineiston nopeusmallin että syväreikämittausten perusteella kuitenkin vain noin 6000 m/s. Korkeiden nopeuksien perusteella graniittipegmatittikerros on jatkuva koko luotauslinjan matkalla.

6.3 Vertailu aiempiin luotauksiin

Outokummun toukokuun 2006 luotausten ja vuonna 2003 tehtyjen Oku-luotausten tulokset sopivat hyvin yhteen. Oku1- ja 2000-linjat on esitetty kuvassa 6.2 erilaisilla karttapohjilla. Linjan 2000-kohdalla ei ole merkittäviä muutoksia kivien magnetoitumassa tai painovoimassa. Kuvissa 6.3 ja 6.4 on esitetty Oku1 ja 2000-linjan seismisten sektioiden risteyskohta. Linjojen välinen kulma on lähes 90 astetta. Kuvassa 6.5 2000-linja on esitetty yhdessä Oku3:-linjan kanssa. Nämä linjat ovat lähes samansuuntaisia keskenään ja myös Outokummun päämalmijakson (kuva 3.1) kanssa..

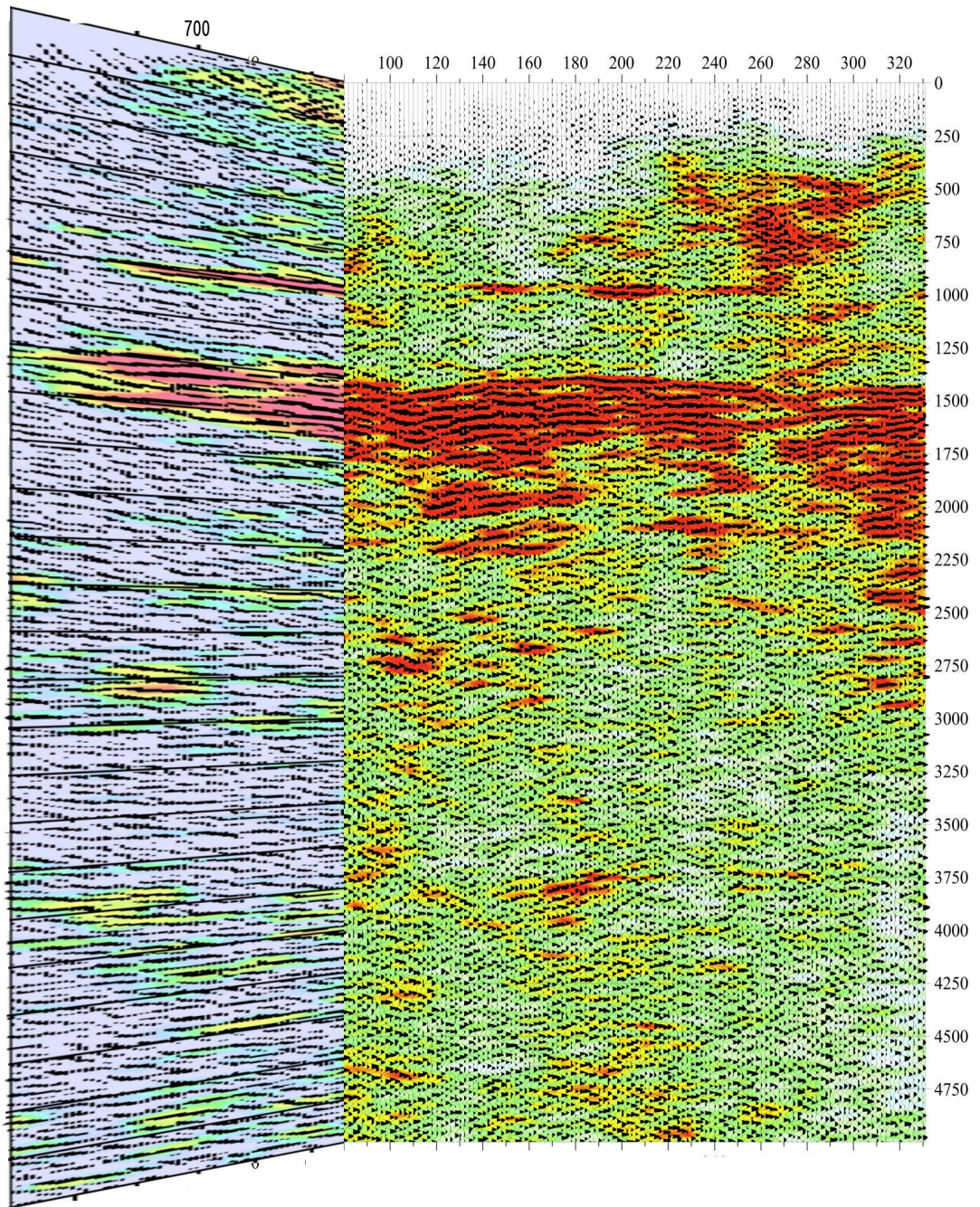


Kuva 6.2. Oku1-linjan loppuosa ja 2000-linja kallioperäkartalla (Huhma, 1971), aeromagneettisella ja bouguer-painovoima- sekä bougier-residuaalikartalla (pohjakartat ©Geologian tutkimuskeskus/ Timo Tervo).

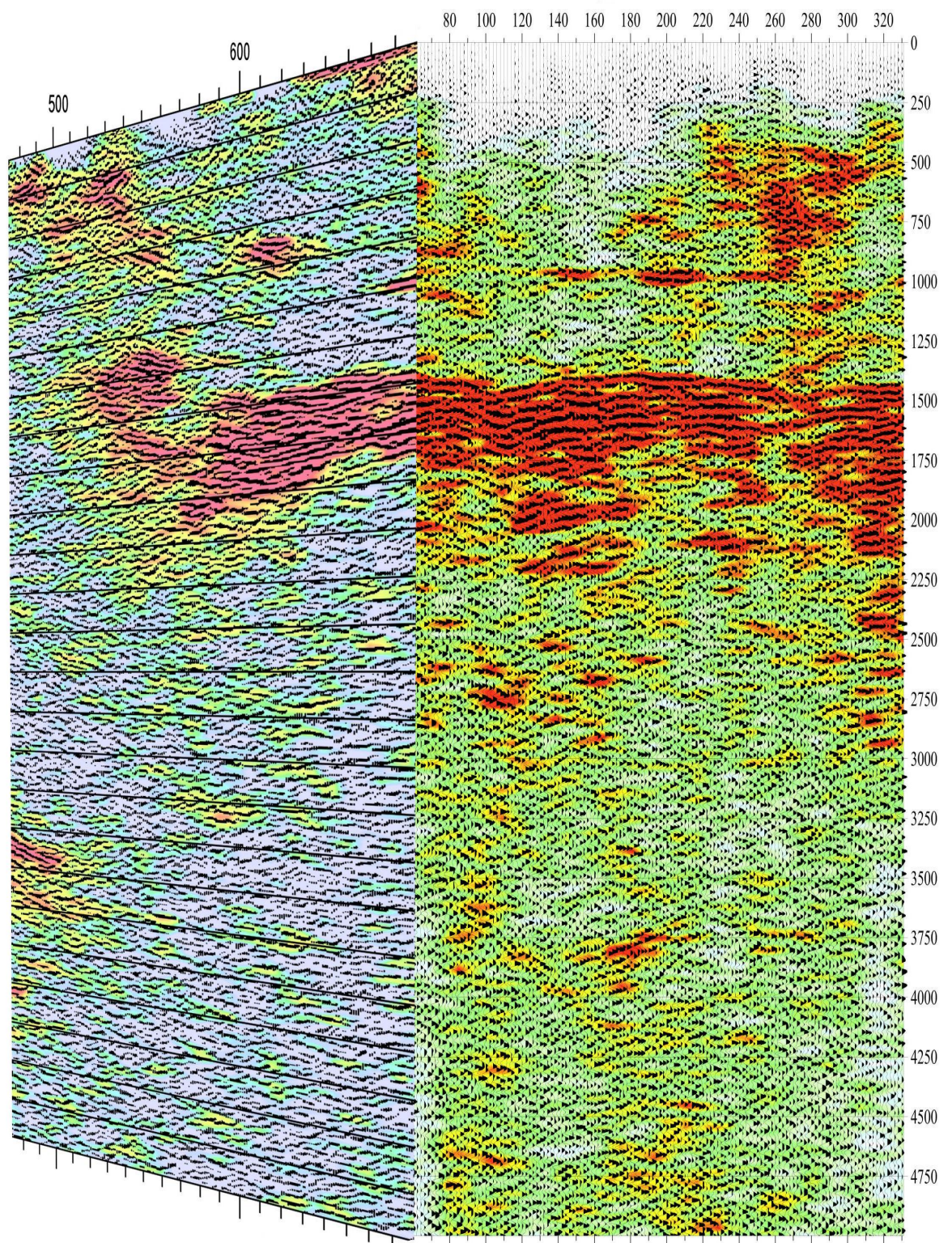
Sekä Oku1-linjan lopussa että 2000-linjalla havaitaan teräväpiirteinen, vaakasuora heijastaja noin 1000 m:n syvyydellä (kuvat 6.3 ja 6.4). Linjan 2000 tulosten perusteella heijastaja on rakenteeltaan katkonainen ja näkyy voimakkaimpana CMP-pisteiden 120–260 välillä. Myös linjan alussa CMP-pinoamassa on suoraviivaisia heijastajia likimain samalla syvyydellä. On mahdollista, että sama heijastaja jatkuu myös syväreiän länsipuolelle, vaikka syväreikä ei kerrosta lävistäkään. Oku1:ssä näkyvä voimakas heijastaja CMP-pisteiden 500–700 välissä voidaan toukokuun luotausten ja syväreikäaineiston perusteella varmistaa Outokumpu-assosiaation aiheuttamaksi. Kerroksen paksuus on luotauslinjoissa lähes täsmälleen sama. Syväkairatussa reiässä Outokumpu-assosiaation kiviä esiintyy huomattavasti kapeammalla alalla, mikä on seurausta molemmilla luotauslinjoilla havaittavasta kerrospaksuuden vaihtelusta. Toukokuussa 2000 tehtyjen luotausten resoluutio on paljon parempi, kuin Oku-luotausten. Linjan 2000 CMP-pinoamassa näkyykin pienikokoisia heijastavia rakenteita yli 2000 m syvyydessä, vaikka Oku1 on samalla syvyydellä lähes läpinäkyvä. Linjan 2000 paremmasta resoluutiosta huolimatta Oku1 linjalla pintaosien heijastajat näkyvät paljon paremmin. Linjalla 2000 pinta-aaltojen vaikutusten poistaminen vaimentamalla on samalla myös tuhonnut suuren osan pintaosien aineistosta. Oku-luotauksissa käytettiin kolmea täristinyksikköä, joiden aiheuttamat pinta-aallot saadaan suurelta osin vaimentumaan laskemalla yhteen saman lähdepisteen rekisteröinnit. Lisäksi Oku-linjojen pituudesta johtuen pinta-osista saadaan heijastuksia myös suurilla lähde-vastaanotin etäisyyksillä, joihin pinta-aallot eivät aiheuta häiriötä

Myös Oku3- ja 2000-linjan perusteella voidaan tehdä 3D-tulkintaa geologisten kerrosten jatkuvuudesta. Oku3-linja kulkee lähellä päämalmijaksoa ja linja 2000 noin 3 kilometrin päässä siitä. Linjat ovat keskenään lähes yhdensuuntaiset. Oku3-linjalla on monimutkaisia, voimakkaasti heijastavia kerroksia koko linjan matkalta 5 km syvyydelle asti. Oku1- ja 2000-linjan perusteella voimakkaat heijastajat 1000–2000 m:n syvyydessä liittyvät kiilleliuskeen ja Outokumpu-assosiaation kivilajien kontakteihin. Outokumpu-assosiaation kivet muodostavat Oku3-linjalla kaksi selkeää kerrosta, joista ylempi (syvyys 1,5 km) vastaa linjalla 2000 havaittavaa heijastajaa. Noin 2 km:n syvyydellä oleva heijastaja todennäköisesti ohenee kohti etelää, jolloin 2000-linjalla siitä on näkyvissä enää joitakin rippeitä. Syväreiän perusteella 2 km syvyydellä kiilleliuske vaihtuu graniitti-pegmatiitiksi, mutta Oku3-linjalla näkyvä heijastus on liian voimakas kiilleliuskeen ja

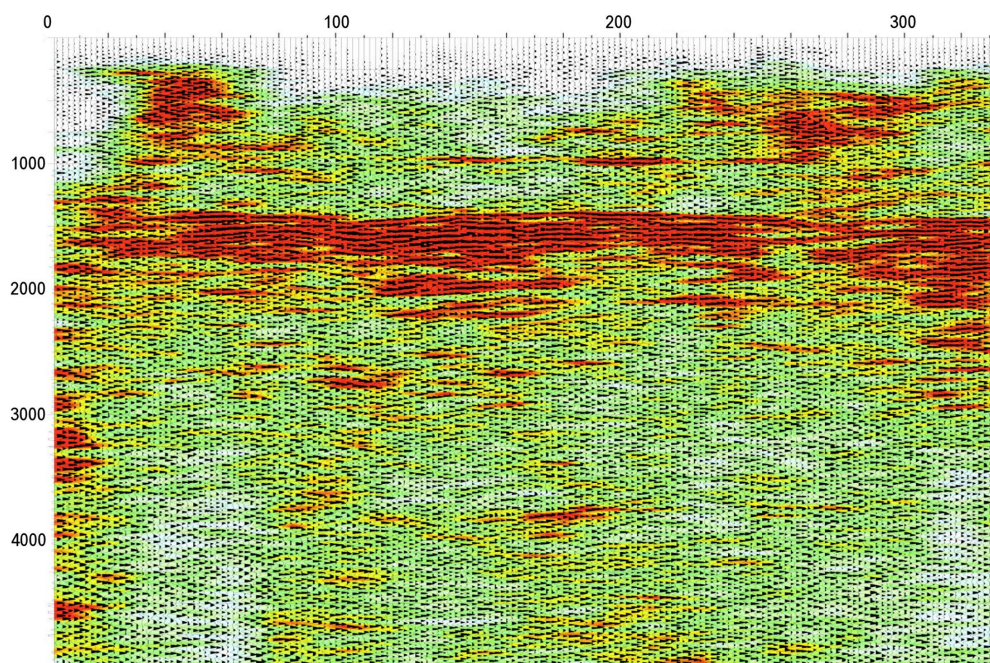
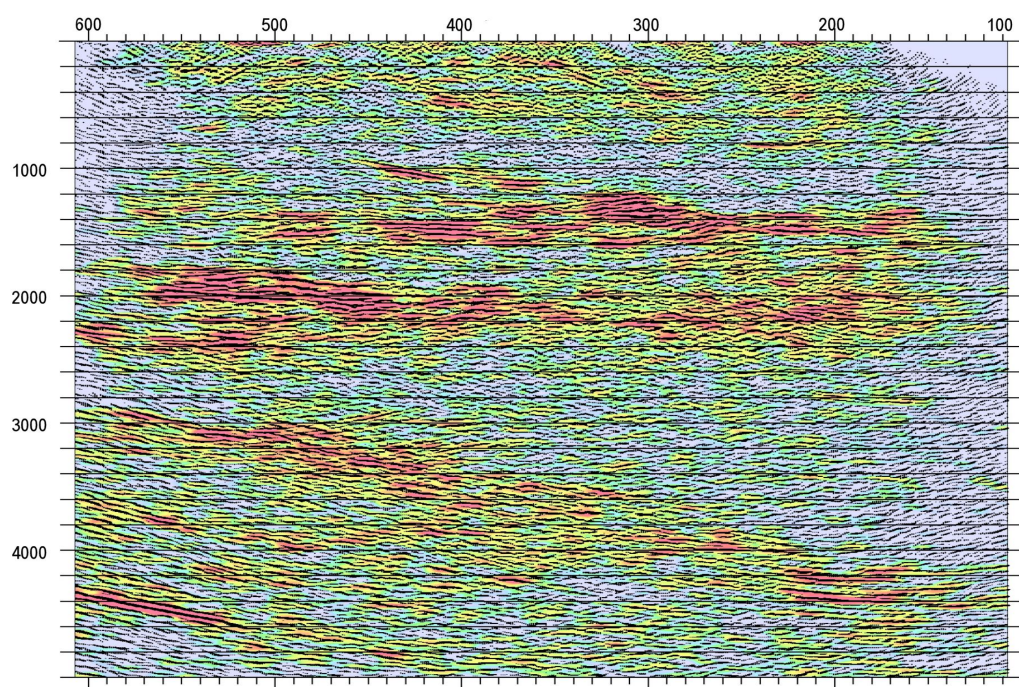
graniittipegmatiitin väliseen heijastuskertoimeen verrattuna. Outokummun syväkairattu reikä on hieman sivussa kaikista alueella luodatuista linjoista. Syväreiän sijaitseminen keskellä luotauslinjaa tekisi CMP-pinoaman tulkinnasta varmempaa. Tällöin litologiset yksiköt ja niiden jatkuvuus havaittaisiin molemmin puolin syväreikää eikä linjan reunojen huono CMP-peitto vaikeuttaisi tulkintaa.



Kuva 6.3. Outokummun Oku1-linjan ja 2000-linjan risteyskohta. Linjat ovat lähes kohtisuorassa toisiaan vasten (ks. kuva 6.2). Linjojen horisontaalinen mittakaava ei ole sama.



Kuva 6.4. Outokummun Oku1-linjan ja 2000-linjan leikkauskohta etelästä katsottuna. Linjat leikkaavat toisensa noin 90° kulmassa. Linjojen horisontaalinen mittakaava ei ole sama.



Kuva 6.5. Outokummun Oku3-linja ja 2000-linja. Linjan 2000 pituus on verrattavissa Oku3:n CMP-pisteiden 600–400 välimatkaan (katso kuva 3.1).

7 Johtopäätökset

Seismisillä heijastusluotauksilla voidaan kartoittaa maanalaisia rakenteita ja niiden jatkuvuutta myös kiteisellä kallioperällä, mikäli alueen kivien akustiset impedanssit eroavat toisistaan riittävästi. Outokummussa kiilleliuskeen ja Outokumpu-assosiaation kivilajien väliset heijastuskertoimet ovat riittävän suuria voimakkaan heijastuksen syntymiseen. Syväkairatun reiän kivilajien perusteella pystyttiin tunnistamaan kivilajien välisiä kontaktipintoja linjan 2000 CMP-pinoamasta. Linjan 2000 ja Oku-luotausten tulokset tukevat toisiaan. Yhdistämällä eri luotauslinjojen tiedot toisiinsa pystytään seuraamaan geologisten rakenteiden kulkua kolmiulotteisesti.

Kiteisellä kallioperällä tehtyjen luotausten prosessoinnin onnistuminen perustuu hyviin staattisiin korjauksiin. Linjalla 2000 Outokummussa 2006 tehtyjen luotausten aineistosta ei ollut mahdollista erottaa selkeitä heijastajia ennen pintamaakerroksen nopeusmalliin perustuvia staattisia korjauksia. Myös taajuussuodatus ja amplitudikorjaukset paransivat aineiston laatua huomattavasti. Sen sijaan terävöittävällä dekonvoluutiolla oli vain pieni vaikutus lopullisen CMP-pinoaman laatuun ja ennustusdekonvoluution todettiin ennemminkin heikentävän pinoaman laatua. Prosessoinnin tuloksena saadun seismisen sektion luotettavuus on parhaimmillaan sektion keskiosassa, jossa kertaisuus suuri. CMP-pinoamaan perustuvassa geologisessa tulkinnassa on huomioitava prosessointilinjan mutkaisuus. Linjan 2000 seismisen sektion laatua pystytään todennäköisesti parantamaan entisestään hienovaraisilla prosessointimenetelmillä, jotka ottavat erityisesti huomioon mutkittelevaan luotauslinjaan liittyvät ongelmat.

Outokummun syväkairatussa reiässä tehtyjen mittausten perusteella kivilajien tiheydet ja nopeudet muuttuvat syvyyden mukaan. Esimerkiksi kiilleliuskeen ja graniittipegmatiitin välisiä kontaktipintoja ei voida havaita keskimääräisen akustisen impedanssin perusteella, mutta kivilajikerroksittain laskettujen akustisten impedanssien erot ovat kyllin suuria havaittavan heijastuksen syntymiseen. Myös linjan 2000 CMP-pinoamassa havaitaan kiilleliuskeen muuttuminen graniittipegmatiitiksi noin 2 km syvyydessä. Syväreikämittausten perusteella monet Outokumpu-assosiaation kivilajit aiheuttavat voimakkaan heijastuksen kiilleliusketta vasten.

Outokummun syväkairatussa reiässä havaitut geologiset yksiköt ja linjan 2000 CMP-pinoamassa havaittavat heijastajat vastaavat toisiaan hyvin. Lisäksi Outokummussa keväällä 2006 tehtyjen luotausten ja Oku-luotausten tulokset ovat yhteensopivia keskenään. Linjalla 2000 ja Oku-linjoilla noin 1,5 km syvyydessä havaittava monimutkainen heijastaja pystytään syväreiän tulosten perusteella varmistamaan Outokumpu-assosiaation kiviksi. Heijastajan monimutkaisuus on seurausta kivilajien vaihtelusta kerroksen sisällä. Outokumpu-assosiaatioon liittyvästä heijastajasta on mahdotonta erottaa yksittäisiä kivilajikerroksia luotausten erotuskyvyn, kivilajikerrosten ohuuden ja epä-jatkuvuuksien takia. CMP-pinoamassa noin 1 km syvyydellä havaittava heijastus saattaa olla kupari- ja magneettikiisua sisältävän kvartsijuonen aiheuttama. Sama heijastaja havaitaan myös Oku1-linjalla. Oku1 ja 2000-linjat ovat molemmat seismisesti läpinäkyviä risteyskohtansa läheisyydessä yli 2000 m:n syvyydessä. Oku3-linjalla havaitaan voimakkaita heijastuksia läpi seismisen sektorin. Nämä heijastajat eivät kuitenkaan jatku 2000-linjalle asti.

Outokummussa tehtyjen tutkimusten perusteella seismiset heijastusluotaukset soveltuvat hyvin malmipotentialisen alueen rakennetutkimukseen. Sulfidimalmien isäntäkivet aiheuttavat selvästi havaittavan heijastuksen kiilleliusketta vasten ja luotauksilla pystytään kartoittamaan geologisten rakenteiden jatkuvuutta. Luotaustuloksia voidaan käyttää apuna esimerkiksi kairauskohteiden etsimisessä. Alueen kivilajien esiintymislaajuutta voidaan tutkia yhdistämällä luotaus- ja kairausaineistot keskenään ja tutkimustuloksia voidaan hyödyntää esimerkiksi kaivossuunnittelussa. Toukokuussa 2006 luotauksissa käytetyn vibroseismisen lähteen pyyhkäisysignaalin taajuuskaista oli 15–250 Hz. Taajuuskaistan alarajan nostaminen vähentäisi todennäköisesti pinta-aaltojen aiheuttamaa häiriötä. Korkeiden (>100 Hz) taajuuksien avulla geologisista rakenteista saadaan entistä yksityiskohtaisempaa tietoa, mutta niiden säilyttäminen prosessoinnissa edellyttää erityistä huolellisuutta. Tässä työssä esitellyn luotausaineiston prosessoinnin perusteella yli 200 Hz voimistavat lähteen aiheuttamaa häiriötä eivätkä enää oleellisesti paranna seismisen sektorin erotuskykyä. Kiteisellä kallioperällä erityisen tärkeää on pyrkiä mahdollisimman hyvään CMP-peittoon luotausaineiston hyvän laadun varmistamiseksi.

8 Lähteet

Calvert, A.J., Perron, G. and Li, Y., 2003. *A comparison of 2D Seismic Lines Shot over the Ansil and Bell Allard Mines in the Abitibi Greenstone Belt*. In Eaton, D.W., Milkereit B. and Salisbury, M.H. Hardrock, Ed., *Seismic Exploration*. Society of Exploration Geophysicists, p. 164-177.

Gaal, G. and Rauhamäki, E., 1971. *Petrological and Structural analysis of the Haukivesi area between Varkaus and Savonlinna, Finland*. Bull. Geol. Soc. Finland 43(1), p. 265-337.

Hollinger, K., Green, A.G. and Juhlin, C., 1996. *Stochastic analysis of sonic logs from the upper crystalline crust: methodology*. Tectonophysics 264, p.341-356.

Huhma, A., 1971. *Kallioperäkartta, lehti 4222, Outokumpu*. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Geologian tutkimuskeskus, Espoo.

Huhma, A., 1975. *Kallioperäkartan selitykset: Outokummun, Polvijärven ja Sivakkajärven kartta-alueiden kallioperä*. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo, 151 s.

Kearey, P., Brooks, M. and Hill, I., 2002. *An introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science, 262 p.

Kern, H. and Mengel, K., 2007. *Physical Properties of Rock Samples From the Outokumpu Deep Drill Hole: Calculated and Measured data*. In Kukkonen, I.T. (Editor), *Outokumpu Deep Drilling Project, Second International Workshop, May 21-22, 2007, Espoo, Finland, Programme and Extended Abstracts*. Geological Survey of Finland, Southern Finland Office, Marine Geology and Geophysics, Report Q10.2/2007/29, 86p.

Koivisto, Emilia, 2004. *Korkean erotuskyvyn seismisen heijastusluotausaineiston prosessointi: Outokummun Oku2-linja*. Pro Gradu -tutkielma, Geofysiikan suuntautumisvaihtoehto, Helsingin yliopiston fysikaalisten tieteiden laitos, 88s.

Kukkonen, I.T. and Lahtinen, R. (Eds.), 2006. *Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005*. Geological Survey of Finland , Special Paper 43, 247 p.

Kukkonen, I. and the Outokumpu Deep Drilling Working Group, 2007. *Outokumpu Deep Drilling Project –Introduction to Geology and the Geophysics of the Deep Hole and Research Within the Project* in Kukkonen, I.T. (Editor), Outokumpu Deep Drilling Project, Second International Workshop, May 21-22, 2007, Espoo, Finland, Programme and Extended Abstracts. Geological Survey of Finland, Southern Finland Office, Marine Geology and Geophysics, Report Q10.2/2007/29, 86p.

Landmarkin käsikirja, 1998a. *ProMAX 2D: A reference Guide for the ProMAX geophysical Processing Software, Volume 1*. Landmark Graphics Corporation, 1084 p.

Landmarkin käsikirja, 1998b. *ProMAX 2D: A reference Guide for the ProMAX geophysical Processing Software, Volume 2*. Landmark Graphics Corporation.

Lehtinen, M., Nurmi, P.A. and Rämö, O.T., 2005. *Precambrian geology of Finland, Key to the evolution of the Fennoscandian shield*. Elsevier B.V, p. 736.

Luosto, U., Korhonen, H., Kosminskaya, I.P., Zverev, S.M., Lund, C-E., Sharov., N.V., Lanne, E., Tuppurainen, A., Ilmola, V-M. and Foursov, A.N., 1985. *First results from the DSS study on the BALTIC profile in SE Finland*, Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-11, 21 p.

Luosto, U., Tiira, T., Korhonen, H., Azbel, I., Burmin, V., Buyanov, Kosminskaya, I., Ionkins, V. and Sharov, N., 1990. *Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic Profile in SE Finland*. Geophysical Journal International 101, p. 89-110.

Madsen, D. ,1993a. *Static correction -a review Part I*. The Leading Edge, vol 12 p. 43-49.

Madsen, D. ,1993b. *Static correction -a review Part II*. The Leading Edge, vol 12 p. 115-120.

Mardsen, D. ,1993c. *Static correction -a review Part III*. The Leading Edge, vol 12 p. 210-216.

Milkereit, B. and Eaton, D, 1998. *Imaging and interpreting the shallow crystalline crust*. Tectonophysics 286, p. 5-18.

Nedimovic, M.R. and West, G.F., 2003. *Crooked-line 2D seismic reflection imaging in crystalline terrains: Part 1, data processing*. Geophysics vol. 68, p. 274-285.

Peltonen, P., Kontinen, A., Huhma, H. and Kuronen, U., 2007. *Outokumpu revisited: New mineral deposit model for the mantle peridotite-associated Cu-Co-Zn-Ni-Ag-Au sulphide deposits*. Ore Geology Reviews, In Press

Salisbury, M.H., Milkereit, B., Ascough, G., Adair, R., Matthews, L., Schmitt, D.R., Mwenifumbo, J., Eaton, D.W. and Wu, J., 2000. *Physical Properties and seismic imaging of massive sulfides*. Geophysics vol. 65, p. 1882-1889.

Salisbury M.H., Harvey, C.W. and Matthews, L., 2003. *The Acoustic Properties of Ores and Host Rocks in Hardrock Terranes*, in Eaton, D.W., Milkereit B. and Salisbury, M.H. Hardrock, Ed., Seismic Exploration. Society of Exploration Geophysicists, p. 20-41.

Schijns, H., Meillieux, D., Schmitt, D.R., Bianco, E., Welz, M., Kukkonen, I.T., Heikkinen, P., Sun, F. and Milkereit, B., 2006. *Overview of a High Resolution VSP Survey in the International Continental Drilling Program Outokumpu Borehole, Finland: Preliminary Results* in Kukkonen, I.T. (Editor), Outokumpu Deep Drilling Project, Second International Workshop, May 21-22, 2007, Espoo, Finland, Programme and Extended Abstracts. Geological Survey of Finland, Southern Finland Office, Marine Geology and Geophysics, Report Q10.2/2007/29, 86 p.

Schmitt, D.R., Mwenifumbo, C.J., Pflug, K.A. and Meglis, I.L., 2003. *Geophysical Logging for Elastic Properties in Hard Rock: A Tutorial*, in Eaton, D.W., Milkereit B. and Salisbury, M.H. Hardrock, Ed., Seismic Exploration. Society of Exploration Geophysicists, p. 20-41.

Schön, J.H., 2004. *Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics*. Elsevier, 581 p.

Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*, 2nd Edition. Cambridge University Press, New York, 592 p.

Smithson, S.B., Wenzel, F., Ganchin, Y.V. and Morozov, I.B., 2000. *Seismic results at the Kola and KTB deep scientific boreholes; velocities, reflections, fluids and crustal composition*. Tectonophysics 329, p 1-4, 302-317.

Stevenson F., Higgs, R.M.A. and Durrheim, R.J., 2003. *Seismic Imaging of Precious and Base-Metal Deposits in Southern Africa in Eaton, D.W., Milkereit B. and Salisbury, M.H. Hardrock, Ed., Seismic Exploration. Society of Exploration Geophysicists, p. 141-156.*

Västi, K., 2005. Syväkairausraportti. Geologian tutkimuskeskus, 14p.

White, D.J., Milkereit, B., Wu, J.J., Salisbury, M.H., Mwenifumbo, J., Berrer, E.K., Moon, W. and Lodha, G., 1994. *Seismic reflectivity of the Sudbury North Range from borehole logs*. Geophysical Research Letters vol. 21, p. 935-938.

Wu, J., 1992. *Crustal structure of Kapuskasing Uplift from Lithoprobe near-vertical/wide-angle seismic reflection data, Ph.D. thesis*, University of Western Ontario, London, Canada, 180 p.

Wu, J., Milkereit, B. and Boerner, D., 1995. *Seismic imaging of the enigmatic Sudbury Structure*. Journal of Geophysical Research 100, p.4117-4130.

Yilmaz, Ö., 2001a. *Seismic Data Analysis; Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data, Volume I*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 100p.

Yilmaz, Ö., 2001b. *Seismic Data Analysis; Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data, Volume II*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 1001-2027.

Liite 1: Symbolit ja lyhenteet

Muuttuja	nimi	yksikkö
v_p	P-aallon nopeus	m/s
K	aineen kokoonpuristuvuus	Pa
μ	leikkausmoduuli	Pa
ρ	tiheys	kg/m ³
Z	akustinen impedanssi	kg/m ² s
R	heijastuskerroin	-
f_N	Nyquistin taajuus	Hz
Δt	näytteenottoväli	s
k_N	Nyquistin aaltoluku	1/m
λ_N	Nyquistin aallonpituus	m
Δx	vastaanotinten etäisyys toisistaan	m
d_f	Fresnelin vyöhyke	m
z	heijastajan syvyys	m
v	seisminen nopeus	m/s
f	taajuus	Hz
d	kappaleen halkaisija	m
p	kerrospaksuus	m
P	paine	Pa
A	amplitudi	
t	aika	s
Φ	ristikorrrelaatio	
Δt_{NMO}	normaalsiirtymä	s
x	vastaanottimen etäisyys lähdepisteestä	m
t_0	seismisen aallon kulkeaika	s
h	heijastajan syvyys	m
V_s	pinoamisnopeus	m/s
β	heijastajan kaadekulma	
α	heijastajan ja luotauslinjan välinen kulma	