



GEOFYSIIKAN SEURA
GEOFYSISKA SÄLLSKAPET
GEOPHYSICAL SOCIETY OF FINLAND

XXV GEOFYSIIKAN PÄIVÄT

Oulussa 11.-12.05.2011

Toimittaneet

Pertti Kaikkonen, Kari Kaila, Toivo Korja, Elena Kozlovskaya,
Kari Moisio ja Markku Pirttijärvi

OULU 2011

Uniprint Oy
Oulu 2011

ISSN 0358-2981

ALKUSANAT

XXV Geofysiikan Päivät pidetään Oulun yliopistossa Linnanmaan kampusalueella 11.-12.5.2011. Päivät järjestetään joka toinen vuosi – vuoroin Oulussa vuoroin Helsingissä. Ensimmäiset pidettiin Oulussa 1965 ja nyt voimme viettää siis jo 25. Geofysiikan Päiviä. Myös Geofysiikan Seuralla on meneillään merkkivuosi – Seura perustettiin 1926 ja täyttää tänä vuonna 85 vuotta.

Geofysiikan Päivien aihepiiri pitää sisällään meteorologian, oseanografian, hydrologian, kiinteän maan geofysiikan, seismologian ja sekä ionosfääri- ja avaruusfysiikan. Esitelmät kattavat siis laajasti fysikaaliset maa-, meri- ja ilmakehäsystemejä ja näiden välisiä vuorovaikutuksia käsittelevät tieteenalat.

Geofysiikka ja Geofysiikan Päivien aiheet ovat viime aikoina saaneet laajasti huomiota – ilmastomuutosta ja seismologiaa sivuavia uutisia ja tutkimuksia esitellään julkisessa mediassa lähes päivittäin, samoin avaruustutkimus ja uudet maankamaran kartoituksessa geologisten raaka-aineiden etsinnässä käytettävät geofysiikan menetelmät ovat olleet kiitettävästi esillä.

Laajan julkisuuden kulmakivenä on alan opetus ja tutkimus, joista Geofysiikan Päivät tarjoaa oivallisen läpyleikkauksen. Päiville on ilmoittautunut lähes 50 osallistujaa, jotka pitävät kahden päivän aikana 27 suullista ja 8 posteriesitelmää.

XXV Geofysiikan Päivien järjestelytoimikuntaan ovat kuuluneet Pertti Kaikkonen, Kari Kaila, Toivo Korja, Markku Pirttijärvi ja Kari Moisio Oulun yliopiston Fysiikan laitokselta, sekä Elena Kozlovskaya Sodankylän Geofysiikan Observatorion Oulun toimintayksiköstä ja Kati Suhonen Helsingin yliopiston Fysiikan laitokselta. Kiitos heille hyvin tehdystä työstä.

Geofysiikan Seuran puolesta kiitän esitelmöitsijöitä ja istuntojen puheenjohtajia sekä kaikkia niitä henkilöitä, jotka ovat vaikuttaneet Päivien onnistumiseen.

Espoossa, 28.4.2011

Heikki Vanhala

Geofysiikan Seuran puheenjohtaja

Geofysiikan Seuran kotisivu:

<http://www.geofysiikanseura.fi/>

Sisältö

Alkusanat	3
XXV Geofysiikan Päivien ohjelma	9
A. T. Aikio, T. Ulich, M. Lehtinen and E. Turunen: EISCAT_3D, New generation Incoherent Scatter Radar to Northern Fennoscandia.....	13
O. Amm, L. Häkkinen, P. Janhunen, L. Juusola, K. Kauristie, A. Ketola, J. Mattanen, S. Mäkinen, H. Nevanlinna, K. Pajunpää, N. Partamies, P. Posio, M. Syrjäso, E. Tanskanen, M. Uspensky, H., Vanhamäki, A. Viljanen, A. Aikio, C.-F. Enell, K. Kaila, A. Kozlovsky, J. Manninen, T. Pitkänen and T. Raita: MIRACLE – 15 years of space monitoring and research with ground-based instrumentation.....	15
M. Cherevatova, M. Smirnov, T. Korja and L.B. Pedersen: Two dimensional inversion of magnetotelluric data using singular value decomposition algorithm and different roughening operators	19
S. Elo: GPS- ja painovoimatutkimukset Ämmäsuon kaatopaikalla 1999-2010.....	23
S.-E. Hjelt: Geofysiikkaa 100 vuotta sitten.....	27
J. Jokinen ja R. Javanainen: Sähkömagneettinen malminetsinnän reikämittausmenetelmä GTK-FrEM	31
L. Juusola: Tilastollinen kuva plasman konvektiosta magnetosfäärin plasmalevyssä	35
S. Kaasalainen, A. Kukko, H. Kaartinen, K. Anttila ja A. Krooks: Liikkuva laserkeilaus ympäristön tutkimuksessa	37
K. Kaila: Revontulimittauksia Oulun yliopistolla.....	41
K. Kaila: Oulun yliopiston optiset revontulimittalaitteet.....	45
S. Kasi: Vedenkierron maanalaisia ilmiöitä	49
J.V. Korhonen and WDMAM-teams: World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM), Second Edition	51
T. Korja, M. Smirnov, I. Lahti, K. Vaittinen, P. Kaikkonen and L.B. Pedersen: Electrical lithosphere-asthenosphere boundary (eLAB) in Europe: comparison with seismic estimates (sLAB).....	55
E. Kozlovskaya and POLENET/LAPNET Working Group: Studying glacial seismic events from Greenland in the POLENET/LAPNET experiment during the IPY 2007-2009	59

A. Kozlovsky, S. Shalimov, A. Koustov, R. Lukianova and T. Turunen: Spectral width of ionospheric F region HF radar echoes dependence upon electric field	63
M. Kuusisto, L. Kallio ja A. Julkunen: ASTROCK HYPERDATA apuna reikämittausdatan visualisoinnissa	67
M. Leppäranta: Rannikkovyöhykkeen jäälot ja niiden ympäristövaikutukset	69
M. Leppäranta and O. Järvinen: Surface layer of the ice sheet in Dronning Maud Land, Antarctica	73
K. Moisio and P. Kaikkonen: Thermal and rheological structure along the DSS profile POLAR in the northern Fennoscandian Shield	75
K. Moisio, A. Pasanen, J. Mursu, J. Okkonen ja H. Vikstedt: Seismisen heijastusluotauksen soveltuvuus kvartaarisedimenttien sisäisen rakenteen ja pohjavesimuodostuman tutkimisessa	79
H. Nevanlinna: Geofysiikkaa 1700- ja 1800-luvun Euroopassa: meteorologiset ja magneettiset observatoriohavainnot alkavat	83
N. Partamies, M. Syrjäso, L. Sangalli, B. Gustavsson, E. Donovan, M. Connors, D. Charrois ja Z. Kryzanowsky: Ohuita revontulirakenteita ja tomografiaa revontulien värikuvista	87
H. Pellikka: Grönlannin mannerjäätikkö ja Itämeren vedenkorkeus	91
M. Pirttijärvi, S. Elo and H. Säävuori: PETROCK: lithologically weighted gridding of petrophysical data	93
H. Silvennoinen, E. Kozlovskaya, E. Kissling, T. Janik and POLENET/LAPNET työryhmä: Alustava Fennoskandian pohjoisosan seisminen kuorimalli.....	97
M. Smirnov, G. Egbert and T. Korja: Multivariate analysis of EM data	101
M. Smirnov, T. Korja and L.B. Pedersen: Electrical conductivity of the lithosphere-asthenosphere system under the Scandes Mountains	103
H. Valppu and K. Strand: IODP Expedition 313 New Jersey Shallow Shelf – preliminary petrophysical result of siliciclastic continental shelf sediments	107
O. Valtonen, A. Korja ja S. Elo: Pohjanmaan kompleksin tulkinta 2.5D-painovoimamallinnuksen ja seismisten aineistojen avulla.....	111
H. Vanhala, P. Lintinen ja J. Jokinen: Ikiroudan monitorointi sähköisin ja sähkömagneettisin luotauksin – tuloksia 5-vuotisesta tutkimushankeesta Luoteis –Venäjällä.....	115

T. Veikkolainen, S. Mertanen ja L.J. Pesonen: Paleo- ja mesoproterotsooisten supermannerten kehitys paleomagneettisten tulosten perusteella	117
T. Veikkolainen, A. Heinonen, L.J. Pesonen, L.M. Fraga, O.T. Rämö ja R. Dall'Agnol: Mucajaí-kompleksin (Pohjois-Amazonia, Brasilia) paleomagnetismista ...	121
A. Viljanen, R. Pirjola, A. Pulkkinen, Ya. Sakharov, A. Thomson, V. Wesztergom, M. Wik ja P. Wintoft: EURISGIC: Avaruussää ja Euroopan korkeajänniteverkot.....	125
H. Virtanen, J. Mäkinen, J. Näränen, A. Raja-Halli ja H. Ruotsalainen: I lk:n painovoimaverkon (FOGN) uudelleenmittaus 2009 – 2011	129
J.S. Ylhäisi: 15 ilmastomallin simuloimat muutokset Oulun päivittäisten keskilämpötilojen jakaumassa 2000-luvulla	133

XXV Geofysiikan Päivät ***Oulussa 11.-12.05.2011***

Paikka: Oulun yliopisto, Linnanmaa, luentosali GO101

Kotisivu: <https://wiki oulu.fi/display/GFP2011>

Maksu: 60 euroa (30 euroa eläkeläiset, 10 euroa perustutkinto-opiskelijat ja apurahalla työskentelevät jatko-opiskelijat), sisältää painetun esitelmäjulkaisun, kahvi/teetarjoilun sekä posterisession tarjoilun

Esitelmät: tiivistelmien pdf-versiot kokouksen kotisivulla kohdassa ”Kokousohjelma”

OHJELMA KESKIVIIKKONA 11.05.2011

09:00 - 10:00 Ilmoittautuminen, postereiden pystytys, KAHVI / TEE

10:00 - 10:15 Päivien avaus Heikki Vanhala, Geofysiikan Seura

10:15 - 10:20 Järjestelytoimikunnan puheenjohtaja Pertti Kaikkonen

Istunto I P. Kaikkonen, pj.

10:20 - 10:40 *H. Nevanlinna*

Geofysiikkaa 1700- ja 1800-luvun Euroopassa: meteorologiset ja magneettiset observatoriahavainnot alkavat

10:40 - 11:00 *T. Korja, M. Smirnov, I. Lahti, K. Vaittinen, P. Kaikkonen and L.B. Pedersen*
Electrical lithosphere-asthenosphere boundary (eLAB) in Europe: comparison with seismic estimates (sLAB)

11:00 - 11:20 *S. Elo*

GPS- ja painovoimatutkimukset Ämmässuon kaatopaikalla 1999-2010

11:20 - 11:40 *T. Veikkolainen, S. Mertanen ja L.J. Pesonen*

Paleo- ja mesoproterotsooisten supermannerten kehitys paleomagneettisten tulosten perusteella

11:40 - 12:00 *A. Kozlovsky, S. Shalimov, A. Koustov, R. Lukianova and T. Turunen*

Spectral width of ionospheric F region HF radar echoes dependence upon electric field

12:00 - 13:00 LOUNASTAUKO

Istunto II H. Nevanlinna, pj.

13:00 - 13:20 *A. T. Aikio, T. Ulich, M. Lehtinen and E. Turunen*

EISCAT_3D, New generation Incoherent Scatter Radar to Northern Fennoscandia

13:20 - 13:40 *J. Jokinen ja R. Javanainen*

Sähkömagneettinen malminetsinnän reikämittausten menetelmä GTK-FrEM

13:40 - 14:00 *E. Kozlovskaya and POLENET/LAPNET Working Group*

Studying glacial seismic events from Greenland in the POLENET/LAPNET experiment during the IPY 2007-2009

14:00 - 14:20 *J.S. Ylhäisi*

15 ilmastomallin simuloimat muutokset Oulun päivittäisten keskilämpötilojen jakaumassa 2000-luvulla

14:20 - 14:40 *H. Pellikka*

Grönlannin mannerjäätikkö ja Itämeren vedenkorkeus

14:40 - 15:00 KAHVI- / TEETAUKO

Istunto III S. Kaasalainen, pj.

15:00 - 15:20 *K. Moisio, A. Pasanen, J. Mursu, J. Okkonen ja H. Vikstedt*

Seismisen heijastusluotauksen soveltuvuus kvartaarisedimenttien sisäisen rakenteen ja pohjavesimuodostuman tutkimisessa

15:20 - 15:40 *M. Leppäranta*

Rannikkovyöhykkeen jääolot ja niiden ympäristövaikutukset

15:40 - 16:00 *H. Valppu and K. Strand*

IODP Expedition 313 New Jersey Shallow Shelf – preliminary petrophysical result of siliciclastic continental shelf sediments

16:00 - 16:20 *L. Juusola*

Tilastollinen kuva plasman konvektiosta magnetosfäärin plasmalevyssä

16:20 – 16:40 *S. Kaasalainen, A. Kukko, H. Kaartinen, K. Anttila ja A. Krooks*

Liikkuva laserkeilaus ympäristön tutkimuksessa

Istunto IV T. Korja, pj.

16:40 - 17:00 Johdatukset POSTEREIHIN (noin 2 min / posterit; luettelo posterista ohjelman lopussa)

17:00 - 19:00 POSTERIT ja POSTERIBUFFET

OHJELMA TORSTAINA 12.05.2011

Istunto V J. Jokinen, pj.

09:00 - 09:20 *S.-E. Hjelt*

Geofysiikkaa 100 vuotta sitten

09:20 - 09:40 *M. Pirttijärvi, S. Elo and H. Säävuori*

PETROCK: lithologically weighted gridding of petrophysical data

09:40 – 10:00 *O. Amm, L. Häkkinen, P. Janhunen, L. Juusola, K. Kauristie, A. Ketola, J. Mattanen, S. Mäkinen, H. Nevanlinna, K. Pajunpää, N. Partamies, P. Posio, M. Syrjäso, E. Tanskanen, M. Uspensky, H., Vanhamäki, A. Viljanen, A. Aikio, C.-F. Enell, K. Kaila, A. Kozlovsky, J. Manninen, T. Pitkänen and T. Raita*
MIRACLE – 15 years of space monitoring and research with ground-based instrumentation

10:00 - 10:30 KAHVI- / TEETAUKO

Istunto VI K. Kauristie, pj.

10:30 - 10:50 *A. Viljanen, R. Pirjola, A. Pulkkinen, Ya. Sakharov, A. Thomson, V. Wesztergom, M. Wik ja P. Wintoft*

EURISGIC: Avaruussää ja Euroopan korkeajänniteverkot

10:50 - 11:10 *M. Cherevatova, M. Smirnov, T. Korja and L.B. Pedersen*

Two dimensional inversion of magnetotelluric data using singular value decomposition algorithm and different roughening operators

11:10 - 11:30 *H. Virtanen, J. Mäkinen, J. Näränen, A. Raja-Halli ja H. Ruotsalainen*

I lk:n painovoimaverkon (FOGN) uudelleenmittaus 2009 - 2011

11:30 - 11:50 *N. Partamies, M. Syrjäso, L. Sangalli, B. Gustavsson, E. Donovan, M. Connors, D. Charrois ja Z. Kryzanowsky*

Ohuita revontulirakenteita ja tomografiaa revontulien värikuvista

11:50 - 13:00 LOUNASTAUKO

Istunto VII M. Leppäranta, pj.

13:00 - 13:20 *H. Vanhala, P. Lintinen ja J. Jokinen*

Ikiroudan monitorointi sähköisin ja sähkömagneettisin luotauksin – tuloksia 5-vuotisesta tutkimushankeesta Luoteis –Venäjällä

13:20 - 13:40 *K. Moisio and P. Kaikkonen*

Thermal and rheological structure along the DSS profile POLAR in the northern Fennoscandian Shield

13:40 - 14:00 *K. Kaila*

Revontulimittauksia Oulun yliopistolla

14:00 - 14:20 *S. Kasi*

Vedenkierron maanalaisia ilmiöitä

14:20 - 14:40 *M. Smirnov, G. Egbert and T. Korja*

Multivariate analysis of EM data

14:40 - 15:00 Nuoren tutkijan palkinnon jakaminen / Award of the Young Scientist

Pyydettyjä puheenvuoroja: M. Leppäranta – Geophysica

H. Vanhala – Geofysiikan Seura

15:00 – 15:20 Kokouksen päättäminen H. Vanhala ja P. Kaikkonen

POSTERI-esitykset:

Postereiden paikat: kokoussalin ulkopuolella aulatilassa

Johdatukset posteriesitelmiin: keskiviikkona klo 16:40-17:00

P01. *K. Kaila*: Oulun yliopiston optiset revontulimittalaitteet

P02. *J.V. Korhonen and WDMAM-teams*: World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM), Second Edition

P03. *M. Kuusisto, L. Kallio ja A. Julkunen*: ASTROCK HYPERDATA apuna reikämittausdatan visualisoinnissa

P04. *M. Leppäranta and O. Järvinen*: Surface layer of the ice sheet in Dronning Maud Land, Antarctica

P05. *H. Silvennoinen, E. Kozlovskaya, E. Kissling, T. Janik and POLENET/LAPNET työryhmä*: Alustava Fennoskandian pohjoisosan seisminen kuorimalli

P06. *M. Smirnov, T. Korja and L.B. Pedersen*: Electrical conductivity of the lithosphere-asthenosphere system under the Scandes Mountains

P07. *O. Valtonen, A. Korja ja S. Elo*: Pohjanmaan kompleksin tulkinta 2.5D-painovoimamallinnuksen ja seismisten aineistojen avulla

P08. *T. Veikkolainen, A. Heinonen, L.J. Pesonen, L.M. Fraga, O.T. Rämö ja R. Dall'Agnol*: Mucajaí-kompleksin (Pohjois-Amazonia, Brasilia) paleomagnetismista

EISCAT_3D, New generation Incoherent Scatter Radar to Northern Fennoscandia

A. T. Aikio¹, T. Ulich², M. Lehtinen² and E. Turunen³

¹ Department of Physics, University of Oulu, Finland, anita.aikio@oulu.fi

² Sodankylä Geophysical Observatory, Finland

³ EISCAT Scientific Association, Kiruna, Sweden

Abstract

In this presentation, we describe the present status of the EISCAT_3D incoherent scatter radar, which is planned to replace the existing EISCAT radars in Tromsø (Norway), Kiruna (Sweden) and Sodankylä (Finland). EISCAT_3D will be a key facility for many research areas including atmospheric and space physics and space situational awareness. EISCAT_3D has been accepted on the ESFRI Roadmap for Large-Scale European Research Infrastructures for the next 20-30 years. The design work of the new phased array radar is going on under the EU-funded FP7 Preparatory Phase project. In addition, national funding is used to build a phased array receiver called KAIRA at Kilpisjärvi. The installation work will start next summer.

The EISCAT Scientific Association is an international research organisation funded by research councils of Norway, Sweden, Finland, United Kingdom, Germany, Japan and China. France, Russia and Ukraine buy experiment time on demand. EISCAT operates three incoherent scatter (IS) radar systems with transmitters in Tromsø and on Svalbard. The radars are used to study the atmosphere and near-Earth space environment. The current EISCAT UHF radar is the only tristatic (receivers in Tromsø, Kiruna and Sodankylä) IS radar in the world. However, due to interferences with mobile communication, tristatic operation will end in 2010. EISCAT plans to build the next generation IS radar having capabilities far beyond all current IS radars in the world. The EISCAT_3D radar system will provide comprehensive 3D monitoring of the ionosphere above Northern Fenno-Scandinavia. It will consist of multiple phased arrays, using state-of-the-art digital signal processing to achieve ten times higher temporal and spatial resolution than present IS radars as well as an unprecedented flexibility with pulse-to-pulse beam steering. An important new property will be near-continuous measurements.

The realization of the radar is planned in the EU-funded FP7 EISCAT_3D Preparatory Phase

project, which started in October 2010. The total project funding is 4.5 MEUR which is divided between nine partners. The University of Oulu has the largest share of 1.4 MEUR. Sodankylä Geophysical Observatory leads three major work packages and the Department of Physics one work package.



Figure 1: Artistic view of a phased-array transmitter for EISCAT_3D. Current plans include 32,000 phased array elements for the transmitter and 16,000 for the receiver sites.

In addition, funding from University of Oulu Infrastructure Funds and European Regional Development Fund of Lapland has been received to build a phased array receiver at Kilpisjärvi. KAIRA (Kilpisjärvi Atmospheric Imaging Receiver Array) is based on LOFAR receiver technology. The multi-national LOFAR project operates a distributed radio receiver array for astronomical purposes in Central Europe. KAIRA station will consist of a phased antenna array with 48 HBA panels (High Band Array, 120-250 MHz) and 96 LBA antennas (Low Band Array, 30-80 MHz). Each HBA panel measures 5m x 5m and has 16 antenna elements including a receiver and signal processor with output to 10 Gbit ethernet.

The installation of the KAIRA station starts in June 2011. The KAIRA station will be used as a receiver for the EISCAT VHF incoherent scatter radar in Tromsø. In addition, KAIRA will act as a test bed for technologies to be used in the EISCAT_3D radar system.

MIRACLE – 15 years of space monitoring and research with ground-based instrumentation

**O. Amm¹, L. Häkkinen¹, P. Janhunen¹, L. Juusola¹, K. Kauristie¹, A. Ketola,
J. Mattanen¹, S. Mäkinen¹, H. Nevanlinna¹, K. Pajunpää¹, N. Partamies¹, P. Posio¹,
M. Syrjäso¹, E. Tanskanen¹, M. Uspensky¹, H., Vanhamäki¹, A. Viljanen¹,
A. Aikio², C.-F. Enell², K. Kaila², A. Kozlovsky², J. Manninen²,
T. Pitkänen² and T. Raita²**

¹ Finnish Meteorological Institute, kirsti.kauristie@fmi.fi

² University of Oulu

1. BACKGROUND

Northern Fennoscandia together with the Svalbard archipelago provide a nice platform for monitoring auroral ionospheric phenomena with ground-based instrumentation. The record of Finnish space observations extend back to the first Polar Year (1882-1883) when a versatile geophysical observing site was founded at Sodankylä (Nevanlinna, 1999). During the second Polar Year (1932-1933) the Sodankylä measurement site was already a widely known Geophysical Observatory conducting high quality magnetic field recordings and hosting multinational measurement campaigns. Systematic auroral observations with All-Sky Cameras (ASC) were started at two stations by the Finnish Meteorological Institute during the International Geophysical Year (1957-1958). The combination of extensive magnetometer and auroral camera networks and ionospheric radars was utilized for the first time during the International Magnetospheric Study years (1976-1979).

2. THE MIRACLE NETWORK

The Magnetometers - Ionospheric Radars- Allsky Cameras Large Experiment (MIRACLE) is today's inheritor of the above described activities. MIRACLE (Syrjäso et al., 1998) was originally established in mid 1990's to serve as the "fifth element" for the ESA Cluster mission of four satellites surveying magnetosphere-ionosphere coupling phenomena. The network can be considered as an extension for the IMAGE magnetometer network which had been established in the beginning of 1990's. The extension included 6 digital auroral cameras and a bi-static VHF-radar (STARE) which was operated during 1997-2005 (c.f. Figure 1). Today the MIRACLE network consists of 31 IMAGE magnetometer stations and 8 auroral camera stations and is operated as a multinational collaboration coordinated by the Finnish Meteorological Institute.

3. CONTENTS OF THE PRESENTATION

The presentation will be a review of the research conducted with the MIRACLE-network during the past 15 years. In addition to Cluster work MIRACLE data have been used together

with several other satellite missions like DMSP, CHAMP, and THEMIS and together with ionospheric radar observations by the EISCAT and SuperDARN systems. A significant asset to catalyze the usage of MIRACLE observations has been an extensive repertoire of advanced data analysis tools for creating value added products from the network data (see Amm et al, 2005 and Vanhamäki and Amm, 2011 and references therein). In some cases the methods developed originally for MIRACLE have been extended to cover also applications based on other ground-based networks (Keiling et al., 2009, Amm et al., 2010). Besides the actual research work MIRACLE contributes also to some space weather monitoring services (e.g. to the SWENET-portal maintained as an ESA-led initiative). With its continuously accumulating time-series MIRACLE, and especially its backbone IMAGE, is now becoming an interesting data source also for space climate investigations (Tanskanen, 2009; Pulkkinen et al., 2011).

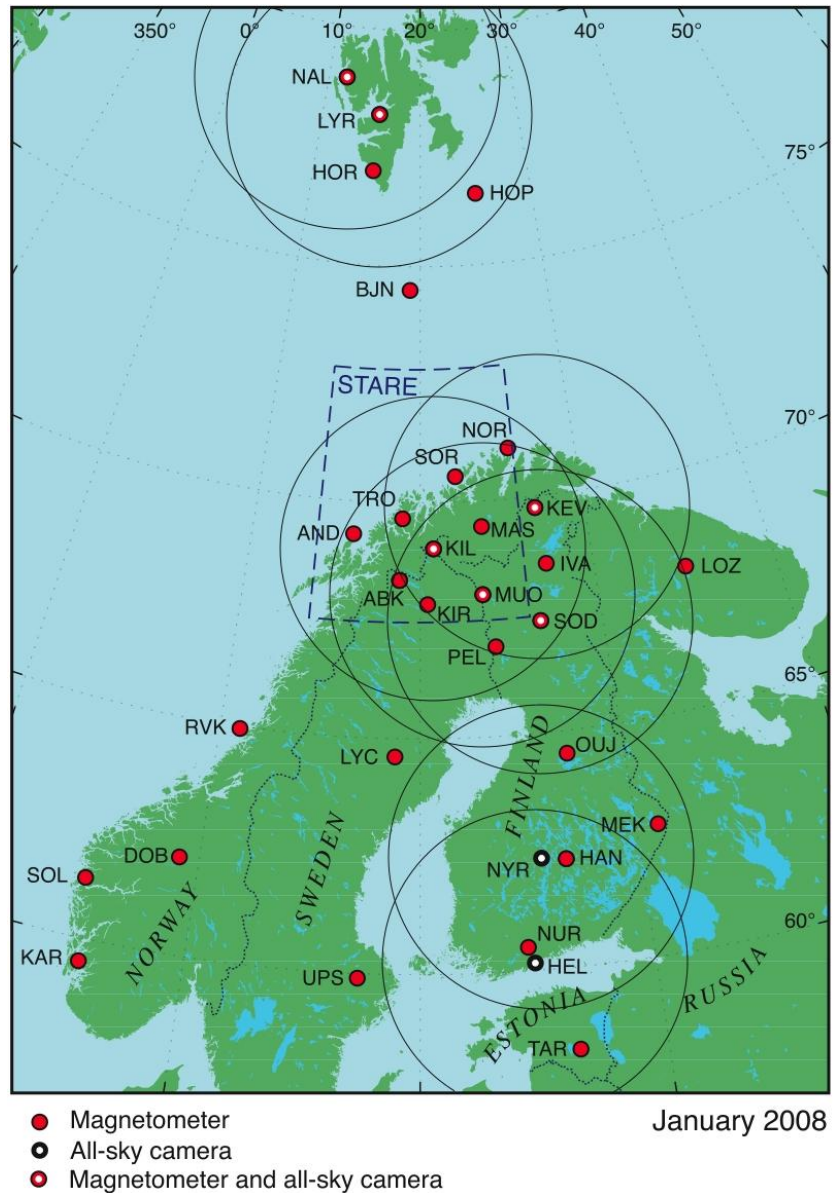


Figure 1. The MIRACLE network. The field-of-views of auroral cameras at ~100 km altitude are shown with the black circles and borders of the STARE radar field of view with the dashed lines.

ACKNOWLEDGEMENTS

The MIRACLE network is operated as an international collaboration under the leadership of the Finnish Meteorological Institute. The IMAGE magnetometer data are collected as a joint European collaboration. IFSI-INAF (Italy) and the University of Oulu (Finland) maintain the ITACA ASCs and the ASC in Sodankylä. The STARE radar has been operated in collaboration between the Finnish Meteorological Institute and Max Planck Institute for Aeronomy (Nowadays Max Planck Institute for Solar System Research, Germany)"

REFERENCES

- Amm, O., E.F. Donovan, H. Frey, M. Lester, R. Nakamura, J.A. Wild, A. Aikio, M. Dunlop, K. Kauristie, A. Marchaudon, I.W. McCreia, H.J. Opgenoorth, and A. Strömmie, Coordinated studies of the geospace environment using Cluster, satellite and ground-based data: an interim review, *Annales Geophysicae*, **23**, 2129-2170, 2005.
- Amm O., A. Grocott, M. Lester, and T.K. Yeoman, Local determination of ionospheric plasma convection from coherent scatter radar data using the SECS technique, *J. Geophys. Res.*, **115**, A03304, doi:10.1029/2009JA014832, 2010.
- Keiling, A., V. Angelopoulos, A. Runov, J. Weygand, S. V. Apatenkov, S. Mende, J. McFadden, D. Larson, O. Amm, K.-H. Glassmeier and H. U. Auster, Substorm current wedge driven by plasma flow vortices: THEMIS observations, *J. Geophys. Res.*, **114**, A00C22, doi:10.1029/2009JA014114, 2009.
- Vanhamäki H. and O. Amm, Analysis of ionospheric electrodynamic parameters on mesoscales – a review of selected techniques using data from ground-based observation networks and satellites, *Ann. Geophys.*, **29**, 467–491, 2011.
- Pulkkinen, T.I., E.I., Tanskanen, A. Viljanen, N. Partamies, K. Kauristie, Auroral electrojets during deep solar minimum at the end of solar cycle 23, *J. Geophys. Res.*, **116**, A04207, doi:10.1029/2010JA016098, 2011.
- Nevanlinna, H., Geomagnetic observations at Sodankylä during the First International Polar Year (1882-1883). *Geophysica*, **35**, 15-22, 1999.
- Syrjäso, M.T., T.I. Pulkkinen, P. Janhunen, A. Viljanen, R.J. Pellinen, K. Kauristie, H.J. Opgenoorth, S. Wallman, P. Eglitis, P. Karlsson, O. Amm, E.Nielsen, and C.Thomas, Observations of substorm electrodynamics using the MIRACLE network, in *Substorms-4*, edited by S. Kokubun and Y. Kamide, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 111-114, 1998.
- Tanskanen, E.I., A comprehensive high-throughput analysis of substorms observed by IMAGE magnetometer network: Years 1993 - 2003 examined, *J. Geophys. Res.*, **114**, A05204, doi:10.1029/2008JA013682, 2009.

Two dimensional inversion of magnetotelluric data using singular value decomposition algorithm and different roughening operators

M. Cherevatova¹, M. Smirnov¹, T. Korja¹ and L.B. Pedersen²

¹ University of Oulu, maria.cherevatova@oulu.fi

²University of Uppsala, Sweden

Abstract

We have inverted the determinant of the impedance tensor with Tikhonov's approach solved using SVD technique. SVD allows for easy smoothness and regularisation adjustment and can be seen in terms of Damped Least Squares solution with appropriate selection of the damping factor as well covariance matrices. Different types of roughness operator expressed by corresponding model weighting matrix are investigated. We have tested algorithm on synthetic data sets, which include both simple cube model as well as significantly more complex COPROD2S1.

We applied the algorithm to the real data collected in the mountainous region of southern Norway at western part of the Fennoscandian Shield. Two-dimensional inversion was made along ToSca profile (2010) which crosses Scandinavian mountains and consists of 50 broad band magnetotelluric sites.

1. INVERSE THEORY

In inverse problem, a vector of N measurement readings $\mathbf{d} = (d_1, \dots, d_N)^T$ with its corresponding standard errors $\sigma = (\sigma_1, \dots, \sigma_N)^T$ is related to a vector of M model parameters $\mathbf{m} = (m_1, \dots, m_N)^T$ through a generally non-linear forward operator $\mathbf{F}$:

$$\mathbf{d}_w = \mathbf{F}_w[\mathbf{m}] + \mathbf{e}_w,$$

where the notation $\mathbf{a}_w = \mathbf{W}\mathbf{a}$ denotes a multiplication with the diagonal data weighting matrix $\mathbf{W} = \text{diag}\{\sigma_1^{-1}, \dots, \sigma_N^{-1}\}$ which contains the standard errors (Kalscheuer, Pedersen, 2007). The error vector $\mathbf{e}_w$ describes the misfit between the forward response $\mathbf{F}[\mathbf{m}]$ and measured data. Residuals are assumed to be normally distributed with zero mean and unit variance $N(0,1)$. The basic strategy of improving the fit is to minimize the cumulative normalized squared error $E = \mathbf{e}_w^T \mathbf{e}_w$ with respect to the model parameters (Lines, Treitel 1984; Menke 1989). From the other hand the solution to the inverse problem should be “simple” and the notion of simplicity is quantified by some L_2 norm functional $L = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})^T \mathbf{D} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})$, where $\mathbf{D}$ is a weighting matrix of the model parameters. The solution is defined to be simple if L is small. Therefore, inverse problem can be formulated as minimization of the functional combining of data misfit term and the model roughness

$$P_\alpha(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = E + \alpha L = (\mathbf{d}_w - \mathbf{F}_w[\mathbf{m}])^T (\mathbf{d}_w - \mathbf{F}_w[\mathbf{m}]) - \alpha (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})^T \mathbf{D} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr}) = \min,$$

where $P_\alpha(\mathbf{m}, \mathbf{d})$ is the Tikhonov's parametric functional (Tikhonov, Arsenin 1977), α is regularization parameter.

In magnetotelluric inverse problem $\mathbf{F}$ is non-linear and have to be linearised by expanding it in Taylor series in the vicinity of the current model $\hat{\mathbf{m}}$ (Lines, Treitel 1984):

$$\mathbf{F}_w[\mathbf{m}] \approx \mathbf{F}_w[\hat{\mathbf{m}}] + \mathbf{W} \left\{ \frac{\partial F_i[\mathbf{m}]}{\partial m_j} \right\}_{n=\hat{\mathbf{m}}} (\mathbf{m} - \hat{\mathbf{m}}) = \mathbf{F}_w[\hat{\mathbf{m}}] + \mathbf{J}_w \Delta \mathbf{m},$$

where $\mathbf{J}_w$ is the normalized Jacobian matrix of partial derivatives at $\hat{\mathbf{m}}$. The parameter change vector $\Delta \mathbf{m} = \mathbf{m} - \hat{\mathbf{m}}$ describes the change of the model parameters away from $\hat{\mathbf{m}}$. With the definition of the data discrepancy vector $\Delta \mathbf{d} = \mathbf{d} - \mathbf{F}[\hat{\mathbf{m}}]$ the original problem of minimizing the non-linear $P_\alpha(\mathbf{m}, \mathbf{d})$ is substituted by minimizing the linearised $P_\alpha(\Delta \mathbf{m}, \Delta \mathbf{d})$

$$P_\alpha(\Delta \mathbf{m}, \Delta \mathbf{d}) = (\Delta \mathbf{d}_w - \mathbf{J}_w \Delta \mathbf{m})^T (\Delta \mathbf{d}_w - \mathbf{J}_w \Delta \mathbf{m}) - \alpha (\Delta \mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})^T \mathbf{D} (\Delta \mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr}) = \min.$$

After minimization we are getting the normal regularized equation for original inverse problem $\Delta \mathbf{d}_w = \mathbf{J}_w \Delta \mathbf{m}$

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{J} + \alpha \mathbf{D}^T \mathbf{D}) \Delta \mathbf{m} = \mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \Delta \mathbf{d} - \alpha \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m}_{apr}.$$

This equation can be rewritten in the following form

$$((\mathbf{D}^T)^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{J} \mathbf{D}^{-1} + \alpha \mathbf{I}) \mathbf{D} \Delta \mathbf{m} = (\mathbf{D}^T)^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \Delta \mathbf{d} - \alpha \mathbf{D} \mathbf{m}_{apr}.$$

The singular value decomposition (SVD) of normalised weighted Jacobian matrix can be computed as follows

$$\mathbf{W} \mathbf{J} \mathbf{D}^{-1} = \mathbf{U} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^T,$$

where $\mathbf{U}$ is an $(N \times N)$ matrix with the data eigenvectors, $\mathbf{V}$ is an $(M \times M)$ matrix which comprises model parameter eigenvectors and $\mathbf{\Lambda}$ is an $N \times M$ diagonal eigenvalue matrix whose diagonal elements are non-negative and ordered from high values to low. The estimate of the solution is then (Candansayar 2007)

$$\Delta \mathbf{m} = \mathbf{D}^{-1} \mathbf{V} \text{diag} \left[\frac{\lambda_i}{\lambda_i^2 + \alpha} \right] \mathbf{U}^T \mathbf{W} \Delta \mathbf{d} + \mathbf{D}^{-1} \mathbf{V} \text{diag} \left[\frac{\alpha}{\lambda_i^2 + \alpha} \right] \mathbf{D} \mathbf{m}_{apr}. \quad (1)$$

In this equation α dampens a very small eigenvalues. This solution is known as Damping Least-Squares solution (DLS) with SVD. Thus the final solution of non-linear problem is obtained iteratively. The current model is a sum of previous iteration model and change of the model parameters $\mathbf{m}_{curr} = \mathbf{m}_{prev} + \Delta \mathbf{m}$ obtained by solving equation (1). A prior model can be an initial or previous iteration model.

The key role in the inversion plays weighting matrix of models parameters $\mathbf{D}$. There are numerous roughening matrix which are in common use like the first derivative or Laplacian of model parameters. Moreover the combination of those are also possible.

2. SYNTHETIC DATA INVERSION

A few synthetic models were tested with solution (1). The determinant of the impedance tensor $(\rho_a^{det}(s, t), \arg Z^{det}(s, t), s = 1, \dots, N_{sites}, t = 1, \dots, N_{periods})$ is used as data and model parameters are $\rho(y, z)$ ($y = 1, \dots, N_y, z = 1, \dots, N_z$). COPROD2S1 data set is used as one of the synthetic data set. This data are calculated at 61 sites along 160 km long profile at 12 different frequencies (Varentsov, 2002). We did not add noise to the data. The model consists of two layers and 8 conductive targets (Figure 1). The model mesh comprising of 140×42 blocks, the initial model was set as a homogeneous halfspace with 100 Ohm·m resistivity and prior model is the same is initial model. The DLS solution with the model weighting matrix as first derivatives is shown in Figure 2. From left to right, the first and second conductive targets are well defined, however the other conductors are lower then in the true

model. The basement is also well resolved, but a little bit higher. Final normalized RMS fit is 2.7 under error floor set to 1%.

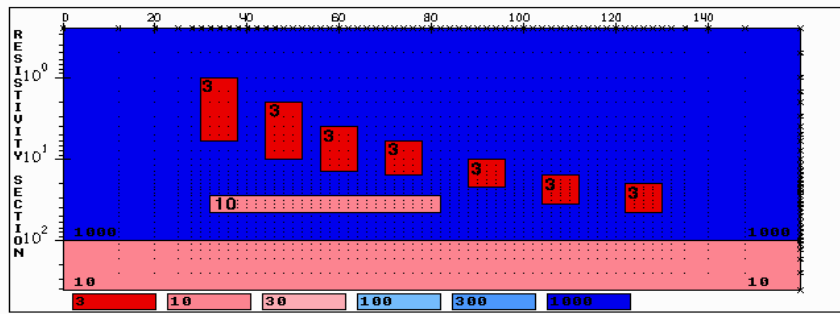


Figure 1. COPROD2S1 geoelectric model (Varentsov, 2002).

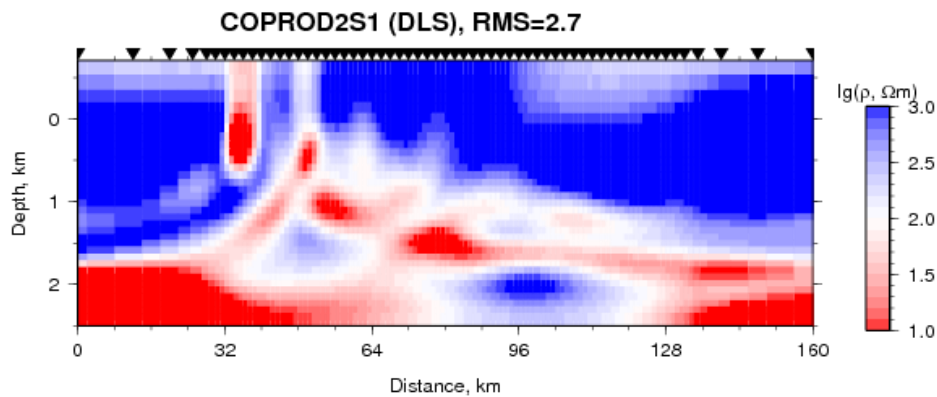


Figure 2. Inversion model from the COPROD2S1 data set, computed with Damped Least Squares algorithm .

This result was compared with inversion model obtained from REBOCC inversion. RMS for REBOCC result is higher than for DLS. Generally, REBOCC model is smoother, the first conductor is also well defined, but the other blocks can not be separated. REBOCC result is superior in resolving deeper part of the model, i.e. basement is much better match true model than in DLS solution. “Model space” inversion also was performed. RMS in this case is close to REBOCC, but estimated model has similar features as DLS result. The conductive blocks are more distinct than in REBOCC. The $10 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$ rectangular block above the basement is not resolved in this final models. All inversion algorithms defined it as the part of the uplifted basement. The later result seems to be due to determinant average inversion. The other experiments showed that conductive blocks can be resolved, when both TE and TM modes of impedance tensor are used separately (Candansayar 2007).

3. FIELD DATA INVERSION

Within the framework of “LithosFennoscandia” project, aimed to study the western part of the Fennoscandian Shield, ToSca profile was made (2010). The profile crosses the Scandinavian mountain chain. At the surface the Scandinavian mountains correspond to the Caledonian, limited to the east by the older Svecofennian domain. 64 sites were measured along 350 km long profile using MTU2000 type magnetotelluric instruments (University of Uppsala). All the data were processed with remote reference technique. Preliminary analysis of the data

shows that Swift skew is as high as 0.5, while phase-sensitive 2D/3D skew is slightly lower. Therefore we can expect quite serious 3D effect in the data and this is the reason why we have selected to invert the determinant of the impedance tensor. The strike analysis shows 70 degrees main direction with small variation depending on site/period. 28 sites are finally selected for the inversion within the period range from 0.007 to 1024 seconds. Data having low quality were excluded. Inversion was performed on 147×73 model mesh with the initial model as homogeneous half-space having $700 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$ resistivity. Because of the expected 3D effects and possible galvanic distortions the error floor was specified to be 50% for apparent resistivity and 10% for phase. The final DLS solution is shown in Figure 3. The result shows outcrop of resistive basement with $10^3 - 10^4 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$ resistivity in the middle part of the profile where it crosses Scandinavian mountains.

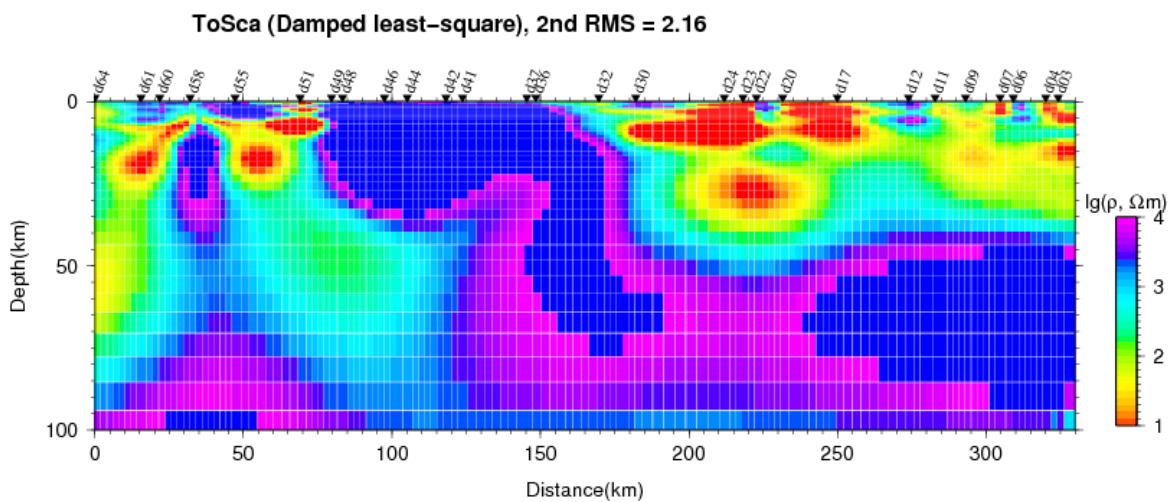


Figure 3. Inversion model obtained from magnetotelluric data along ToSca profile

REFERENCES

- Kalscheuer T., Pedersen L.B., 2007. A non-linear truncated SVD variance and resolution analysis of two-dimensional magnetotelluric models, *Geophys. J. Int.*, 169, 435-447.
- Lines L.R., Treitel S., 1984. Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophys. Prospect.*, 32, 15-186.
- Menke W., 1989. Geophysical data analysis : Discrete inverse theory, vol.45, *International Geophysics series*, Academic Press, London.
- Tikhonov A.N., Arsenin V.Y., 1977. Solution of ill-posed problems, *John Wiley & Sons*, 258pp.
- Candansayar M.E., Two-dimensional inversion of magnetotelluric data with consecutive use of conjugate gradient and least-squares solution with singular value decomposition algorithms, 2008. *Geophys. Prospect.*, 56, 141-157.

GPS- ja painovoimatutkimukset Ämmässuon kaatopaikalla 1999-2010

Seppo Elo

Geologian tutkimuskeskus, Espoo, seppo.elo@gtk.fi

Abstract

Since 1987 Helsinki Region Environmental Services Authority HSY (formerly Metropolitan Area Council YTV) has managed in Ämmässuo, Espoo, a waste treatment centre, which is the largest in the Nordic countries. Monitoring of various physical and chemical parameters is needed for optimum waste treatment. Beginning in 1999, the Geological Survey of Finland (GTK) in cooperation with YTV (now with HSY) has carried out a test program to demonstrate how the GPS and gravity measurements may provide some of those parameters. The measurements have been used to estimate the bedrock relief and the thickness of overburden for the watercourse monitoring, to estimate the subsidence rate and the density of landfills as well as the density of bio-waste in the compost tunnels. The aim has been to provide basic knowledge for the application of GPS-gravity monitoring systems.

1. JOHDANTO

Vuonna 1999 Geologian tutkimuskeskuksen GTK:n ja Pääkaupunkiseudun Yhteistyövaltuuskunnan YTV:n (nykyisin Helsingin seudun ympäristöpalvelut HSY) yhteistyönä aloitettujen Ämmässuon GPS- ja painovoimamittausten tarkoitus on ollut tutkia mainittujen menetelmien soveltuvuutta jätekasojen painuman ja keskitiheyden seurantaan. Tämän lisäksi on tulkittu irtomaan paksuus jätealueen eteläpuolella sijaitsevalla seurantalinjalla sekä arvioitu kompostointitunneliin sijoitetun kompostin tiheyttä.

2. MITTAUSTEN YLEISKUVAUS

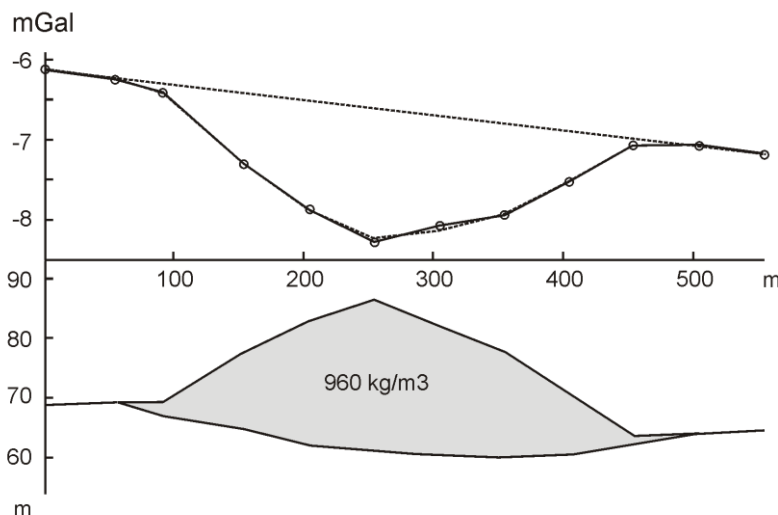
Mittauksia on suoritettu kahdeksassa eri kohteessa, joista tässä esitetään neljä esimerkkiä. Mittauspisteiden koordinaatit on määritetty noin 1 - 2 cm:n tarkkuudella kantoaallon vaiheeroon perustuvalla kahden taajuuden GPS RTK -mittauksella. Vuosina 1999-2008 käytettiin omaa tukiasemaa. Vuonna 2009 siirryttiin käyttämään oman tukiaseman sijasta Suomeen perustettua VRS -verkkoa. Painovoimamittaukset on tehty Scintrex CG5-gravimetreilla $\pm 0.005 \dots \pm 0.010$ mGal:n suhteellisella tarkkuudella.

Mittaustuloksista on tulkittu kasojen keskitiheys $2\frac{1}{2}$ -dimensionaalisilla malleilla. Ennen tulkintaa painovoiman mittaustulokset on redukoitu Bouguer-anomaliaksi, jolle on tehty 2-dimensionaalinen topografinen korjaus. Vuoden 2008 digitaalisen korkeusmallin avulla arvioitiin, että käytetyllä $2\frac{1}{2}$ -dimensionaalisilla mallinnusmenetelmällä tulkitut tiheydet ovat 7 ± 4 % pienempiä kuin tulokset jotka saataisiin 3-dimensionaalisella mallinnusmenetelmällä. 3D-menetelmiä ei kuitenkaan voida täysin soveltaa, koska koko kaatopaikan kattavia digitaalisia korkeusmalleja ei ole käytettävissä mittausten ajankohdilta.

3. MITTAUKSET LINJALLA L1

Toistaiseksi täydellisin mittaussarja on saatu kasan 1 ylittävällä linjalla L1. Kuvassa 1 on esitetty v. 1999 kasan poikkileikkaukselle 2½-dimensionaalisella mallilla tulkittu keskitiheys. Tulkittu tiheys oli 960 kg/m^3 vuonna 1999 ja 1208 kg/m^3 vuonna 2010. Vuosina 1999 - 2001 painuma linjan korkeimmalla pisteellä oli $46 \pm 1 \text{ cm}$ vuodessa, vuosina 2006 - 2009 painuma oli $23 \pm 1 \text{ cm}$ vuodessa mutta viimeisen vuoden 2009 - 2010 aikana kuitenkin 43 cm vuodessa. Vuonna 1999 jätekasan paksuus tällä pisteellä oli 25.0 m ja vuonna 2010 jätekasan paksuus oli 31.5 m .

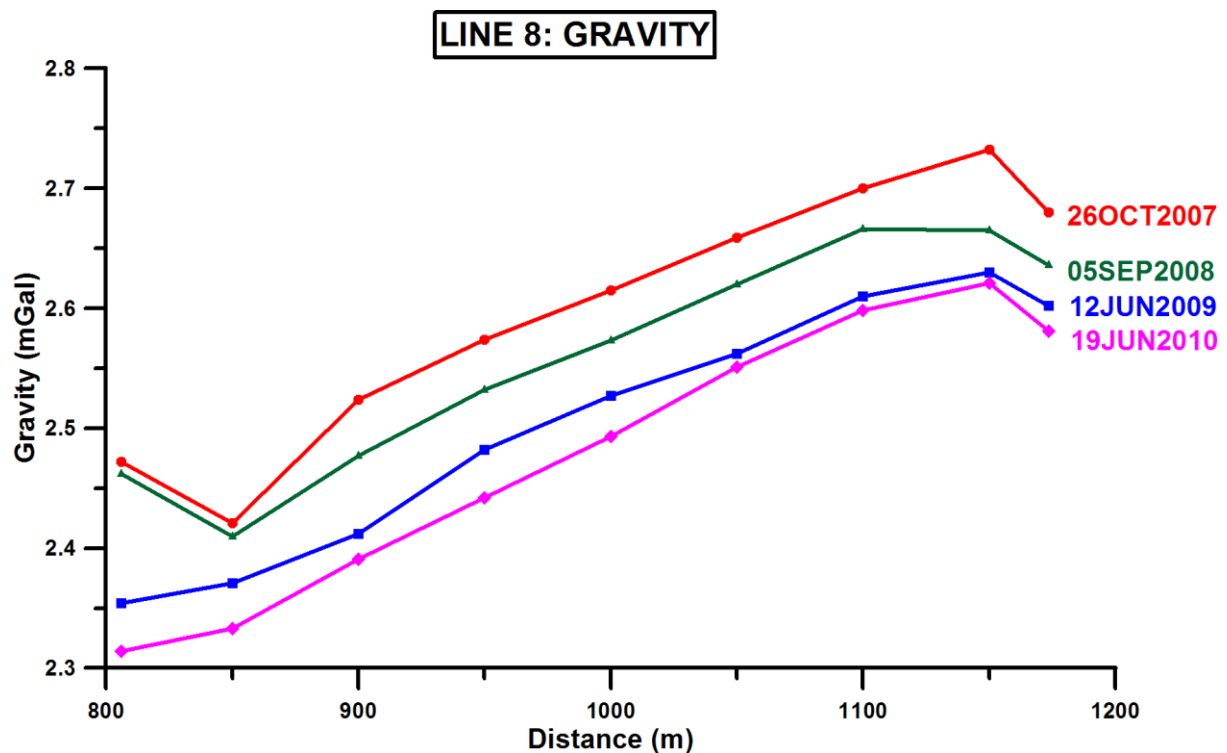
Kun kasaan ei lisätä jätettä eikä kasaa muutenkaan muokata, painovoiman muutos suhteessa korkeuden muutokseen on suhteellisen säännöllinen. Vuosina 1999 - 2001 kasan tiheys kasvoi kasan painuessa vähemmän kuin sen olisi pitänyt jos kasan massa olisi pysynyt vakiona. Toisin sanoen voitiin alustavasti päätellä että kasan massa pieneni palamisen tai kuivumisen johdosta. Painovoiman muutoksen suhde korkeuden muutokseen häiriintyi kun kasaan lisättiin jätettä tai sitä muokattiin. Vuosina 2007 - 2009 painovoiman muutos suhteessa korkeuden muutokseen näyttäisi palautuvan suhteelliseksi säännölliseksi. On kuitenkin tärkeätä, että aikasarjasta tulee huomattavasti pidempi ennen lopullisia johtopäätöksiä.



Kuva 1. Vuonna 1999 tulkittu kasan 1 poikkileikkauksen keskitiheys. Kuvaan on merkitty mittauspisteet avoimilla ympyröillä, havaittu anomalia yhtenäisellä viivalla sekä laskettu anomalia ja sen nollataso katkoviivalla.

4. MITTAUKSET LINJALLA L8

Linja L8 perustettiin vuonna 2008 ennen täytön aloittamista uudelle täyttöalueelle lopullisen jätekasan alle jäävään huoltotunneliin. Vuosien 2008, 2009 ja 2010 mittauksissa näkyy selvästi huoltotunnelin molemmille puolille kasattujen jätteiden vaikutus (kuva 2). Koska jätekasat sijaitsevat tunnelin lattiatason yläpuolella, niiden vaikutus lattiatasolla mitattuun painovoimaan suuntautuu ylöspäin ja lattian tasolla mitatut painovoima-arvot pienenevät jättemassan kasvaessa. Linjalla L8 havaitut painovoiman muutokset sopivat varsin hyvin kohtisuoraan tunnelia vasten täyttöalueen keskeltä mitatulla linjalla L7 mallinnettujen poikkileikkausten tulkittuihin tiheyksiin ($850 - 1075 \text{ kg/m}^3$).



Kuva 2. Mitatut painovoima-arvot linjalla L8. Järjestelmään sidottu painovoima saadaan lisäämällä pystyakselilla näkyviin arvoihin 981910.000 mGal.

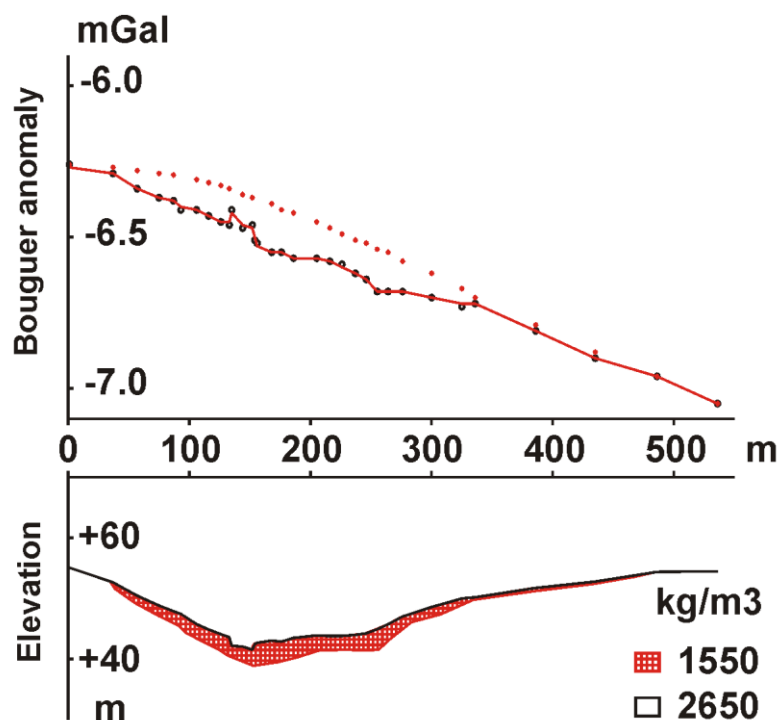
5. KOMPOSTIN TIHEYDEN MITTAUS

Vuonna 2004 kokeilimme painovoimamittauksen sopivuutta kompostin tiheyden arviointiin YTV:n Ämmässuon silloisella kompostointilaitoksella Espoossa. Biojäte esikäsiteltiin silloin laitoksessa, missä komposti suljettiin tunneleihin (suljettuihin halleihin rakennuksen sisällä) ja pidettiin optimilämpötilassa ja -kosteudessa useiden päivien ajan. Tunnelissa tapahtuneen käsittelyn jälkeen lähes hajuton kompostoitunut massa siirrettiin ulos aumoihin.

Koemittauksessa gravimetri sijoitettiin tunnelin ulkopuolelle. Mittauksen aikana tunnelista poistettiin vanha massa, minkä jälkeen tunneli täytettiin uudella massalla. Poistetun massan painovoima-anomaliaksi tunnelin vieressä saatiin 10.6 mikroGalia ja lisätyn massan painovoima-anomaliaksi 7.5 mikroGalia. Mallinnus antoi poistetun massan keskitiheydeksi $510 \pm 75 \text{ kg/m}^3$ ja lisätyn massan keskitiheydeksi $320 \pm 75 \text{ kg/m}^3$. Arvioimalla siirretyn massan tilavuus ja punnitsemalla se kauhakuormurin vaa'alla, kompostilaitoksella arvioitiin poistetun massan keskitiheydeksi 490 kg/m^3 ja lisätyn massan keskitiheydeksi 305 kg/m^3 .

6. MITTAUKSET LINJALLA L3

Linjalla L3 tarkoitus oli arvioida irtomaan paksuus ja kallionpinnan alimmat kohdat välittömästi kaatopaikka-alueen eteläpuolella veden virtaustutkimuksia varten. Tulos on esitetty kuvassa 3.



Kuva 3. Irtomaan paksuus tulkittuna painovoima-anomaliasta linjalla L3. Laskettu anomalia on merkitty yhtenäisellä viivalla ja lasketun anomalian nollataso ja havaittu anomalia ympyröillä.

7. LOPUKSI

GPS-gravimetraus soveltuu jätekasojen painuman ja tiheyden muutosten seurantaan. Kokemusten karttuessa on päädytty toimiviin mittausjärjestelyihin ja tulkintamenetelmiin. Kun kasaan ei lisätä jätettä eikä sen pintaa muutenkaan muokata, painovoiman muutos suhteessa korkeuden muutokseen on suhteellisen säännöllinen. Tällöin mittauksista voidaan arvioida kasasta palamisen ja kuivumisen johdosta poistuvan massan suuruutta. Aikasarjan tulee kuitenkin olla useita vuosia luotettavien johtopäätösten tekoon.

Tähän mennessä mitatut aikasarjat ovat ainutlaatuisia maailmassa, mutta ne tulevat vielä ainutlaatuisemmiksi, jos mittauksia kyetään jatkamaan niin kauan kuin jätekasat painuvat kasaan ja niiden tiheydet muuttuvat.

KIITOKSET

Esitän parhaimmat kiitokset niille monille henkilöille GTK:ssa ja HSY:ssä (YTV:ssä), jotka ovat auttaneet tutkimuksen toteuttamisessa.

LÄHTEET

Elo, S. 2004. Kompostointitunneliin sijoitetun kompostin tiheys painovoimaa mittaamalla. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti, Q 16.1/2004/1, 7 s.

Elo, S. 2010. GPS- ja painovoimamittaukset Ämmäsuolla 2010. Raportti Q20/10/1 (26.11. 2010), Geologian tutkimuskeskus, Etelä-Suomen yksikkö, 24 s.

Geofysiikkaa 100 vuotta sitten

Sven-Erik Hjelt

Turkanheimontie 8A1, 90230 Oulu, sehjelt@gmail.com

Abstract

In this article some reminders are presented concerning issues of geophysical research 100 years ago. The first steps for the Theories of Continental Drift and Climatic Change were discussed in 1911-12 by Alfred Wegener and Milutin Milankovich respectively. Also some results in seismology and applied geophysics, such as the features of Love waves, estimates of the size of the Earth's core and the use of geoelectrical sounding, are still pertinent today.

1. JOHDANTO

Sata vuotta sitten useimmat geofysiikan osa-alueet olivat vielä hyvin kehittymättömiä. Muutamia tuolloisia tutkimustulokset ja alkavat teoreettiset kehitelmät ovat kuitenkin jättäneet pysyvän jäljen tiedehistoriaan.

2. KAKSI KESTÄVÄÄ TEORIAA

Vuosina 1911 ja 1912 käynnistyi kahden, nykyajan merkittävimpiin kuuluvan geofysiikan teorian kehittäminen. Klimatologi Alfred Wegener (1880-1930) piti ensimmäiset esitelmänsä uudesta näkemyksestään mantereiden liikkeestä loppuvuodesta 1911 ja alkuvuonna 1912 (Else Wegener 1960). Wegener pohti mantereiden vaakasiirtymisen mahdollisuuksia poiketen vallitsevasta, mantereiden pystysuuntaisten liikkeiden teoriasta. Esitelmien pohjalta syntyi kolme vuotta myöhemmin alan perusteos *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Teoksesta ilmestyi 4 eri täydennettyä painosta ja sitä käännettiin usealle kielelle, mm. ruotsiksi (Hallam, 1976; Alfred Wegener 1966). Wegenerin traaginen kuolema Grönlannin jäätikölle keskeytti mannerliiketeorian kehittämisen.

Wegener kuitenkin yritti virheellisesti selittää mannerliikkeet maapallon pyörimisliikkeen avulla. Monet konservatiiviset tutkijat vastustivat Wegenerin ajatuksia muun muassa, koska hän "oli väärän tieteenalan edustajana amatööri" (Hallam, 1976). Tämä ja virheelliseksi osoittautunut mannerliikkeiden selitys vei kehitetyn teorian vuosikymmeniksi "karanteeniin". Vasta 1950- ja 1960-luvun valtamerien pohjan tutkimukset vahvistivat mantereiden vaakaliikkeet todellisiksi antaen ilmiölle nykyaikaisen selityksen (esim. Wilson, 1976).

Samanlaisen "viiveen" teorian hyväksynnässä koki myös sillanrakennusinsinööri ja matemaatikko Milutin Milanković (1879-1958), joka kiinnostui vuosien 1911 ja 1912 vaihteessa ilmaston pitkäaikaisen vaihtelun tutkimisesta. Mm. ilmastotutkija Wladimir Köppenin (joka oli muuten Wegenerin appi) aloitteesta hän laski auringosta maapallolle tulevan säteilyn (eli insolaation) eri leveysasteille lähtien pelkästään maapallon ja auringon välisen geometrian vaihteluiden pohjalta. Nimenomaan kesäaikainen insolaatio korreloi yllättävän hyvin maapallon pitkäaikaisen jäätikkökehityksen kanssa.

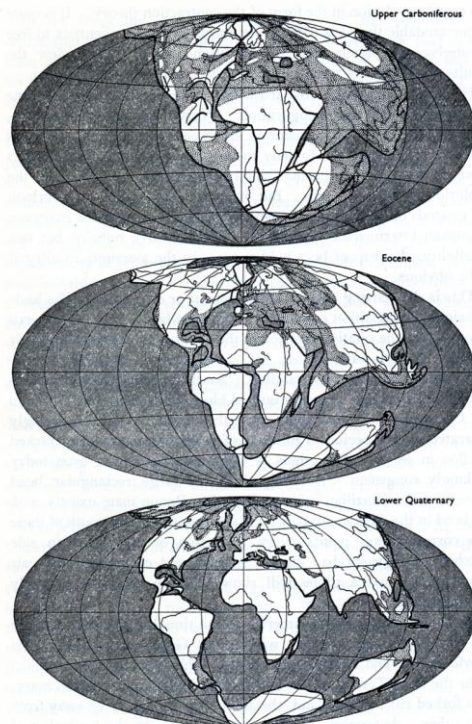
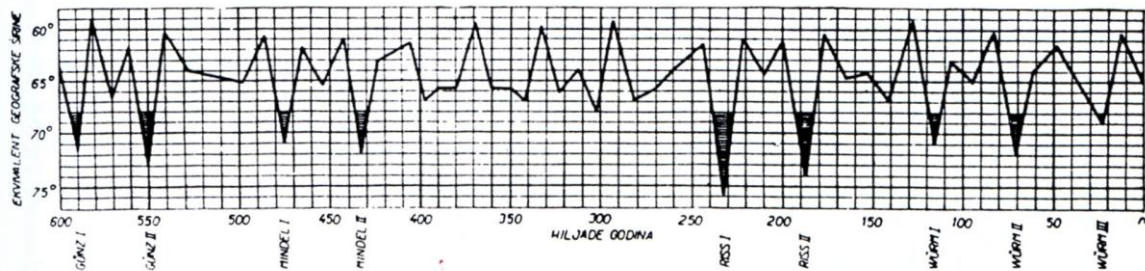


Fig. 4. Reconstruction of the map of the world according to drift theory for three epochs.
Hatching denotes oceans, dotted areas are shallow seas; present-day outlines and rivers are given simply to aid identification. The map grid is arbitrary (present-day Africa as reference area; see Chapter 8).

Kuva 1. Wegenerin alkuperäinen hahmotelma maapallon mantereiden liikkeistä (Alfred Wegener, 1966).



Kuva 2. Milankovichin vuonna 1924 Köppenille laskema auringon kesäsäteily leveysasteelle 65°N. Tuloksen minimikohdat korreloivat jääkausien esiintymisen kanssa. Leveyksien 60° ja 55° käyrät olivat lähes identtiset (Milutin Milankovich, 1955).

Yleisempään tietoisuuteen Milankovichin tulokset tulivat niiden ilmestyttyä Wegenerin ja Köppenin teoksessa *Die Klimate der geologischen Vorzeit* 1920-luvulla. Lopullisen muotonsa Milankovichin teoria sai Serbian Kuninkaallisen Tiedeakatemian vuonna 1941 julkaisemassa teoksessa *Kanon der Erdebestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Oltuaan monia vuosia "paitsiossa" Milankovichin teoria (tai oikeastaan laskentamalli) tuli peruspiirteiltään hyväksytyksi nykyaikaisen ilmastomuutoskeskustelun mukana. Jääkausien monimutkaisista ja osin vielä tarkkaa selvitystä vailla olevista yksityiskohdista, mallin perusominaisuudet pitävät edelleen paikkansa (kts. esim. Lunkka, 2008).

3. MUITA GEOFYYSIIKAN TUTKIMUKSIA

Myös joidenkin muiden geofysiikan osa-alueiden tapahtumilla sata vuotta sitten on merkitystä vielä tänään. Sovelletussa geofysiikassa Schlumberger-veljekset tekivät ensimmäiset sähköiset kartoitukset ja luotaukset sekä luonnon että syötetyn tasavirran potentiaaleja mittaamalla. Mittauksia kehitettiin myös USAssa erilaisia mittauselektrodien järjestelmiä käyttäen (Lawyer et al. 2001). Tasavirta- ja IP-luotauksista tuli pitkäksi ajaksi öljynetsinnän keskeisiä menetelmiä, kunnes heijastusseismologia tarkkuudellaan korvasi sähköiset mittaukset. Schlumberger-veljesten sata vuotta sitten perustaman yhtiön menestys alkoi Bakun öljykentiltä ja yhtiö on edelleen sovelletun geofysiikan keskeisiä toimijoita. (<http://www.slb.com/about/history>)



Kuva 3. Conrad Schlumberger mittaa tilallaan Caenissa, Normandiassa vuonna 1912 ensimmäiset tasapotentiaalikäyrät käyttäen alkeellisia peruslaitteita. (osakuva; Schlumberger-yhtiön historia, <http://www.slb.com/about/history.aspx>)

Seismologiassa Beno Gutenberg täydensi Oldhamin ja Mohorovicicin töitä maapallon sisäisestä rakenteesta määritellen ensi kerran maapallon ytimen koon (n. 2900 km). Tulos on suuruusluokaltaan edelleen oikea. Sata vuotta sitten myös Augustus C.H. Love selvitti vaakasuuntaisten seismisten pinta-aaltojen mysteeriä. (Bolt, 1993; Lawyer et al. 2001). Sovelletun seismologian kehitys vauhdittui vasta 1917 jälkeen (Mintrop tykkien paikannus).

Merentutkimuksessa alkoi kaikuluotauksen aikakausi Reginald Fessendenin vuosina 1910-12 tultua Submarine Signal Companyn palvelukseen kehittämään äänisignaali-generaattoria (Lawyer et al. 2001).

Näiden ja monien muiden tutkijoiden töiden pohjalle on rakentunut nykyinen, monipuolinen ja monimenetelmäinen tieteenala nimeltään GEOFYYSIIKKA, lukuisine tärkeine käytännön sovellutuksineen.

LÄHTEET

- Bolt, Bruce A., 1993. *Earthquakes and geological discovery*. Scientific American Library, W.H. Freeman and Company, 229 pp.
- Hallam, A. 1976. Alfred Wegener and the Hypothesis of Continental Drift. ss. 8 - 17 teoksessa *Continents Adrift and Continents Agorund. Readings from Scientific American*. W.H. Freeman and Company. 230 ss. (alkuperäinen artikkeli julkaistu helmikuussa 1975).
- Lawyer, L.C. (Lee), Charles C. Bates and Robert B. Rice, 2001. *Geophysics in the Affairs of Mankind. A Personalized History of Exploration Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, USA, 429 pp.
- Lunkka, Juha Pekka, 2008. *Maapallon ilmastohistoria, kasvihuoneista jääkausiin*. Gaudeamus, Tampere, 286 ss.
- Milutin Milankovic 1879 - 1958. From his autobiography with comments by his son, Vasko and a preface by André Berger. European Geophysical Society, Katlenburg-Lindau, Printde in germany 1995. 181 pp.
- Schlumberger-yhtiöiden historiasta. <http://www.slb.com/about/history.aspx>
- Wegener, Alfred, 1966. *The origin of Continents and Oceans*. (translated by John Biram from the 1929 Edition *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*) Dover Publications Inc, Toronto, 246 pp.
- Wegener, Else, 1960. *Alfred Wegener, Tagebücher, Briefe, Erinnerungen*. F.A. Brockhaus, Wiesbaden, 262 ss.
- Wegener-Köppen, Else, 1955. *Wladimir Köppen, ein Gelehrtenleben*. Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft M.B.H., Stuttgart, 195 ss.
- Wilson, J. Tuzo, 1976. Continental drift, ss. 19 -33 kirjassa *Continents Adrift and Continents Agorund. Readings from Scientific American*. W.H. Freeman and Company. 230 ss. (alkuperäinen artikkeli julkaistu huhtikuussa 1963)

Sähkömagneettinen malminetsinnän reikämittausmenetelmä GTK-FrEM

J. Jokinen¹ ja R. Javanainen²

¹ Geologian tutkimuskeskus, jarkko.jokinen@gtk.fi

² J-Embedded Oy

Abstract

New electromagnetic borehole method has been developed and successfully tested in Pyhäsalmi mine. This GTK-FrEM system has been invented to locate electrically conductive mineralization. The method consists of a surface transmitter, a wireless borehole receiver and software. The measuring system is fast and accurate. Additional information is presented by Jokinen et al. (2011).

1. JOHDANTO

Geologian tutkimuskeskus, J-Embedded Oy ja Pyhäsalmi Mine Oy ovat kehittäneet uuden geofysikaalisen malminetsintämenetelmän. Kaapelittomalla sähkömagneettisella reikävastaanottimella kartoitetaan malminetsintäreikien ympärillä olevan kallioperän sähköjohtavuutta. Uutta menetelmää hyödynnetään Pyhäsalmen kaivoksessa, missä syvälle kaivokseen kairatut vaakasuuntaiset tutkimusreiät eivät sovellu perinteisillä mittalaitteilla tutkittaviksi.

2. RAKENNUSPROJEKTI

Mittausmenetelmän toimintaperiaatteen suunnittelu aloitettiin vuonna 2005. Rahoituksen puuttuessa laiterakennus käynnistyi kuitenkin vasta kaksi vuotta myöhemmin. Mittauksen perusajatus on hyvin perinteinen. Suurella sähköjohtavasta maanpinnalle rakennetulla lähetinantennilla (esim. 500m x 500m silmukka) tuotetaan muuttuva magneettikenttä, jonka aiheuttamia sähkömagneettisia vaikutuksia mitataan tutkimusreiässä. Uutena asiana laitteessa on se, että tällä tarkkuudella ja nopeudella ei vastaavia mittauksia ole aikaisemmin voitu toteuttaa. Mittaushavainnot kerätään reikävastaanottimen muistiin ja varsinainen geofysikaalinen mittaustulos ratkaistaan myöhemmin tietokoneohjelmilla.

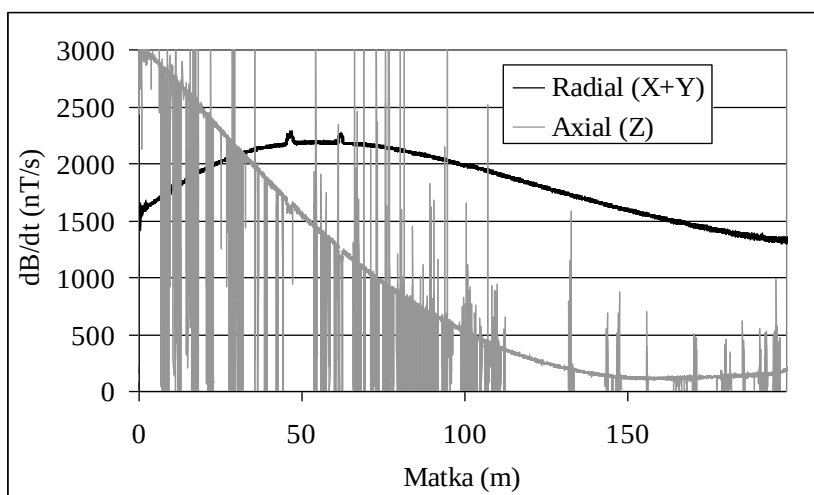
Sähkömagneettisen kentän vaihtelu mitataan kolmella kohtisuoralla kelalla. Kelaan induoituvan sähkövirran arvot tallennetaan 22000 kertaa sekunnin aikana. Samalla tavoin kerätään tietoa lähetinvirran vaihtelusta. Tuloksista ratkaistaan Fourier-muunnoksen avulla vastaanotetun signaalin amplitudi (dB/dt) ja vaihekulma. Mittalaitteen asentoon liittyvät tiedot ratkaistaan magnetometrin ja kiihtyvyysanturin mittaustuloksista. Satunnaisessa pyörähdysasennossa mitatut tulokset käännetään ensin reikäkoordinaatistoon ja sitten maantieteelliseen koordinaatistoon. Tuloksista lasketaan jokaisen yksittäisen mittauspisteen paikka ja asento maan sisällä. Samalla saadaan selvyys magneettikentän ja sen myötä kivien magneettisten ominaisuuksien vaihtelusta reiän matkalla.

Reikävastaanottimen ensimmäinen yhdellä taajuudella toimiva prototyyppi valmistui syksyllä 2008 ja ensimmäiset onnistuneet kaivosmittaukset toteutettiin seuraavana talvena. Lähdekenttä tuotettiin aluksi maanpintamittauksiin tarkoitettulla Gefinex 400S eli Sampo-laitteistolla. Vuoden 2009 alussa rakennettiin puhdasta siniaaltoja tuottava ohjelmoitava maanpintalähetin. Samana vuonna rakennettiin myös laajakaistainen reikävastaanotin. Aluksi käytössä oli 11 mittaustaajuutta, myöhemmin taajuuksia karsittiin ensin viiteen, sitten kolmeen ja lopuksi kahteen (0.3 ja 3 kHz). Vuonna 2010 rakennettiin syvyysmittari pystyreikien mittauksia varten. Lisäksi rakennettiin aikaisempaa kapeampi reikävastaanotin, joka voidaan työntää kairaputkien läpi reiän pohjalle. Tällä laitteella mittaus voidaan tehdä kairaterän vaihdon tai kairatankojen normaalin ylösnostamisen yhteydessä. Laiterakentamisen ohella on jatkuvasti kehitetty myös useita tietokoneohjelmia. Kaivosyhtiölle tärkein asia on kuitenkin aina ollut mittaustulosten merkitys, joten myös tulkintaan on käytetty aikaa.

Tutkimuslaitteen tärkein käyttökohde ovat vaaka-asentoiset tai loivasti kaatuvat kaivosreiät, sillä niiden mittaaminen perinteisellä kaapelin päähän kytketyllä reikälaitteilla on hidasta ja vaikeaa. Käytännössä GTK-FrEM reikävastaanotin tallentaa mittaustuloksia jatkuvasti, mutta lopulta vain tarvittavia havaintoja hyödynnetään. Kairakoneella mittaushavainnot poimitaan 3 m välein olevilta mittauspaikoilta. Mittausmenetelmä sopii tietysti myös jyrkempien, joko kaivoksesta tai maanpinnalta kairattujen reikien mittaamiseen. Vastaanottimen liikkuessa mittaustuloksia saadaan hyvinkin tiheällä pistevälillä - tarvittaessa esimerkiksi 1 cm:n välein. Tämä riittäisi hyvin esimerkiksi kallioperän rikkonaisuusrakenteiden tutkimukseen.

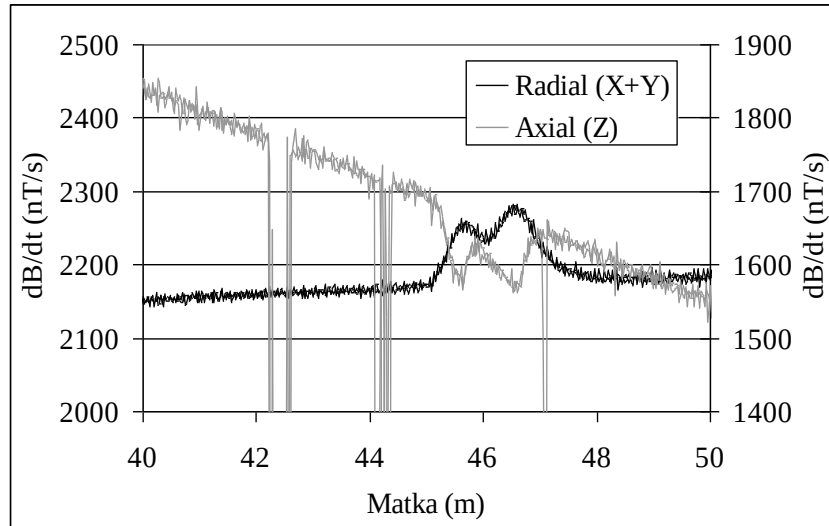
2. MITTAUSTULOKSIA

Pyhäsalmen kaivoksessa on vierailtu 9 kertaa tekemässä testimittauksia erilaisilla laite- ja ohjelmistoversioilla. Kuvassa 1 on esimerkki maanpinnalta kairatun reiän mittaustuloksesta. Kokonaiskenttä on jaettu reiän suuntaiseen (harmaa) ja reiälle poikittaiseen (musta) komponenttiin. Mittaus on tehty tasaisesti liikkuvalla vastaanottimella ensin alas ja sitten ylös. Mittauspisteiden välimatkaksi muodostui 2 cm, kun mittaussnopeus oli 7 m/min.



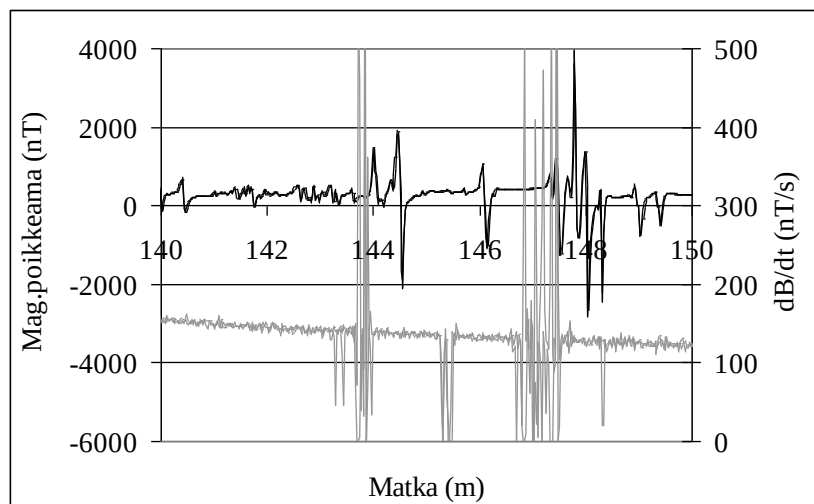
Kuva 1. Edestakainen mittaustulos maanpintalähettimen ulkopuolella olevassa malminetsintä-reiässä. Liikkuvan vastaanottimen mittaustuloksessa reiän poikittaiskomponentti on vähemmän häiriöinen (musta) kuin reiänsuuntainen komponentti (harmaa).

Kun edestakaista mittaustulosta tarkastellaan tarkemmin, saadaan hyvä käsitys tulosten toistettavuudesta ja kohinasta. Kuvassa 2 on yksityiskohta aikaisemmin esitetystä mittaustuloksesta. Mittauslukema ratkaistaan 0.18 sekunnin mittausjaksolta, jonka aikana laite on ollut liikkeellä. Toisessa tilanteessa, kun mittaus tehdään kairakoneen avulla vaakareikässä, on vastaanotin mittaushetkellä paikallaan. Samalta pisteeltä kerätään useita havaintoja, joista lasketaan keskiarvotulos. Nämä seikat parantavat tulosten laatua entisestään.



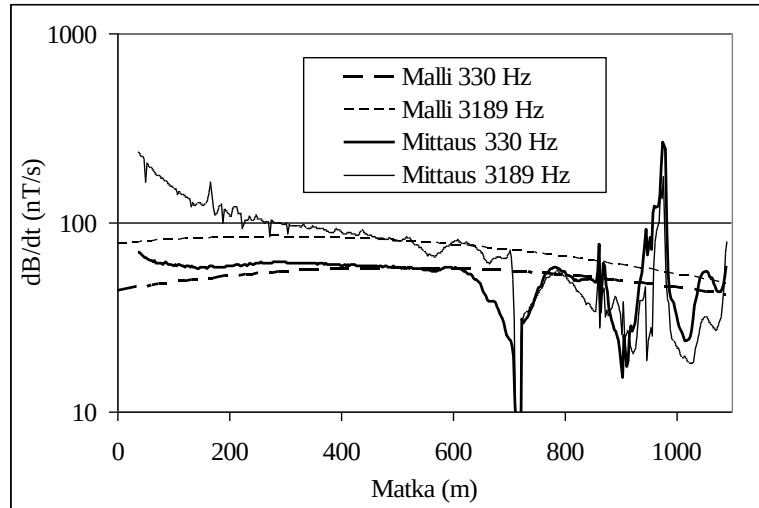
Kuva 2. Yksityiskohta kuvan 1 aineistosta. Edestakainen mittaus 2 cm pistevälillä.

Häiriöt reiän suuntaisessa mittaustuloksessa aiheutuvat reiän lävistämien kivien magneettisten ominaisuuksien vaihtelusta. Vastaanottimen liikkeestä aiheutuva magneettikentän nopea muutos ferriittisydämen kelan ympärillä indusoi virtapulssin, joka näkyy mittaustuloksessa. Kuvassa 3 on esitetty esimerkki sähkömagneettisen kentän ja magneettikentän vaihtelusta.



Kuva 3. Esimerkki magneettivuontiheyden (musta) ja reiän suuntaisen sähkömagneettisen kentän (harmaa) vaihtelusta. Kuvassa on esitetty edestakaiset tulokset 2 cm pistevälillä. Magnetometri sijaitsee noin 1 m ylempänä reikälaitteessa kuin reiän suuntaista kenttää mittaava kela.

Esimerkki syvällä kaivoksessa tehdystä mittauksesta on esitetty kuvassa 4. Voimakas lävistysanomalialla on mitattu noin 715 m:n etäisyydellä reiän suulta. Tuloksissa on myöhemmin yhtä selvä ja merkittävä indikaatio reiän sivulla olevasta sähköjohtavasta rakenteesta, johon kairaus ei ole osunut.



Kuva 4. Esimerkki GTK-FrEM -mittaustuloksesta Pyhäsalmeilta. Yhtenäiset viivat kuvaavat mitatun kentän kokonaisvoimakkuutta kahdella eri mittaustaajuudella. Tasaisemmat katkoviivat esittävät Leroi-mallinnusohjelmalla (Amira/CSiro) laskettua teoreettista mittaustulosta 5000 Ohmm:n puoliavaruudessa.

Mittalaitteiston ja tietokoneohjelmiston rakentaminen, testaaminen ja testitulosten tulkitseminen on toteutettu samanaikaisesti nopeassa aikataulussa. Hieman yli kolme vuotta kestänyt projekti on kuitenkin osoittanut menetelmän olevan erittäin käyttökelpoinen ja mahdollisesti sovellettavissa malminetsinnän lisäksi myös muihin reikämittaustarpeisiin.

LÄHTEET

Jokinen, J., A. Korpisalo ja H. Hongisto, 2011. New down-hole geophysical techniques in the exploration of deep ore deposits. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, **49**, 59-70, 11 figures and 1 table.

Tilastollinen kuva plasman konvektiosta magnetosfäärin plasmalevyssä

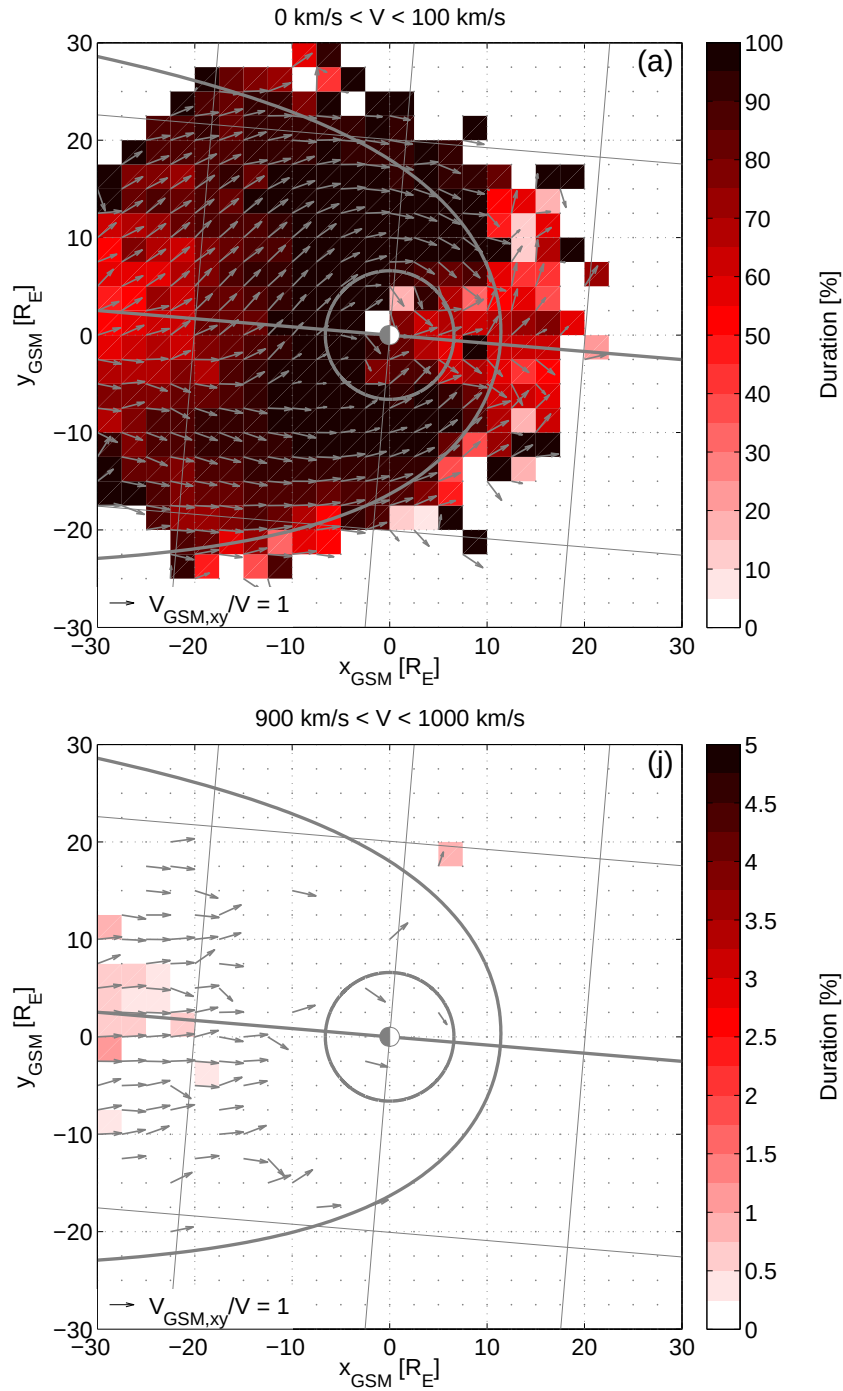
L. Juusola^{1,2}, N. Østgaard¹ ja E. Tanskanen^{1,2}

¹ Bergenin yliopisto, liisa.juusola@fmi.fi

² Ilmatieteen laitos

Abstract

Determining the characteristics of convection in the plasma sheet of Earth's magnetotail and their response to changes in various solar wind parameters are important for understanding the energy and mass transport, as well as disturbance propagation, through geospace. We use 15 years of data obtained by the Geotail, Cluster and THEMIS satellites to study statistically the characteristics of plasma sheet flows, and the effect of the interplanetary magnetic field (IMF) on the convection. We find that plasma sheet convection is dominated by slow speed (<100 km/s) flows that circulate around Earth on both sides toward the dayside. With increasing flow speed the sunward component of the flow velocity becomes more pronounced such that flows with $V > 500$ km/s are directed almost purely sunward. Both IMF B_y and IMF B_z are observed to penetrate the plasma sheet. During southward IMF conditions, a channel of increased B_z is created in the nightside around the aberrated midnight axis. We suggest that the channel is caused by dipolarization and magnetic flux pileup related to fast flows. The nightside region of highest mean flow speed is located more duskward during dawnward IMF conditions than during duskward IMF conditions. For plasma sheet flows with speeds higher than 100 km/s, we find that the orientation of IMF (clock angle) controls the speeds, while the magnitude of the solar wind electric field plays a minor role. The increasing speed indicates that energy transfer per unit length of the nightside X-line increases as IMF turns southward.



Kuva 1: Esimerkkikuvat hitaista ($0 < V < 100 \text{ km/s}$) ja nopeista ($900 \text{ km/s} < V < 1000 \text{ km/s}$) plasmavirtauksista Maan magnetosfäärin plasmalevyssä. Taustaväri kertoo, kuinka suuri osuus havaituista virtauksista sattuu kyseiselle nopeusvälille, ja nuolet näyttävät virtauksen keskimääräisen suunnan. Maa on kuvassa keskellä ja auringon suunta oikealla. Ympyrä esittää geostationaarista rataa ja käyrä magnetosfäärin aurinkotuulesta erottavaa rajapintaa, magnetopausia. Paksu viiva on keskiyö-keskipäiväakseli, joka Maan rataliikkeen vuoksi suhteessa ympäröivään aurinkotuuleen on kiertynyt noin 5° x-akselin suunnasta. x- ja y-akselin etäisyydet on annettu Maan säteen ($1 R_E = 6371,2 \text{ km}$) yksiköissä.

Liikkuva laserkeilaus ympäristön tutkimuksessa

S. Kaasalainen¹, A. Kukko¹, H. Kaartinen¹, K. Anttila¹ ja A. Krooks¹

¹ Geodeettinen Laitos, Sanna.Kaasalainen@fgi.fi

Abstract

Integrating laser scanner with mobile platforms has recently created a new field of environmental applications due to its efficiency in covering relatively large areas with high resolution. In this paper we discuss the experiences obtained in the environmental applications of mobile laser scanning, such as snow cover monitoring and fluvial morphology. The Finnish Geodetic Institute (FGI) initiated the development of a mobile laser scanning system in 2003 to maximize the automation of urban feature extraction at the post - processing phase of laser scanning data. The mobile laser scanning system, called ROAMER, can be flexibly adopted for various urban and environmental applications. To demonstrate the environmental applications, we present case studies of snow mobile and boat platforms. The results from these experiments demonstrate the potential of the mobile approach in environmental remote sensing.

1. JOHDANTO

Laserkeilauksella mitataan kohteen kolmiulotteista rakennetta takaisinheijastuneen laserpulssin tuottamasta etäisyystiedosta. Vastaanotetun kaiun voimakkuus taas kuvaa kohteen kirkkautta. Ns. maalaserkeilainten käyttö on yleistynyt viime vuosina, erityisesti niiden käyttö liikkuvassa laserkeilauksessa, jossa keilaus tapahtuu GPS:n ja inertiaalimittausyksikön (IMU) avulla liikkuvalla alustalla, kuten autosta, moottoriveneestä tms. Tällä menetelmällä voidaan tehokkaasti mitata laajoja alueita, joten liikkuvan laserkeilauksen ympäristösovellukset ovat viime vuosina lisääntyneet.

Verrattuna perinteiseen lentokoneesta tehtävään laserkeilaukseen, liikkuva laserkeilaus on myös joustavampi, tehokkaampi ja yleensä edullisempi tapa mitata laajempia alueita, ja sillä pystytään myös yksityiskohtaisempaan kartoitukseen kuin lentokoneesta. Puutteena on mittausten pienempi kattavuus verrattuna esim. satelliittimenetelmiin. Erilaisten menetelmien tuottaman datan yhdistäminen onkin yhä tärkeämpi tutkimusaihe.

2. LIIKKUVA LASERKEILAUS YMPÄRISTÖN KAUKOKARTOITUKSESSA

Tässä julkaisussa esitellään Geodeettisessa Laitoksessa kehitetyn liikkuvan laserkeilauslaitteiston ympäristösovelluksia. GL:n liikkuva laserkeilauslaitteiston, ROAMER:in on kehittänyt Geodeettisen laitoksen (GL) liikkuvan kartoituksen työryhmä alkaen vuodesta 2003 (ks. esim. Kukko et al. 2010). ROAMER voidaan asentaa esim. autoon, moottorikelkkaan (Kaasalainen et al. 2011) tai veneeseen (Vaaja et al. 2011). Se koostuu FARO Photon 120 (785 nm laser) maalaserkeilaimesta ja GPS- ja IMU-laitteistoista (NovAtel

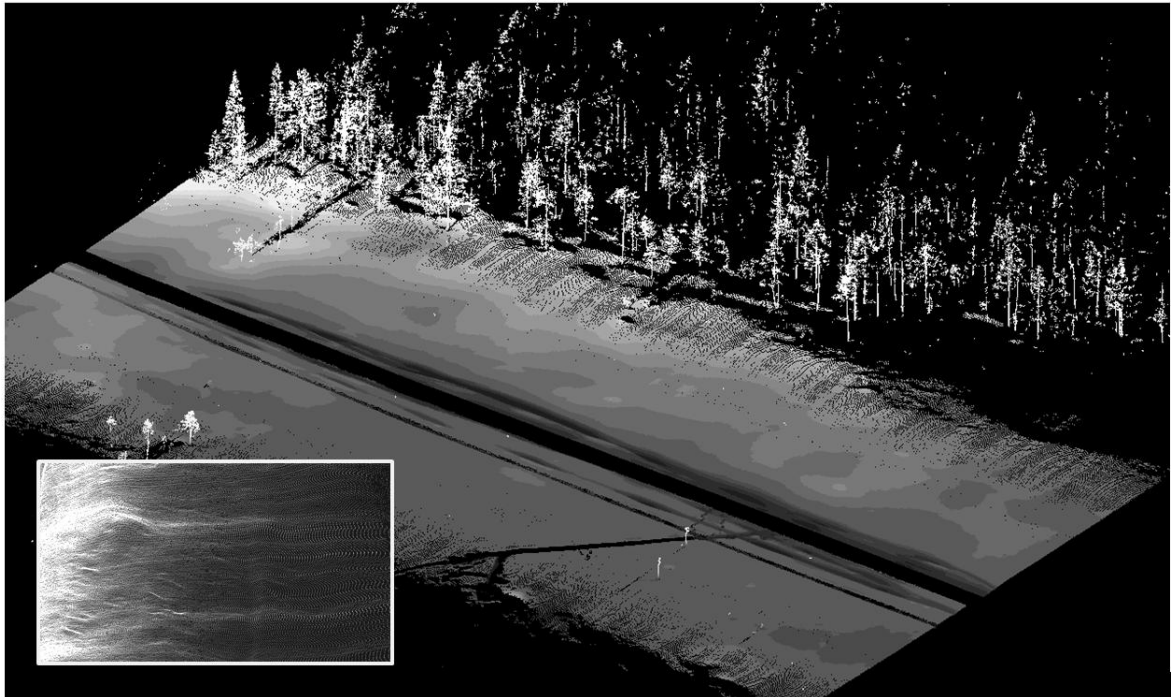
DL-4 plus GPS-vastaanotin, NovAtel GPS-702 antenni sekä Honeywell HG1700 AG58 IMU-yksikkö). Keilaimen etäisyysmittauksen virhe on n. 2 mm 25 metrin etäisyydellä. Lasersäteen halkaisija on 3.3 mm ja divergenssi 0.16 mrad. Pistemittaustaajuus on 244 kHz ja keilaustaajuus 49 Hz. ROAMER –laitteisto moottorikelkan rekeen asennettuna on esitetty kuvassa 1. Paikannustiedon tarkkuuden parantamiseksi keilattavalta alueelta mitataan usein ns. referenssipisteitä käyttämällä joko kiinteitä tai siirrettäviä referenssikohteita, joiden tarkat paikat mitataan tarkkuus-GPS:llä (Kukko et al. 2010).

Lumipinnan kaukokartoitusta liikkuvan laserkeilauksen avulla on tutkittu Sodankylän Ilmailuteellisessä Tutkimuskeskuksessa (yhteistyössä Ilmailutteen Laitoksen kanssa) vuosina 2010 ja 2011. Tarkoitus oli testata liikkuvan keilauksen soveltamista lumipinnoille ja samalla tuottaa tietoa lumipeitteen pinnankarkeuden vaihteluista eri mittakaavoissa. Alustavien tulosten (ks. kuva 2) perusteella liikkuva keilaus soveltuu hyvin lumipintojen mittaamiseen: suhteellinen tarkkuus pinnankarkeuden mittauksessa oli alle 1 cm luokkaa (Kaasalainen et al. 2011).

Veneestä toteutetulla liikkuvalla keilauksella mitattiin jokiuomien topologiaa ja erityisesti tulvien aiheuttamia kerrostumia yhteistyössä Turun yliopiston Maantieteen laitoksen kanssa (Vaaja et al. 2011). Vuonna 2010 tehdyissä mittauksissa keilausprofiilien väli oli keskimäärin 3 cm ja pisteväli profiilissa 25 metrin etäisyydellä 3 cm. Tulvien ja eroosion aiheuttamat muutokset voitiin selkeästi havaita mitatuista laser-pistepilvistä. Myös joenuoman kolmiulotteinen rakenne saadaan mitattua tarkasti (kuva 3).



Kuva 1. ROAMER, Geodeettisen Laitoksen liikkuva laserkeilauslaitteisto asennettuna moottorikelkan rekeen.



Kuva 2. Esimerkki lumipinnan laserkeilaustuloksista liikkuvalla menetelmällä. Pinnankarkeuden vaihtelut näkyvät harmaasävyinä pienessäkin mittakaavassa.



Kuva 3. Esimerkki veneestä keilatusta joenuoman pistepilvestä (vrt. kuva 2).
3. LOPUKSI

Liikkuva laserkeilaus on osoittautunut tehokkaaksi ja edulliseksi menetelmäksi erilaisissa ympäristösovelluksissa. Jatkotutkimus suuntautuu erityisesti automaattisten datantulkintamenetelmien kehittämiseen ja mittauksen tehostamiseen ottamalla mukaan esimerkiksi keilaimen kirkkausilmaisimen rekisteröimä kirkkaustieto. Tämä vaatii myös kalibrointimenetelmien entistä tehokkaampaa keittämistä.

LÄHTEET

- Kaasalainen, S., Kaartinen, H., Kukko, A., Anttila, K., and Krooks, A., 2011. Brief communication "Application of mobile laser scanning in snow cover profiling". *The Cryosphere*, 5, 135-138.
- Kukko, A., Kaartinen, H., Kaasalainen, S., Vaaja, M., and Anttila, K., 2010. Experiences of mobile mapping in environmental monitoring. Ubiquitous Positioning Indoor Navigation and Location Based Service (UPINLBS), Kirkkonummi, 2010.
- Vaaja, M., Hyyppä, J., Kukko, A., Kaartinen, H., Hyyppä H., and Alho, P., 2011. Mapping Topography Changes and Elevation Accuracies Using a Mobile Laser Scanner. *Remote Sens.* 3, 587-600.

Revontulimittauksia Oulun yliopistolla

K. Kaila

Oulun yliopisto, Fysiikan laitos, kari.kaila@oulu.fi

Abstract

Northern lights or aurora is usually a relative faint luminous phenomenon in the arctic night sky. Aurorae are not easily visible by an observer living in a populated area with many street lights. In dark countryside, far from light pollution, aurorae can be observed without difficulty. There also visual observations and auroral measurements can be made easily. Is it possible to make serious auroral measurements in populated areas or cities? That has been studied with a multichannel auroral photometer and two auroral spectrometers installed on the roof of Oulu University at Linnanmaa, five kilometers north of the city center of Oulu.

1. JOHDANTO

Revontulet on napa-alueiden läheisyydessä taivaalla nähtävissä oleva heikko valoilmio. Taajamissa ja asutusalueilla lukuisat katuvalot ja muut valolähteet häiritsevät tai jopa estävät heikkojen revontulien näkymisen. Pimeillä valottomilla paikoilla niitä sen sijaan voidaan havaita vaivatta. Jotta revontulia voitaisiin havaita kunnolla, täytyy siis mennä taajamien ulkopuolelle, etäälle katuvaloista. Kaupunkien valolähteiden määrä on varsin suuri ja siten valosaaste on myös huomattava. Tuntuu siltä, ettei suuremmissa taajamissa tai kaupungeissa voi tehdä mielekkäitä mittauksia heikoista taivaan valoista. Onko siis mahdollista tehdä revontulimittauksia asutusalueilla? Tätä tutkittiin Oulun yliopiston katolle sijoitetuilla revontulimittalaitteilla.

2. LAITTEISTO JA MITTAUKSET

Laitteistona käytettiin monikanavaista skannaavaa fotometriä (Kaila 2003) sekä kahta revontulispektrometriä (Pesola 2006).

Fotometri:

Yksi testin mittalaite on uusi 9-kanavainen skannaava fotometri, joka saatiin valmiiksi maaliskuussa. Siinä on 9 eri aallonpituudelle tehtyä fotometriputkea. Niiden eteen on asennettu peili, joka on kiinnitetty 45° kulmassa akseliin. Akselia edestakaisin kierrettäessä fotometri skannaa taivasta yhdessä tasossa jostain halutusta kulmasta halutun kulmavälin verran edestakaisin. Mittausten alku- ja loppuajat, kulmalukemat, mittausten integrointiaika sekä askelmoottorin yhteen askeleeseen kuluva aika määritetään etukäteen taulukkoon. Näin voidaan vaikka koko talvikauden mittausparametrit kirjoittaa kerralla mittausaikatiedostoon. Fotometri tekee mittaukset tiedostossa olevien aikojen ja parametrien mukaan. Tässä kapeakeilaisessa fotometrissa käytetään interferenssisuotimia, joiden läpäisykaistat ovat vain 1-2 nm.

Spektrometri 1:

Ensimmäinen spektrometri mittaa visuaalialueen sinisen pään spektriä. Spektrometrissä uloin optiikka on 7 x 50 kiikarin objektiivilinssi, joka fokusoi valon taivaalta tai kohteesta 70 mm pitkään kaarevaan rakoon. Raon leveyttä voidaan muuttaa välillä 0-3 mm. Raon jälkeen valonsäteet ohjataan koveran peilin kautta heijastushilalle, jossa on 1200 juovaa/mm. Tämän jälkeen spektriksi hajonnut valo fokusoidaan optiikalla CCD-kameralle. Puolen mm:n raon avulla spektrin erotuskyvyksi saadaan 0,8 nm. CCD-kameralta saadaan talletetuksi 170 nm:n spektrikaista (nyt 390 nm - 560 nm), jonka aallonpituusalueutta voidaan säätää halutusti. Spektri saadaan taivaalta 0,5° x 18° alueelta.

Spektrometri 2:

Toinen spektrometri on hieman pienempi ja sillä mitataan visuaalialueella spektrin punaista päätä. Tämän spektrometrin rakenne on samanlainen kuin ensimmäisen spektrometrin. Raon pituus on tässä spektrometrissä 50 mm ja hilassa on 600 juovaa/mm. Myös fokusoiva optiikka on erilainen. Molemmilla spektrometreillä käytetään 5 - 25 sekunnin integrointiaikoja. Spektrialue on 530 nm - 730 nm.

3. MITTAUKSET JA TULOKSET

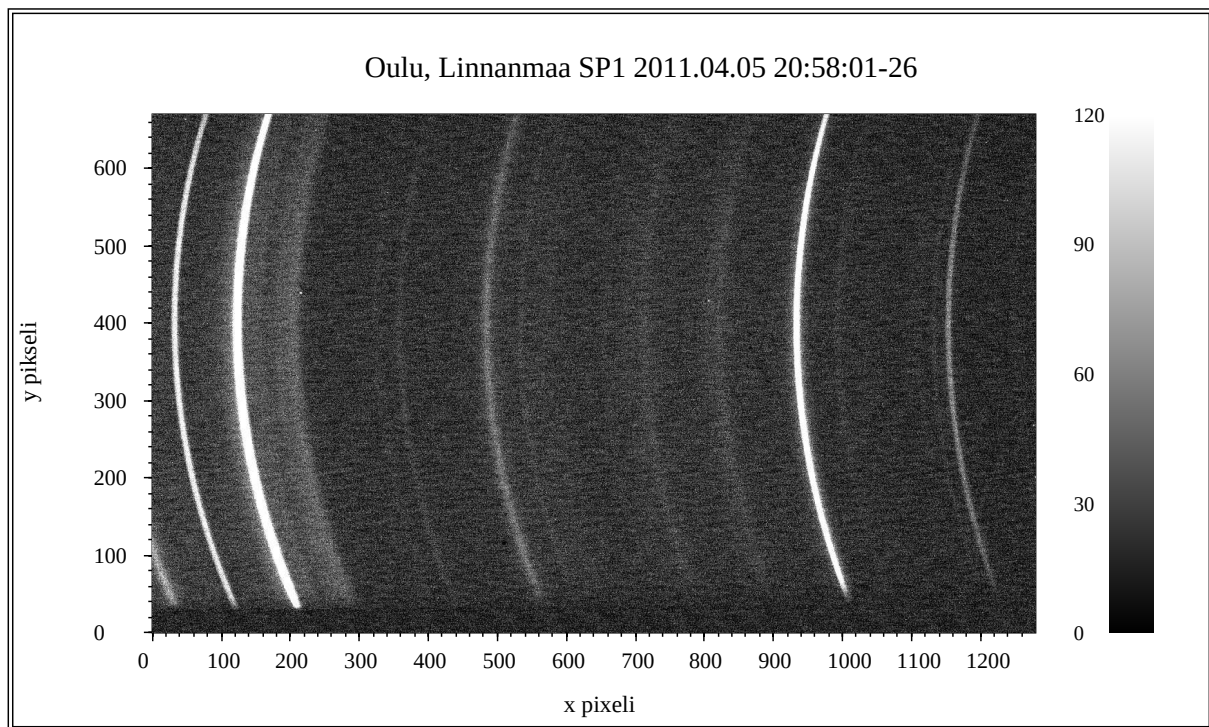
Oulun yliopisto sijaitsee Linnanmaalla, viisi kilometriä Oulun keskustan pohjoispuolella. Yliopiston katolle asennettiin maaliskuussa 2011 skannaava revontulifotometri sekä kaksi revontulispektrometriä. Niillä testattiin optisia olosuhteita kaupunkialueella maaliskuuhun ajan, kunnes yöt tulivat liian valoisiksi.

Vaikka yli kuukauden aikana esiintyikin revontulia useina öinä, ei selkeällä taivaalla saatu zeeniin alueelta revontulia mitatuksi lainkaan. Kuvassa 1 ja 2 on spektrometrien ottamat kuvat selkeällä säällä. Niissä nähdään kaupungin katulamppujen spektriviivoja, joista monet ovat elohepeasta peräisin. Kuvissa 3 on spektrometrin 1 ottamista kuvista tehtyjä intensiteettikäyriä aallonpituuden funktiona. Ylimpänä on täysin pilvessä olevan yötaivaan spektri, keskellä selkeän yötaivaan spektri ja alla kuvasta 1 selkeän yötaivaan spektri, jossa nähdään selvästi muutama revontuliemissio. Kuva 4 on samanlainen kuin kuva 3, mutta se on tehty spektrometri 2:n kuvista. Alimmassa kuvassa nähdään happiatomien emissioviivoja.

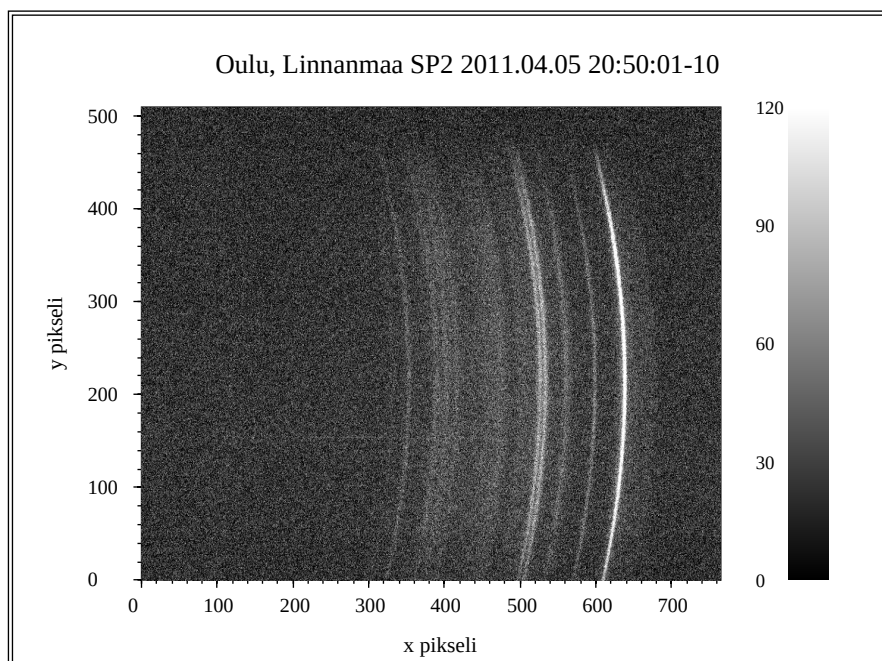
Vaikka yötaivaalla onkin katu- ja muiden lamppujen spektriviivoja, on revontulissa esiintyviä voimakkaita spektriviivoja sellaisilla alueilla, ettei lamppujen spektriviivat niitä juurikaan häiritse. Spektrometrimittauksien perusteella voidaan sanoa, että kapeakaistaiset fotometrimittaukset ovat täysin mahdollisia myös taajamissa ja kaupunkialueilla. Revontuliemissioiden alueilla kaupunkitaivas on varsin tumma ja fotometrillä on mahdollista tehdä kunnollisia revontulimitauksia myös taajamissa.

LÄHTEET

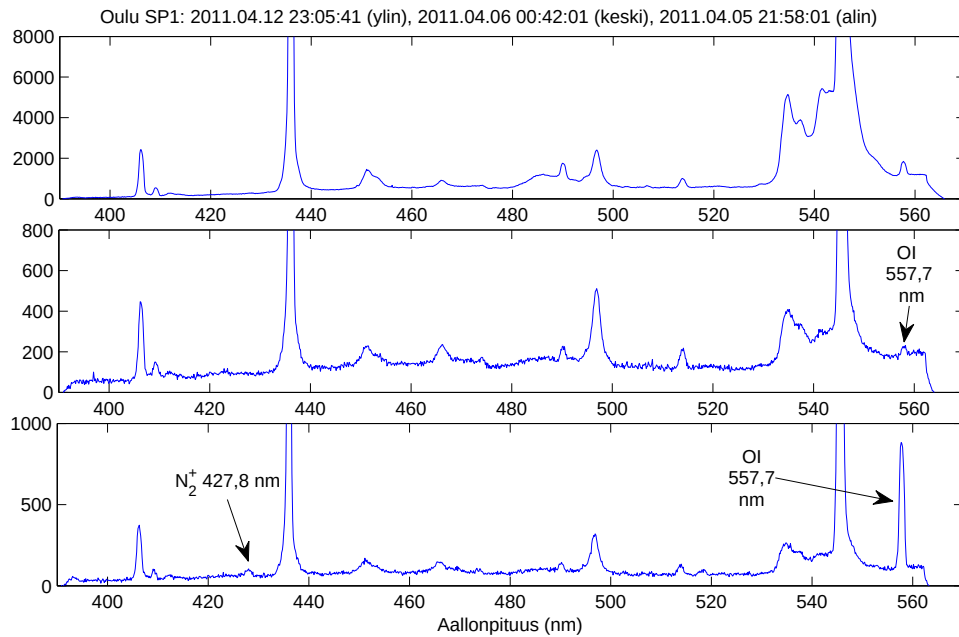
- Kaila, K.U., 2003. Multichannel scanning auroral photometer, *Geophysica*, **39**, No 1-2, 75-90.
- Pesola, A., 2006. Revontulispektrometrin kalibrointi ja ominaisuuksien määrittäminen, Pro Gradu -tutkielma, Oulun yliopisto, fysikaalisten tieteiden laitos, 50 s.



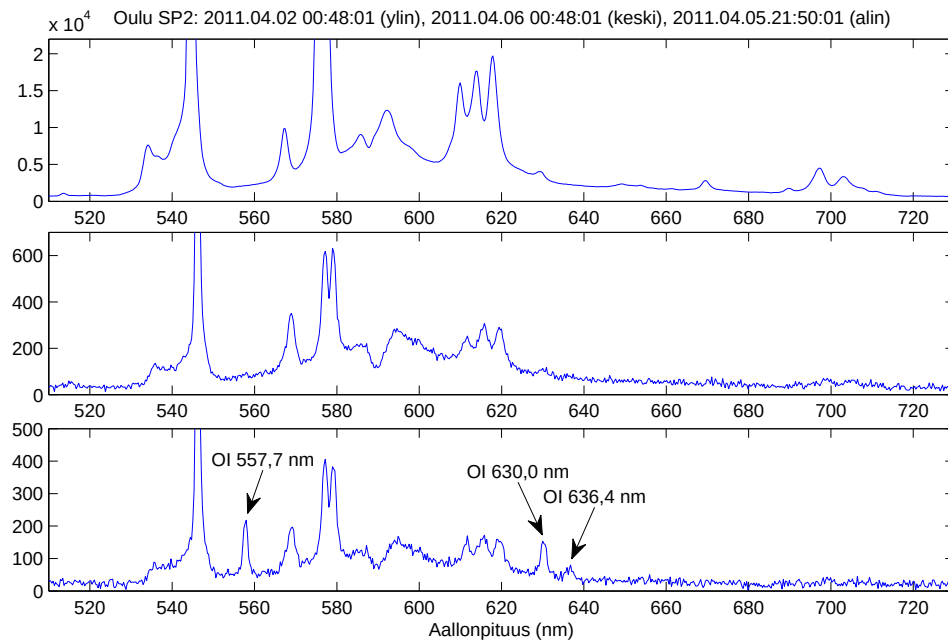
Kuva 1: Spektrometri 1:n kuva zeniittiä kohti selkeällä säällä, kun reveontulia näkyi matalalla pohjoistaivaalla. Spektri on otettu 2011.04.05 21:58:01 ja valotusaika oli 25 s. Aallonpituusalue on 560 nm - 390 nm eli spektrin sinisessä osassa. Kohdassa $x = 120$ on aallonpituus 557,7 nm.



Kuva 2: Spektrometri 2:n kuva zeniittiä kohti selkeällä säällä, samana yönä kuin kuva 1. Spektri on otettu 2011.04.05 21:50:01 ja valotusaika oli 8,5 s. Aallonpituusalue on 730 nm - 530 nm eli spektrin punaisessa osassa. Kohdassa $x = 320$ on 630,0 nm ja $x = 570$ on 557,7 nm.



Kuva 3: Spektrometri 1:n tuloksia zeniitin suunnasta. Yllä on täysin pilvisellä taivaalla kaupungin valojen spektri, keskellä selkeällä säällä mitattu spektri ilman revontulia ja alla selkeällä säällä mitattu spektri, jossa revontulia esiintyi matalalla pohjoistaivaalla. Heikko N_2^+ emissio 427,8 nm sekä happiatomien vihreä emissio 557,7 nm näkyvät alimmassa spektrissä.



Kuva 4: Spektrometri 2:n tuloksia zeniitin suunnasta samoin kuin kuvassa 3. Alimmassa kuvassa näkyvät revontulista peräisin olevat happiatomin vihreä emissio 557,7 nm sekä punaiset emissiot 630,0 nm ja 636,4 nm.

Oulun yliopiston optiset revontulimittalaitteet

K. Kaila

Oulun yliopisto, Fysiikan laitos, kari.kaila@oulu.fi

Abstract

Several auroral measurement instruments have been planned, designed and built at the University of Oulu, department of Physics during 1985-2011: five scanning auroral photometers, two zenith photometers, monochromatic auroral camera, two white light auroral video cameras, two white light CCD-cameras and two imaging auroral spectrometers. Many of the instruments have been used during winter periods at the stations Kilpisjärvi and Karesuvanto, some winters also in Sodankylä. During auroral campaigns the instruments have measured aurorae in Tromsø Eiscat-station together with Eiscat radars.

1. JOHDANTO

Jotta mielekästä revontulitutkimusta voidaan tehdä, on revontulista saatava laadukasta mittaustietoa. Sitä saadaan parhaiten siten, että suunnitellaan ja tehdään mittalaitteita itse. Tällöin niiden ominaisuudet, mahdollisuudet, puutteet, edut ja haitat tunnetaan. Laitteisiin on myös melko helppo tehdä tarvittavia muutoksia. Myös laitteiden kalibrointi sekä mitatun datan käsittely ovat paremmin hallinnassa. Oulun yliopiston fysiikan laitoksella on vuodesta 1984 lähtien suunniteltu, rakennettu, uudistettu ja korjattu erilaisia optisia revontulimittalaitteita. Tämä kaikki vie runsaasti aikaa, mutta mitattu data on luotettavampaa kuin kaupallisilla laitteilla tuotettu data.

2. LAITTEISTO

Revontulimittalaitteita alettiin rakentaa Oulun yliopiston fysiikan laitoksella 1984. Ensimmäisenä valmistuivat monokromaattinen revontuliteleviiosysteemi sekä viisikanavainen pyyhkivä revontulifotometri vuonna 1986. Sen jälkeen laitoksella on rakennettu yli kymmenen muuta revontulimittalaitetta. Kuvissa 1-4 on Oulussa rakennettuja revontulimittalaitteita.

Revontulitelevisiokamerassa käytetään laajakulma tai fish-eye optiikkaa, jonka kuva johdetaan interferenssisuotimen ja optiikan avulla kuvavahvistimelliseen televisiokameraan. Kamera tuottaa 25 monokromaattista kuvaa sekunnissa ja aineisto talletetaan videoajastimen ajan kanssa videonauhalle. Kamerassa on suotimia nelipaikkaisessa suodinkiekossa. Kuvia otetaan videonopeudella (25 kuvaa sekunnissa) yhden suotimen läpi kerralla ja suodinta vaihdetaan halutun aikavälein.

Revontulivideokamera on edellistä uudempi videokamera, joka ottaa taivaasta kuvia kuvavahvistimellisen CCD-kameran avulla. Tämäkin tuottaa kuvia video-nopeudella ja tässäkin ka-

merassa optiikkaa voidaan vaihtaa. Tämä revontulivideokamera ottaa vain ns. valkoisen valon kuvia. Tässä ei siis käytetä lainkaan suotimia.

Revontulifotometrin detektoreina käytetään valomonistinputkia. Mitattava valo tulee fotometriputkeen kapeakaistaisen interferenssisuotimen läpi. Optiikka fokusoi valon polttopisteeseen, jossa on kentän rajoitin. Sillä saadaan fotometriputkelle haluttu mittausskeila. Viisi tai kuusi fotometriputkea laitetaan yhteen telineeseen ja teline asennetaan fotometrialustalle vaakasuoraan. Fotometriputkien eteen asennetaan peilisysteemi, jossa 45° kulmaan kiinnitetty tasopeili pääsee kääntymään 180°. Yhdessä peilin pyyhkäisyssä fotometri mittaa revontulien kirkkautta taivaalla etelästä pohjoiseen yhdessä tasossa samanaikaisesti kaikilla eri kanavilla. Sen integrointiaika on tyypillisesti sekunnin osia. Koko fotometriä ohjataan PC:llä mittauskortin välityksellä.

Vanhin fotometri rakennettiin 1986. Uudempia hieman pienempiä fotometrejä rakennettiin kolme kappaletta (Kaila 2003). Kaksi niistä on mitannut revontulia talvisin Karesuvannossa ja Kilpisjärvellä. Yksi fotometri vietiin Kiinaan 1995, josta kiinalaiset veivät sen Etelämantereeseen tutkimusasemalleen Zhong Shaniin. Sieltä saatiin ensimmäiset mittauks tulokset 1997. Uusin revontulifotometri on 9-kanavainen pyyhkivä fotometri, joka valmistui maaliskuussa 2011. Se on uudenaikaisin fotometri.

Pystyfotometrissa on kaksi fotometriputkea, joiden keila voidaan suurentaa jopa 60° suuruiseksi. Tämä tapahtuu uloimman optiikan ja fotometrin keilaa rajaavan iriksen avulla.

Revontulispektrometri on laite, jolla voidaan ottaa kuva halutusta spektrin osasta. Siten spektrometrillä voidaan mitata useita eri aallonpituuksia samanaikaisesti (Pesola 2006). Spektrometrillä käytetään noin 10 sekunnin integrointiaikoja. Eräs syy siihen on, että yhden kuvan siirtäminen PC:lle kestää sekunteja. Toisaalta yhden yön spektrikuvien viemä muistitila on samaa luokkaa kuin fotometrin yhden talven mittauksen viemä muistitila. Spektrometrissä valo kootaan uloimmalla optiikalla. Se fokusoi kuvan polttotasoon, jossa on säädettävä rako. Raon jälkeen valo ohjataan peilille, joka kollimoi valonsäteet yhdensuuntaisiksi. Nämä valonsäteet tulevat hilalle, joka hajottaa valon spektriksi. Spektristä otetaan kuva digitaalikameralla, jossa on sopiva optiikka.

3. MITTAUSASEMIA

Revontulimittalaitteet ovat olleet talvisin mittaamassa enimmäkseen Kilpisjärvellä ja Karesuvannossa. Mittauksia on tehty joinain talvina myös Sodankylässä. Vuosittain on ollut noin viikon mittaisia Eiscat-tutka ja optisia mittauskampanjoita, jolloin useita mittalaitteista on viety Tromssaan mittaamaan revontulia.

LÄHTEET

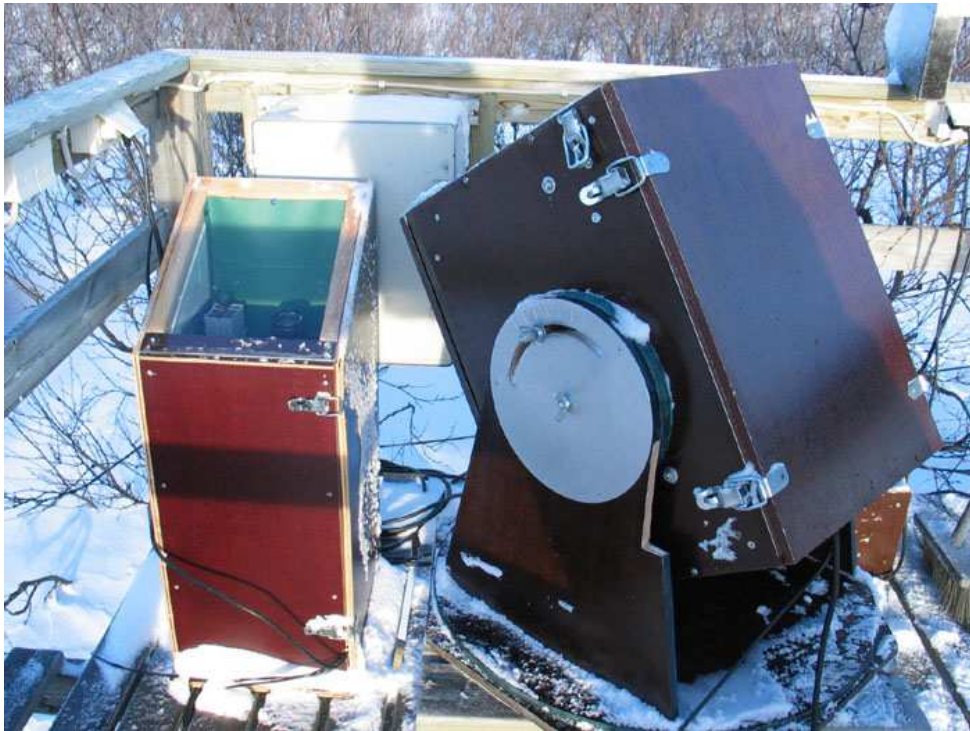
- Kaila, K.U., 2003. Multichannel scanning auroral photometer, *Geophysica*, **39**, No 1-2, 75-90.
- Pesola, A., 2006. Revontulispektrometrin kalibrointi ja ominaisuuksien määrittäminen, Pro Gradu -tutkielma, Oulun yliopisto, fysikaalisten tieteiden laitos, 50 s.



Kuva 1: Vasemmalla PC-ohjattu CCD kamera AP7, keskellä viisikanavainen pyyhkivä fotometri ja oikealla kaksikanavainen zeniittifotometri. Laitteet on asennettu Tromssan Eiscat-asemalle revontulimittauskampanjan ajaksi.



Kuva 2: Kahden fotometrin, kahden spektrometrin ja revontulivideokameran ohjausmikrot Tromssan Eiscat-asemalla revontulikampanjan aikana.



Kuva 3: Pystyfotometri ja kuvavahvistimella varustettu revontulivideokamera Kilpisjärvellä.



Kuva 4: Pyyhkiä kuusikanavainen fotometri Karesuvannon revontuliasemalla. Oikealla CCD-kamera AP7.

Vedenkierron maanalaisia ilmiöitä

Servo Kasi

Helsingin yliopisto, Fysiikan laitos, geofysiikka, servo.kasi@helsinki.fi

Abstract

Water cycle contains routes above and below the soil surface. Above groundwater the soil air should be considered. Liquid, gas (vapor) and ice water occur in soils above the proper groundwater. Air flow velocities and temperatures in special esker sites are measured. The ice above the proper groundwater is assumed to occur in shallow perched ground-waters.

1. JOHDANTO

Vesi haihtuu ilmakehään, muodostaa pilviä ja sataa maahan nesteinä, lumena, rakeina. Maan pinnalta vesi, paitsi ylös, liikkuu myös (imeytyy) maan sisään ja osin suotautuu pohjavedeksi. Koko vedenkiertoon ([USGS, 2011](#)) kuuluvat myös maanpinnan-alaisen veden liikkeet.

Vesi evapotransporoituu maaperästä kasvien käytössä, suotautuu pohjaveteen ja kulkeutuu maanpinnalle, osin kyllästymättömässä maavyöhykkeessä ja pohjavedestä (Grip ja Rodhe, 1988, Niini ja Niini, 1995, Mälkki, 1999) puroihin, lähteisiin, järviin, jokiin ja meriin. Itse vedestä tulisi tietää mahdollisimman paljon (esim. Franks, 2000 ja 1984), mutta Franks valittaa, että kirjojensa välillä tieto on kovin vähän lisääntynyt (Mitkä ovat nesteveden H₂O-polymerit?). Vaikka eri maalajen (ääripäissä kivikko ja savi) vedenjohtavuuksilla on valtavat erot, veden ja siihen liittyvien muiden aineiden kulkua ja kulkeutumista pitää mallintaa (mm. Kasi, 1995, 2005b).

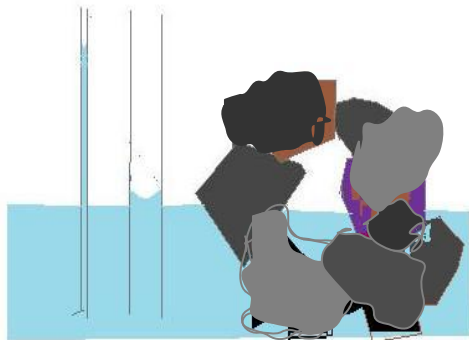
Maaperässä vesi esiintyy kaikissa luonnollisissa olomuodoissaan: nesteinä, kaasuna (höyrynä) ja myös jäänä (Tynni, 1972, Kasi, 2005a, 2008). Maaperän ilmalla on merkittävä vaikutus vajoveden suotautumisnopeuteen, ja ilmeisesti maaperässä esiintyvään jäähän (Kasi, 2005a, [2006](#)).

2. LÄMPÖTILA, ILMAVIRTAUKSET JA HARJUIEN KESÄJÄÄ

Lemmelä, et al. (1981) mittasivat 5 vuotta kuukausittain maaperän lämpötilaprofiilin pinnalta pohjaveteen, 7 m syvyydessä, asti. Pohjavedessä lämpötila pysyi liki vakiona $5,6 \pm 0,5$ °C. Tuloksista näkee, että lämpötilan muutos siirtyy maanpinnalta syvemmälle kuukausiskaalassa. Suppien pohjalla lämpötilat kesälläkin ovat 0..10 °C. Lammin Mustasupan pohjalla Kasi (2006) mittasi heinä-elokuussa 2004 3,5..4,2 °C arvoja.

Arvellaan, että harjuista soraa otettaessa kesällä löytyvä jääkerros johtuu orsivesiesiintymästä. Tynnin (1972) tutkimia jää todettiin syntyneeksi vuoden 1954 jälkeen. Harjuihin ja mäkiin liittyy todennäköisesti runsaasti orsivesiä. Harjuilla löytyy yläosista kohtia, joissa kesällä maa

vetää sisäänsä lämmintä ilmaa, ja samoin kohdin säännöllisesti talvella maasta nousee lämmintä ilmaa, joka jopa sulattaa lumeen paljaita kohtia. Eniten olen tästä viime vuosikymmenellä tehnyt havaintoja Lammin Leiriharjulla ja sen Mustasupalla (Kasi, 2006).



Maan imemä vesi vajoaa nopeasti maan kanavia pitkin tai etenee patjamaisesti. Olen mitannut ilmavirtauksia lähellä Leiriharjun lakea olevan kiven alla olevaan kanavaan ja viereisen Mustasupan pohjalla, myös 27.-30.7.2004 sattuneen myrskysateen jälkeen (Kasi, [2006](#)).

Kuva 1. Hiushuokoisuutta (kapillaarisuutta). Sitä ei ole pohjaveden pinnalla kivikossa.

Matalassa orsivedessä oletan tapahtuvan haihtumisen vaikutuksesta viilenemistä. Pintalämpötilassa +4 °C oleva vesi painuu orsivesikerroksen pohjaan. Vähitellen kerros alkaa jäätyä kuin lampi.

LÄHTEET

- Franks, F., 2000, Water – a matrix of life, and 1984, Water. RSC (Royal Society of Chemistry, UK) Paperbacks.
- Grip, H., ja A. Rodhe, 1988. *Vattnets väg från regn till bäck*. Hallgren & Fallgren. Uppsala.
- Kasi, S., 1995, Uutta veden ja sen saasteiden kulkemiseen maaperässä. *XVII Geofysiikan Päivät*, 37-39.
- Kasi, S., 2001, [Harjujen tuuletus johtuu ilman liukoisuudesta veteen](#). *XX Geofysiikan Päivät*, 57-60.
- Kasi, S., 2003, [Maan ilma ja vajovesi](#). *XXI Geofysiikan Päivät*, 53-55.
- Kasi, S., 2005a, [Probable reason for summer freezing of esker water](#). Proceedings of the XXXIX Annual Conference of Finnish Physical Society, Teknillisen korkeakoulun fysiikan laboratorion julkaisuja **229**, 118.
- Kasi, S., 2005b, [Ilma maassa ja suotoveden yhtälöt](#), *XXII Geofysiikan Päivät*, 67-70.
- Kasi, S., 2006, [Hydrological influence of soil air](#). Report *NHP 49* (the XXIV Nordic Hydrological Conference), 209-215.
- Kasi, S., 2008, [Water dynamics \(also thermal\) under \(and on\) the ground and good measurements for use in simulations](#). Proceedings of the XLII Annual Conference of Finnish Physical Society, Report series in physics, University of Turku, **L 31**, 136.
- Lemmelä, R., Y. Sucksdorff ja K. Gilman, 1981, Annual Variation of Soil Temperature at Depths 20 to 700 cm in an Experimental Field in Hyrylä, South-Finland during 1969 to 1973. *Geofysica 17*, Nos. 1–2, 143-154.
- Mälkki, E., 1999. Pohjavesi ja pohjaveden ympäristö. Tammi, Helsinki.
- Niini, H., ja S. Niini, 1995, Vesigeologia. *TKK-IGE-C-17*.
- The earthDr, 2011, [Introduction to Basic Ground-Water Flow](#).
- Tynni, A., 1972, Ympärivuotisesti jäätynyt glasifluviaalinen kerrostuma Laukaalla. *Geologi* **24**, 47-48.
- USGS (U.S. Geological Survey), 2011, [The Water Cycle - Water Science for Schools](#).

World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM), Second Edition

J.V. Korhonen¹ and WDMAM-teams

¹ Geologian tutkimuskeskus, Espoo, Finland, juha.korhonen@gtk.fi

Abstract

Having published the First edition of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM2007) the IAGA and the CGMW decided to update the map for IUGG2011. New and updated data sets were submitted by 22 data teams. Three teams registered for candidate compilation. Two candidates will be reported in 2011, presenting the data characteristics, compilation principles and comparison with previous World Magnetic Anomaly Maps.

1. INTRODUCTION

The main task in the compilation of the first edition of World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM, Korhonen et al. 2007) was to find access to as many appropriate sets of continental data as possible. In the second edition (2011) Oceanic data sets will be carefully reduced in addition of improving the quality of continental data. Both maps are normalized by CHAMP-satellite anomaly models. The third edition (eventually 2015) will use SWARM-satellite gradiometry to tie near ground measurements together and assist in filling gaps between surveys. Project activities and status are presented at the project home page address: <http://projects.gtk.fi/WDMAM/>

2. COMPILATION ISSUES

The following issues of the first edition have been updated for the second edition:

1. Oceanic data sets have been checked, reduced by CM4 and tied with crossing tracks
2. Oceanic data profiles are presented at the same elevation as oceanic and continental grids
3. The elevation follows the nominal elevations of the overlay grids (5 km and 2.5 km)
4. Normal fields used for anomaly calculation have been utilized as much as the reference can be traced.

3. DATA SETS

Permission was provided to use the following new and updated sets:

1. Australia: version 5; 1 km resolution (Milligan)
2. ADMAP: profile data and survey grids (Golinsky & team)
3. Arctic final grid, 2 km (Gaina)
4. Cuba (Purucker)
5. Eastern Margin of South America (Ghidella)

6. Fennoscandia: 1km->2,5 km grid (Korhonen & team)
7. French Guyana, 2.5 km (Guillaume)
8. Germany, 5 km grid (Gabriel & team)
9. Great Britain, 5 km grid (Royles & team)
10. Greenland (Rasmussen)
11. MF7, lithospheric anomaly model of CHAMP (Maus)
12. Mozambique, 2.5 km (Daudi)
13. Norwegian Sea (Olesen)
14. Iceland (Kristjansson & team)
15. North Polar Region (Matzka & team)
16. GEODAS profiles (raw), (Maus)
17. GEODAS and other profiles, reduced and leveled (Ishihara & team)
18. GEODAS and other (+BGR) oceanic grid, 2.5 km (Ishihara & team)
19. NURE_NAMAM: Full spectrum (Ravat & team)
20. Romania (Besutiu)
21. Russia (Litvinova & team)
22. Uganda 2.5 km (Katumwehe)

Data submitted for WDMAM2007 are used where no newer data sets are available. Data team members will become authors of the map.

4. DATA POLICY

The magnetic anomaly profiles and grids (above) establish new contribution to World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM 2011) to be released at IUGG General Assembly in Melbourne, July 2011, jointly with IAGA and CGMW. The 1.5' x 1.5' grid will be distributed freely by the CGMW and IAGA. The ownership of the data will retain to the organizations submitting their data for the compilation. Permission to use original data must be obtained from the owner organization.

5. TECHNICAL AND SCIENTIFIC ISSUES

1. Uneven data distribution and poor sampling
2. Data availability restrictions
3. Variable data reduction formulas, partly by unknown principles
4. Variable anomaly definition, partly by unknown principles
5. Eventual time dependence of anomalies
6. Unknown reason for poor correlation between satellite and near ground data, even though careful work has been done

6. WDMAM DATA TEAMS

The following scientists have processed and provided data for WDMAM2011: Sven Aaro, SGU; Tarmo All, EGL; Lucian Besutiu, IGSS; Manuel Catalan, ROA; Elias Daudi, GSM; Juri Erincheck, VSEGEI; René Forsberg, DTU Space; Ralph von Frese, OSU; Gerald Gabriel, Liag-Hannover; Carmen Gaina, NGU; Marta Ghidella, IAA; Vladimir Glebovsky, VNIIO; Alexander Golinsky, VNIIO; Takemi Ishihara, AIST; Andrew Katumwehe, MEMD; Juha V. Korhonen, GTK; Egor Krasinski, VSEGEI; Leo Kristjansson, RAUNVIS; Tamara Litvinova,

VSEGEI; Guillaume Martelet, BRGM; Jürgen Matzka, DTU Space; Stefan Maus, NOAA; Peter Milligan, GA; Arne V. Olesen, DTU Space; Odleiv Olesen, NGU; Mikhailo Orlyuk, IGPH; Oleg Petrov, VSEGEI; Yoann Quesnel, GFZ-Potsdam; Thorkild Rasmussen, GEUS; Dhananray Ravat, UKY; Colin Reeves, Earthworks; Christopher Royles, BGS; Richard Saltus, USGS

ACKNOWLEDGEMENTS

Three teams registered for compiling WDMAM2011 candidate grids:

- GAMMA-team: Vincent Lesur, GFZ-Potsdam, Manuel Catalan, ROA; Takemi Ishihara, AIST; Mohamed Hamoudi, GFZ-Potsdam, Yoann Quesnel, GFZ-Potsdam
- MarMag.Fr-team: Jérôme DYMENT, CNRS and IPGP; Yoann QUESNEL, CEREGE; Walter ROEST, IFREMER; Erwan THEBAULT, CNRS and IPGP
- GTK-team: the same members as in the data team (above).

REFERENCES

von Frese, R.R.B., A.C. Johnson, and ADMAP Working Group, 1996, Report of the SCAR/IAGA Working Group on the Antarctic Digital Magnetic Anomaly Map, *British Antarctic Survey Rept. & NSF Grant No. OPP-9527413 Rept.*

Gaina, C., Stephanie C. Werner, and the CAMP-GM group (S. Aaro (SGU), D. Damaske (BGR), R. Forsberg (DNSC), V. Glebovsky (VNIIO), K. Johnson (USGS), J. Jonberger (SGU), T. Koren (VSEGEI), J. Korhonen (GTK), T. Litvinova (VSEGEI), S. Maus (NGDC), G. Oakey, (NRCAN), O. Olesen (NGU), O. Petrov (VSEGEI), M. Pilkington (NRCAN), T. Rasmussen (GEUS), R. Saltus (USGS), B. Schreckenberger (BGR), and M. Smelror (NGU), 2009. Circum-arctic mapping project-gravity and magnetic maps (CAMP-GM). *NGU Report no.: 2009.010*, ISSN 0800-3416

Ghidella, M.E., J. Köhn, J. C. Gianibelli, J. Kostadinoff y C. J. Chernicoff, 2002: Compilación digital de datos magnéticos en Argentina. XXI Reunión Científica de Geofísica y Geodesia, Rosario, 2002. *Actas AAGG2002 (CD ROM)*, pp. 231-235.

Ghidella, M.E., M. Paterlini, L.C. Kovacs, G. Rodríguez, 1995: Magnetic Anomalies on the Argentine Continental Shelf. *Actas del 4o Congreso Internacional de la Sociedad Brasileña de Geofísica / 1ª Conferencia Lati-noamericana SEG/ULG, Río de Janeiro, August 1995*, 8 pp.

Gaina, C., Stephanie C. Werner, and the CAMP-GM group (S. Aaro (SGU), D. Damaske (BGR), R. Forsberg (DNSC), V. Glebovsky (VNIIO), K. Johnson (USGS), J. Jonberger (SGU), T. Koren (VSEGEI), J. Korhonen (GTK), T. Litvinova (VSEGEI), S. Maus (NGDC), G. Oakey, (NRCAN), O. Olesen (NGU), O. Petrov (VSEGEI), M. Pilkington (NRCAN), T. Rasmussen (GEUS), R. Saltus (USGS), B. Schreckenberger (BGR), and M. Smelror (NGU), 2009. Circum-arctic mapping project-gravity and magnetic maps (CAMP-GM). *NGU Report no.: 2009.010*, ISSN 0800-3416

Johnson, A.C., von Frese R.R.B., and ADMAP Working Group, 1997, Magnetic map will define Antarctica's structure, *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)*, 78, 185.

- Korhonen, J.V., Aaro, S., All, T., Nevanlinna, H., Skilbrei, J.R., Säävuori, H., Vaher, R., Zhdanova, L. and Koistinen, T. 2002. Magnetic Anomaly Map of the Fennoscandian Shield 1 : 2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and Ministry of Natural Resources of Russian Federation.
- Korhonen, J. V., J.D. Fairhead, M. Hamoudi, K. Hemant, V. Lesur, M. Mande, S. Maus, M. Purucker, D. Ravat, T. Sazonova, E. Thébaud (2007). Magnetic Anomaly Map of the World; 1st Edition, Map published by Commission for Geological Map of the World, supported by UNESCO, GTK, Helsinki, 2007.
- Maus, S., H. F. Yin, H. Luehr, C. Manoj, M. Rother, J. Rauberg, I. Michaelis, and C. Stolle, R. D. Mueller, 2008. Resolution of direction of oceanic magnetic lineations by the sixth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite magnetic measurements, *GEOCHEMISTRY GEOPHYSICS GEOSYSTEMS*, Volume 9, Number 7, doi:10.1029/2008GC001949, ISSN: 1525-2027
- Max, M.D., Ghidella, M.E., Kovacs, L., Paterlini, M. Valladares, J.A., 1999: Geology of the mainland Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. *Marine Petroleum Geology*, 16, p. 41-64.
- Milligan, P.R., Minty, B.R.S., Richardson, M. & Franklin, R., 2009. The Australia-wide Airborne Geophysical Survey – accurate continental magnetic coverage. *Preview*, **138**, 70.
- Minty, B.R.S., Milligan, P.R., Luyendyk, T. and Mackey, T., 2003. Merging airborne magnetic surveys into continental-scale compilations. *Geophysics*, **63**, 1986-1996.
- Percival, P.J., 2010. Index of airborne geophysical surveys (Eleventh Edition). *Geoscience Australia Record* 2010/13.
- Quesnel, Y., M. Catalan, and T. Ishihara, A new global marine magnetic anomaly data set, *JGR*, 114(B04106), doi:10.1029/2008JB006144g, 2009.
- Ravat, D., C. Finn, P. Hill, R. Kucks, J. Phillips, R. Blakely, C. Bouligand, T. Sabaka, A. Elshayat, A. Aref, and E. Elawadi, 2009. A Preliminary, Full Spectrum, Magnetic Anomaly Grid of the United States with Improved Long Wavelengths for Studying Continental Dynamics: A Website for Distribution of Data, *USGS Open-File Report* 2009-1258

Electrical lithosphere-asthenosphere boundary (eLAB) in Europe: comparison with seismic estimates (sLAB)

T. Korja¹, M. Smirnov¹, I. Lahti², K. Vaittinen¹, P. Kaikkonen¹, and L.B. Pedersen³

¹ University of Oulu, Finland, toivo.korja@oulu.fi

² Geological Survey of Finland, Rovaniemi, Finland

³ Uppsala University, Sweden

Abstract

Our compilation on electrical information about the depth to the electrical lithosphere-asthenosphere boundary (eLAB) in Fennoscandia shows that electrically the lithosphere is very thick beneath Fennoscandia (180-350 km). The extension of the analysis to elsewhere in Europe shows that, on the contrary, the electrical lithosphere is much thinner (80-150 km) in Central/Southern Europe. Comparison of electrical estimates (eLAB) with various seismic estimates (sLAB) shows that seismically the lithosphere is thinner in Fennoscandia (50-100 km) but thicker in southern Europe (20-50 km). The transition takes place across the Trans-European Suture Zone, which divide the older Precambrian Europe (>630 Ma) from the younger Phanerozoic (< 630 Ma) Europe. Furthermore, the comparison of electrical conductivity data from Fennoscandia with laboratory estimates shows that the mantle lithosphere is very dry in Fennoscandia suggesting that deep roots are resistant to the erosion of the convective mantle below the lithosphere and can therefore survive aeons.

1. INTRODUCTION

Knowledge of the present-day structure of the Earth's mantle is essential to our understanding about plate tectonics as well as Earth's thermomechanical evolution over long periods of geological time. Several factors including the temperature, chemical composition, the presence of partial melt or water influence electrical conductivity and seismic velocities in the upper mantle. Anisotropy may also have a profound effect on magnetotelluric and seismic observations.

2. DATA

The first long period electromagnetic soundings in Fennoscandia were completed in early 1980's (e.g. Jones, 1980, Kaikkonen et al., 1983). Since then several additional deep probing studies were carried out (e.g. Pajunpää, 1988; Rasmussen, 1988) before the end of the last century. The recent improvements of magnetotelluric instrumentation (e.g., Smirnov et al., 2008) have made it possible to obtain reliable and good quality data from magnetotelluric profile and array measurements. This is important, in particular, for upper mantle studies because long recording times are needed for deep probing soundings to obtain long period data and to correct for source field effects. As an example, in the recent EMMA work (Smirnov et al., 2006), simultaneous nine-month recordings at 12 sites were carried out from

Aug 2005 to Jun 2006. These recordings provide information for the depths of several hundreds of kilometres. In 1998, a large MT array was employed in Fennoscandia as a part of the SVEKALAPKO/BEAR research (Lahti et al., 2005, Hjelt et al., 2006), which, for the first time, provided data over the entire shield. Since then several extensive data sets have been collected both in the Fennoscandian Shield (Jämtland - Korja et al., 2008; EMMA – Smirnov et al., 2006; MT-FIRE – Vaittinen et al., 2006) as well as on its margins (TOR – Smirnov and Pedersen, 2006; EMTESZ-Pomerania – Brasse et al., 2006).

3. RESULTS

Results show that in Fennoscandia (and in the East European Craton) electrical asthenosphere is either very deep or is absent (or cannot be detected by magnetotellurics) whereas in Central and Southern Europe electrical asthenosphere is much shallower. Rapid transition from the thick East European Craton to thinner Phanerozoic Europe coincides with the Trans European Suture Zone (TESZ). Lithosphere is also thinning towards the Atlantic Ocean (150 km). Comparison of model resistivities with laboratory data shows that mantle lithosphere is dry. Comparison of electrical data with the available seismic information (Fig. 1) shows that in the Fennoscandian Shield (and in the Precambrian East European Craton, in general) the “electrical” lithosphere (eLAB; Korja, 2007) is 50-100 km thicker than “seismic” lithosphere (sLAB; Jones et al., 2010). This is in contrast to the lithosphere to the south of the Trans-European Suture Zone, where seismically defined LAB is deeper than electrically defined LAB (Jones et al., 2010).

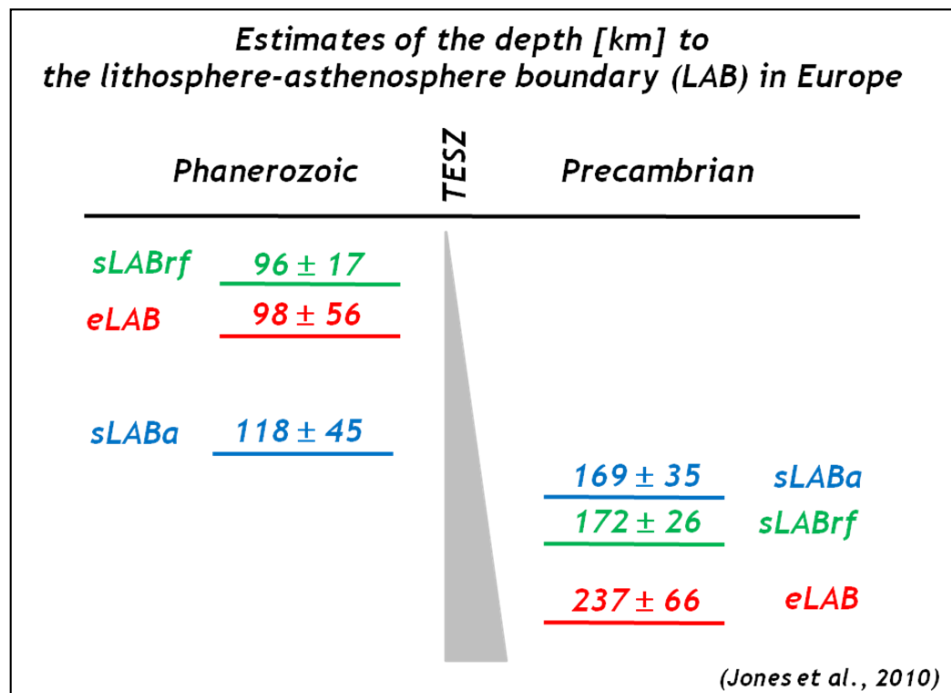


Figure 1. Estimates of the depth to the lithosphere-asthenosphere border (LAB) in Europe from electrical and seismic proxies. eLAB = LAB from magnetotelluric data, sLAB = LAB from seismic data, a = seismic anisotropy data, rf = seismic receiver function data. Data are from Jones et al., 2010.

REFERENCES

- Brasse, H., Cerv, V., Ernst, T., Hoffmann, N., Jankowski, J., Jozwiak, W., Korja, T., Kreutzmann, A., Neska, A., Palshin, N., Pedersen, L., Schwartz, G., Smirnov, M., Sokolova, E., and Varentsov, I., 2006. Probing Electrical Conductivity of the Trans-European Suture Zone, *EOS*, **87**, No. 29, 18 July 2006, p 281 and 287.
- Hjelt, S.-E., Korja, T., Kozlovskaya, E., Lahti, I., Yliniemi, J. & BEAR and SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Groups, 2006. Electrical conductivity and seismic velocity structures of the lithosphere beneath the Fennoscandian Shield. Pp 541-559 in: Gee, D. G. & Stephenson, R. A. (eds) 2006. European Lithosphere Dynamics. *Geological Society, London, Memoirs*, **32**, 541-55.
- Jones, A.G., 1980. Geomagnetic Induction studies in Scandinavia – I. Determination of the inductive response function from the magnetometer data. *J. Geophys.*, **48**, 181-194.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja T., Sodoudi, F., and Spakman, W., 2010. Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-aesthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. doi:10.1016/j.lithos.2010.07.013. *Lithos*, **120**, 14-29.
- Kaikkonen, P., Vanyan, L.L., Hjelt, S.-E., Shilovsky, A.P., Pajunpää, K., and Shilovsky, P.P., 1983. A preliminary geoelectrical model of the Karelian megablock of the Baltic Shield. *Phys, Earth Planet. Inter.*, **32**, 301-305.
- Korja, T., 2007. How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics? *Surv. Geophys.*, **28**, 239-272.
- Korja, T., Smirnov, M., Pedersen, L.B., and Gharibi, M., 2008. Structure of the Central Scandinavian Caledonides and the underlying Precambrian basement, new constraints from magnetotellurics. *Geophys. J. Int.*, **175**, 55-69.
- Lahti, I., Korja, T., Kaikkonen, P., Vahtinen, K. and BEAR Working Group 2005. Decomposition analysis of the BEAR magnetotelluric data: implications for the upper mantle conductivity in the Fennoscandia Shield. *Geophys. J. Int.*, **163**, 900-914.
- Pajunpää, K., 1988. Application of horizontal spatial gradient method to magnetometer array data in Finland - Preliminary results. *Department of Geophysics, Univ. Oulu, Rep. No.15*, 13 pp.
- Rasmussen, T.M., 1988. Magnetotellurics in southwestern Sweden: evidence for electrical anisotropy in the lower crust? *J. Geophys. Res.*, **93**, B7, 7897 - 7907.
- Smirnov, M., Korja, T. and Pedersen, L.B., 2006. Deep lithosphere structure is a target for electromagnetic arrays. Electromagnetic Mini Array (EMMA) project in Fennoscandia. Abstracts of the 27th Nordic Geological Winter Meeting, 6.-9. January, 2006, Oulu, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, **78**, 150.
- Smirnov, M. Korja, T., Dynesius, L., Pedersen, L.B., and Laukkanen, E., 2008. Broadband magnetotelluric instruments for near-surface and lithospheric studies of electrical conductivity: A Fennoscandian pool of magnetotelluric instruments. *Geophysica*, **44** (1-2), 31-44.
- Smirnov, M. and Pedersen, L.B., 2009. Magnetotelluric measurements across the Sorgenfrei-Tornquist Zone in southern Sweden and Denmark. *Geophys. J. Int.*, **176**, 443-456.
- Vahtinen, K., Korja, T., Kaikkonen, P., Lahti, I. and Smirnov, M. Yu., 2010. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean-Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland. *Geophysical Journal International* (submitted).

Studying glacial seismic events from Greenland in the POLENET/LAPNET experiment during the IPY 2007-2009

E. Kozlovskaya¹ and POLENET/LAPNET Working Group

¹ Sodankylä Geophysical Observatory/Oulu Unit, University of Oulu, Finland,
elena.kozlovskaya@oulu.fi

Abstract

We present results of analysis of seismic events originating from large outlet glaciers in Greenland and recorded by the POLENET/LAPNET seismic array during the International Polar Year 2007-2009.

1. INTRODUCTION

Monitoring of glacial seismic events from Greenland was one of the major targets of the POLENET/LAPNET passive seismic experiment in northern Fennoscandia (northern parts of Finland, Sweden, Norway and Russian Karelia) during the International Polar Year (IPY) 2007-2009. The POLENET/LAPNET array, with the average spacing between stations of 70 km, was designed to solve specific tasks of polar seismology. The collected POLENET/LAPNET dataset includes high-frequency continuous data (sampling rate from 50 to 100 sps) of 37 temporary stations, which were in operation during the time frame from 01.05.2008 to 31.09.2009, and of 21 stations of selected permanent networks in the Fennoscandia.

2. MAJOR TYPES OF GLACIAL SEISMIC EVENTS FROM GREENLAND

There exist a wide range of seismic phenomena caused by processes in large glaciers as a result of internal deformation, sliding at the base, disintegration at the calving front, drainage of supra-glacial lakes, cracking and falling of ice. Earlier studies of glacier seismicity described small-magnitude earthquakes ($M < 3.0$) generating primarily high-frequency seismic energy (c.f. Anandakrishnan and Bentley, 1993).

In 2003, Ekström et al. (2003) analysed the data of the Global Seismological Network (GSN) and detected dozens of previously unknown, moderate earthquakes beneath large glaciers (glacial earthquakes). The seismic energy radiated from these earthquakes is depleted in high frequencies and the duration is about 15 to 30 times longer than for a regular tectonic earthquake of similar magnitude. Such glacial earthquakes on Greenland show a strong seasonality as well as a doubling of their rate of occurrence over the past 5 years (Ekström et al., 2006). These temporal patterns suggest a link to the hydrological cycle and are indicative of a dynamic glacial response to climate warming.

3. GLACIAL SEISMIC EVENTS FROM GREENLAND RECORDED BY THE POLENET/LAPNET SEISMIC ARRAY

The first results of the experiment have shown that the POLENET/LAPNET array, located at regional distances from Greenland, recorded more such events than it has been recorded by the Global Seismographic Network (GSN) during the same observation period. Recordings of glacial earthquakes obtained by the array contain the long-period energy only. In many cases the events were recorded in groups within the time interval of up to 1 hour. Generally, the waveforms of events within the same group are different and the events not always originate from the same location. For some of the events it was possible to recognize not only long-period surface wave, but also the first arrival of a long-period P-wave. This suggests that source duration of these events was long.

The waveforms of glacial seismic events recorded by the POLENET/LAPNET array can be subdivided into two major groups. The first group corresponds to classical glacial seismic events detected from the data by GSN and reported in previous studies (Ekström et al, 2003, Ekström et al., 2006). The second group of waveforms is different from both long-period waveforms of glacial earthquakes recorded at teleseismic distances and from short-period glacial rumblings recorded at local distances. These long-period waveforms correspond to events which can be called “glacial tremors” or “long-period glacial rumblings”. They are characterized by longer duration, irregular form and, in some cases, by dispersed long-period “coda”.

Diversity of the waveforms of glacial events recorded by the POLENET/LAPNET array can be considered as an evidence for diversity of source mechanisms of these events. In order to explain specific features of the observed waveforms, we performed a forward modelling of propagation of waves from sources in Greenland using the spectral-element method (SEM) (c.f. Tromp et al., 2008). We tested different source mechanisms and source time functions and compared synthetic seismograms to recordings of glacial events by the POLENET/LAPNET array.

Our results suggest that the events of the first group correspond to single source with long duration, while specific features of waveforms of glacial tremors can be explained by interference of signals from multiple events shifted in time.

ACKNOWLEDGEMENTS

The POLENET/LAPNET Working Group consists of Elena Kozlovskaya, Helle Pedersen, Jaroslava Plomerova, Ulrich Achauer, Eduard Kissling, Irina Sanina, Teppo Jämsén, Hanna Silvennoinen, Catherine Pequegnat, Riitta Hurskainen, Robert Guiguet, Helmut Hausmann, Petr Jedlicka, Igor Aleshin, Ekaterina Bourova, Reynir Bodvarsson, Evald Brückl, Tuna Eken, Pekka Heikkinen, Gregory Houseman, Helge Johnsen, Elena Kremenetskaya, Kari Komminaho, Helena Munzarova, Roland Roberts, Bohuslav Ruzek, Hossein Shomali, Johannes Schweitzer, Artem Shaumyan, Ludek Vecsey, Sergei Volosov.

Institutions participating in the POLENET/LAPNET experiment:

Sodankylä Geophysical Observatory of the University of Oulu(FINLAND)

Institute of Seismology of the University of Helsinki (FINLAND)

University of Grenoble (FRANCE)

University of Strasbourg (FRANCE)
Institute of Geodesy and Geophysics, Vienna University of Technology (AUSTRIA)
Geophysical Institute of the Czech Academy of Sciences, Prague (CZECH REPUBLIC)
Institute of Geophysics ETH Zürich (SWITZERLAND)
Institute of Geospheres Dynamics of the Russian Academy of Sciences, Moscow (RUSSIA)
Geophysical Centre of the Russian Academy of Sciences, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (RUSSIA)
Swedish National Seismological Network, University of Uppsala (SWEDEN)
Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen (NORWAY)
NORSAR (NORWAY)
University of Leeds (UK)

REFERENCES

- Anandakrishnan, S. , Bentley, C.R., 1993. Micro-earthquakes beneath Ice Streams B and C, West Antarctica: observations and implications. *J. Glaciol.* **39**, 455–462.
- Ekström, G., Nettles, M., Abers, G.A., 2003. Glacial earthquakes. *Science*, **302**, 622–624.
- Ekström, G., Nettles, M., Tsai, V.C., 2006. Seasonality and increasing frequency of Greenland glacial earthquakes. *Science*, **311**, 1756–1758.
- Tromp, J., Tape, C., and Liu, Q. 2008. Spectral-element and adjoint methods in seismology. *Communications in computational physics*, **3**, 1, 1-32.

Spectral width of ionospheric F region HF radar echoes dependence upon electric field

A. Kozlovsky¹, S. Shalimov^{2,3}, A. Koustov⁴, R. Lukianova^{3,5}, and T. Turunen¹

¹Sodankylä Geophysical Observatory, University of Oulu, Finland, kozlovsk@sun3.oulu.fi

²Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia

³Space Research Institute, Moscow, Russia

⁴Department of Physics and Engineering Physics, University of Saskatchewan, Canada

⁵Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

Abstract

The EISCAT Svalbard Radar (ESR) monitors plasma parameters in the ionospheric region that is frequently located near the polar cap boundary. The SuperDARN radar at Hankasalmi, Finland detects coherent echoes from this region and these echoes typically show increased spectral width. We consider data of joint ESR and SuperDARN observations to show that the spectral width of HF echoes tends to increase with the ionospheric electric field. This relationship is explained in terms of non-linear evolution of the $E \times B$ gradient drift instability with energy cascade from hundreds of meters wavelengths to meter wavelengths. We assume that non-linearly generated, relatively strong decametre waves (seen by the Hankasalmi radar) decay through a three-wave interaction with shorter wavelengths and estimate that the decametre waves/irregularities decay time is determined by the parameters of the shorter wavelength structures. We associate the decametre-wave decay time with the correlation time, and thus the spectral width, of HF echoes.

1. INTRODUCTION

The Super Dual Auroral Radar Network (SuperDARN) high-frequency (HF, 8-20 MHz) coherent radars have been designed, first of all, for monitoring of ionospheric plasma flows at the F region heights by analyzing velocity of received coherent echoes (Greenwald et al., 1995). The radars, however, routinely provide information on spectral width of echoes (SpW), which is inferred from autocorrelation function (ACF) of a received signal. Comparison of SuperDARN SpW with precipitation data from low-altitude satellites showed that the boundary of increased SpW can be often used as a proxy for the open-closed magnetosphere boundary (OCB) (e.g., Chisham et al., 2005).

Although SuperDARN SpW data are used for identification of magnetospheric boundaries, the physical reasons for increased SpW of HF echoes are not well understood. In the present paper we study experimentally the relationship between the spectral width of SuperDARN F-region HF echoes and the ambient electric field, one of the factors responsible for the irregularity creation. We then discuss this relationship in terms of the most-likely mechanism of the irregularity production, the $E \times B$ gradient-drift plasma instability.

2. EXPERIMENTAL DATA

The EISCAT Svalbard Radar (ESR) is conveniently located for monitoring plasma parameters in the ionospheric region from which SuperDARN HF echoes can be received at Hankasalmi (HAN) via one and half hop propagation path, at ranges of ~ 1700 km. This region has geomagnetic latitudes (MLAT) of $\sim 75^\circ$, i.e. it is in the vicinity of the polar cap boundary where increased spectral width of HF radar echoes is frequently observed. During 2000-2007, the ESR radar spent about 1700 hours working in the Common Program 2 (CP2) with the beam being periodically alternated between three positions. Under an assumption that the plasma flow is temporally and spatially uniform over the region of ESR scans, vectors of large-scale plasma flow in the F region were calculated and the electric field vectors were inferred by assuming that the plasma experiences the $E \times B$ drift. These measurements refer to the heights of 250-350 km with spatial resolution of the order of 100 km in the horizontal plane. The scanning cycle was typically 5 min.

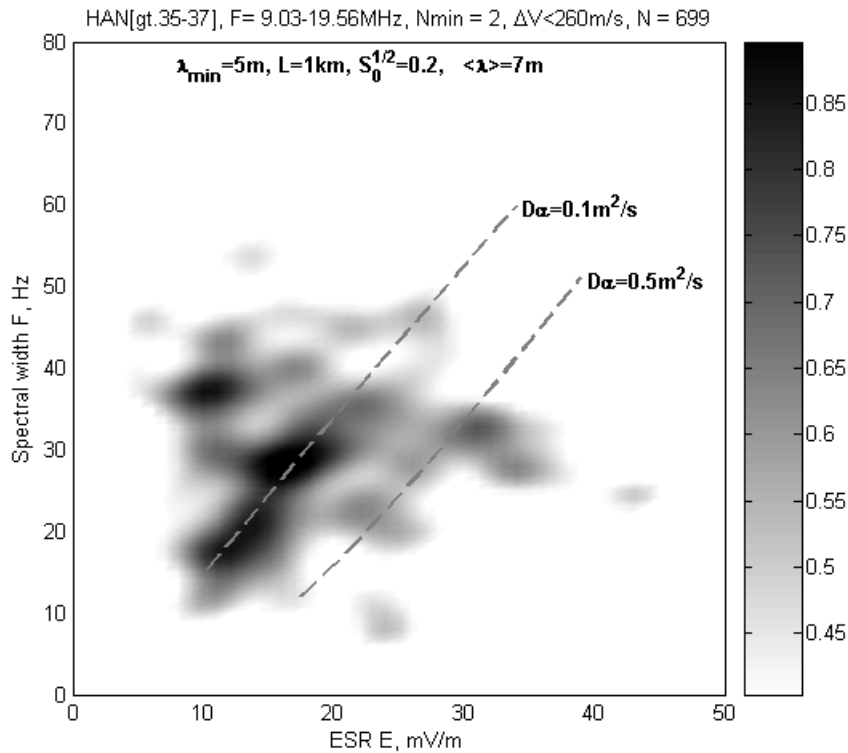


Figure 1. The occurrence distribution of the spectral width as a function of the electric field magnitude. Dashed lines show theoretical dependences for two values of the diffusion coefficient. The model curves were obtained by using parameters indicated on the plot.

The ESR electric field data were combined with simultaneous HAN SuperDARN radar measurements of the echo spectral width in gates 35-37 of beam 9. These gates correspond to the area of the ESR measurements. In total, about 3% of the ESR measurements were accompanied by HF data obtained simultaneously from at least two of the three (35-37) HAN gates. The HAN spectral widths that we consider here were obtained under an assumption of the Lorentzian power spectrum of a received signal. Figure 1 is the occurrence plot of the

spectral width versus the electric field magnitude. One can see that the spectral width tends to increase with the electric field.

3. INTERPRETATION

It is known that the HF echo spectrum broadening may be related to the random plasma drifts within the scattering volume or/and to the limited lifetime of the irregularities responsible for backscatter. Ponomarenko et al. (2007) have shown that near the polar cap boundary the spectral broadening is determined by the irregularity lifetime. However they also found that the spectral width of F-region echoes, expressed in velocity units, decreases with increasing radar frequency, and the ACF correlation time (10–25 ms) was found to be essentially independent of the radar frequency/sensed irregularity scale size. This finding disproved any diffusion mechanism as a candidate to determine the irregularity lifetime. Taking this conclusion into account and motivated by the reported in Fig. 1 relationship between the HF radar spectral width and background electric field, we attempted below to quantitatively introduce a potential mechanism of plasma irregularity production and decay that determines both the irregularity lifetime and take into consideration background electric field.

One of the most likely mechanisms of decametre irregularity production is the gradient drift (GD) plasma instability (Kelley, 2009). Below we investigate theoretically the relationship between the lifetime of ionospheric irregularities and E field. We follow an accepted concept (see, for example, Kelley (2009) and references therein) that the decametre-scale plasma irregularities in the high-latitude F region are developed through an energy cascade from long to short scale structures. More specifically, we use a model that describes the dynamical behaviour of the $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ gradient-drift instability as proposed by Zargham and Seyler (1987). Also, we use the theoretical two-dimensional power spectrum of the $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ gradient drift instability obtained by (Keskinen and Ossakow, 1981) for in ionospheric F region. We apply this formulation to decametre irregularity generation in the high-latitude F region.

We suggest the following scenario for the evolution of the GD modes. The primary large- or intermediate-scale waves decay through the cascade into the smaller scale secondary waves up to the decametre-scale size. The decametre scale wave of wave number $\mathbf{k}$ (such wave can be seen by an HF radar), in turn, decays into daughter waves with shorter scales (these can not be detected by the radar because their scales are not half of the radar wavelength). Next, we estimate the inverse nonlinear oscillation time of the three-wave interaction processes. This nonlinear time can be associated with the irregularity lifetime, and thus it gives an estimate of the spectral width of HF echoes. After reasonable simplifications, we get the following expression for the inverse correlation time or spectral width (in Hz):

$$F \approx \frac{1}{\tau_c} \approx \frac{1}{\tau_{nl}} \approx \frac{E_0 p}{2B_0} \frac{|n_p|}{N_0} \approx \frac{E_0 p}{2B_0} S_0^{1/2} \left[1 + \left(\frac{p}{p_0} \right)^2 \right]^{-3/4}, \quad (1)$$

where $p_0 \approx E_0 / B_0 L D_a p_{\max}$. Shown in Fig. 1 is the dependence of the spectral width (1) upon the background electric field for some reasonable parameters. The model expectations and experimental data show good agreement suggesting that the spectral width of HF echoes could be related to the effects of the nonlinear three wave decay interaction of GD waves.

4. SUMMARY

By combining the SuperDARN HF radar data on the spectral width of coherent echoes with the ESR measurements of the ambient electric field, we found that the spectral width of echoes tends to increase with the electric field. To explain these observations, we suggest that the irregularities observed were excited through the $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ gradient drift plasma instability with energy cascading to shorter wavelengths. Once the waves in the decametre range (detectable by the HAN radar) reach large amplitudes, their evolution is controlled by the nonlinear three-wave interaction with waves of a smaller size. The decay time of these irregularities depends on the intensity of smaller-scale irregularities but not the ones seen by the radar. The quantitative estimates show that the inverse decay time of decametre irregularities increases with the electric field magnitude and the trend is similar to the reported experimental data.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are indebted to the Director and staff of EISCAT for operating the facility and supplying the data. EISCAT is an international association supported by the research councils of Finland (SA), France (CNRS), Germany (MPG), Japan (NIPR), Norway (NFR), Sweden (VR) and the United Kingdom (PPARC). We thank all participants of the SuperDARN project who collected data used in this study. The study was supported by the Academy of Finland projects 115920 (AK and TT), 134283 (SS), 132441 (RL), and NSERC grant to AVK.

REFERENCES

- Chisham, G., M. P. Freeman, T. Sotirelis, et al., 2005, A statistical comparison of SuperDARN spectral width boundaries and DMSP particle precipitation boundaries in the morning sector ionosphere, *Ann. Geophys.*, **23**, 733-743.
- Greenwald, R. A., K. B. Baker, J. R. Dudeney, et al, 1995, DARN/SuperDARN: A global view of the dynamics of highlatitude convection, *Space. Sci. Rev.*, **71**, 761–795.
- Kelley, M. C., 2009, *The Earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics*, Second edition, Elsevier, 580 p.
- Keskinen, M. J., and S. L. Ossakow, 1981, On the spatial power spectrum of the $E \times B$ Gradient Drift instability in ionospheric plasma clouds, *J. Geophys. Res.*, **86**, 6947-6950.
- Ponomarenko, P. V., C. L. Waters, and F. W. Menk, 2007, Factors determining spectral width of HF echoes from high latitudes, *Ann. Geophys.* **25**, 675-687.
- Zargham, S., and C. E. Seyler, 1987, Collisional interchange instability: 1. Numerical simulations of intermediate-scale irregularities, *J. Geophys. Res.*, **92**, 10,073-10,088.

ASTROCK HYPERDATA apuna reikämittausdatan visualisoinnissa

M. Kuusisto, L. Kallio ja A. Julkunen

Astroock Oy, minna.kuusisto@astroock.com

Abstract

Astroock Hyperdata Software is a database application to visualise borehole data. Hyperdata means a special type of database system, in which objects are creatively linked to each other. Hyperdata systems are particularly useful for organizing and browsing through large databases that consist of disparate types of information. Astroock hyperdata can display ordinary curves, bars, but also core boxes, scanned images, text, videos etc. Hyperdata software includes also some tools, for example orientation of structures can be calculated on scanned images. Astroock Hyperdata is also compatible with Surpac.

1. JOHDANTO

Astroock Hyperdata on Astroock Oy:n kehittämä ohjelmisto reikämittausdatan hallintaan ja visualisointiin. Hyperdata on tietokantapohjainen sovellus, jossa erilaisia dataa voidaan linkittää keskenään. Astroock Hyperdata on erityisen käyttökelpoinen erityyppisistä datoista koostuvan laajan tietokannan selaamiseen, järjestämiseen ja hallintaan.

2. ASTROCK HYPERDATA

Astroock Hyperdata sovelluksen avulla voidaan esittää kaikenlaista syvyystietoihin perustuvaa dataa, esim. käyrä-, palkki- ja pistemuotoista dataa, mutta myös kairasydänlaatikkokuvia, skannattuja kuvia, videoita, tekstiä jne. Erilaisia dataa voidaan linkittää keskenään ja tämä mahdollistaa datojen nopean ja helpon selaamisen syvyyden mukaan.

Hyperdata sovelluksessa voidaan luoda erilaisia tallennettavia dataprofiileja, joiden avulla voidaan määrittää mitä dataa näkyy samaan aikaan näytöllä. Hyperdatan osoitin näyttää eri datoista saman kohdan. Esimerkiksi näytöllä voidaan katsella samaan aikaan kairanreistä mitattuja käyrämuotoisia geofysikaalisia mittaustuloksia, reikäkuvausaineistoa sekä kairasydänlaatikoiden kuvia. Astroock Hyperdata sisältää myös työkaluja, joiden avulla voidaan mm. määrittää rakenteiden suuntia kairanreikäkuvauksen aineistosta.

Astroock Hyperdata on myös yhteensopiva Surpac ohjelmiston kanssa. Esimerkiksi mallinnettaessa suurrakenteita Surpacin avulla, voidaan samaan aikaan tiettyjen kohtien mitattua aineistoa ja sen osoittamia yksityiskohtia tarkastella Hyperdata sovelluksessa.

Rannikkovyöhykkeen jääolot ja niiden ympäristövaikutukset

M. Leppäranta

Fysiikan laitos, Helsingin yliopisto, PL 48 (Erik Palménin aukio 1), 00014 Helsinki
matti.lepparanta@helsinki.fi

Abstract

Ice conditions in the coastal zone of the Baltic Sea and their environmental impact — The coastal sea ice zone can be defined as the area of immediate land–ice interaction. Landfast ice is a stable boundary, which largely changes the coastal circulation from summer to winter. Grounding of ridges and freezing of water to bottom drive sea bottom erosion. Occasionally, landfast ice is broken and pushed onshore causing shore area erosion. Mechanical erosion events are extreme kind cases and therefore sensitive to environmental and climatic variations.

1. JOHDANTO

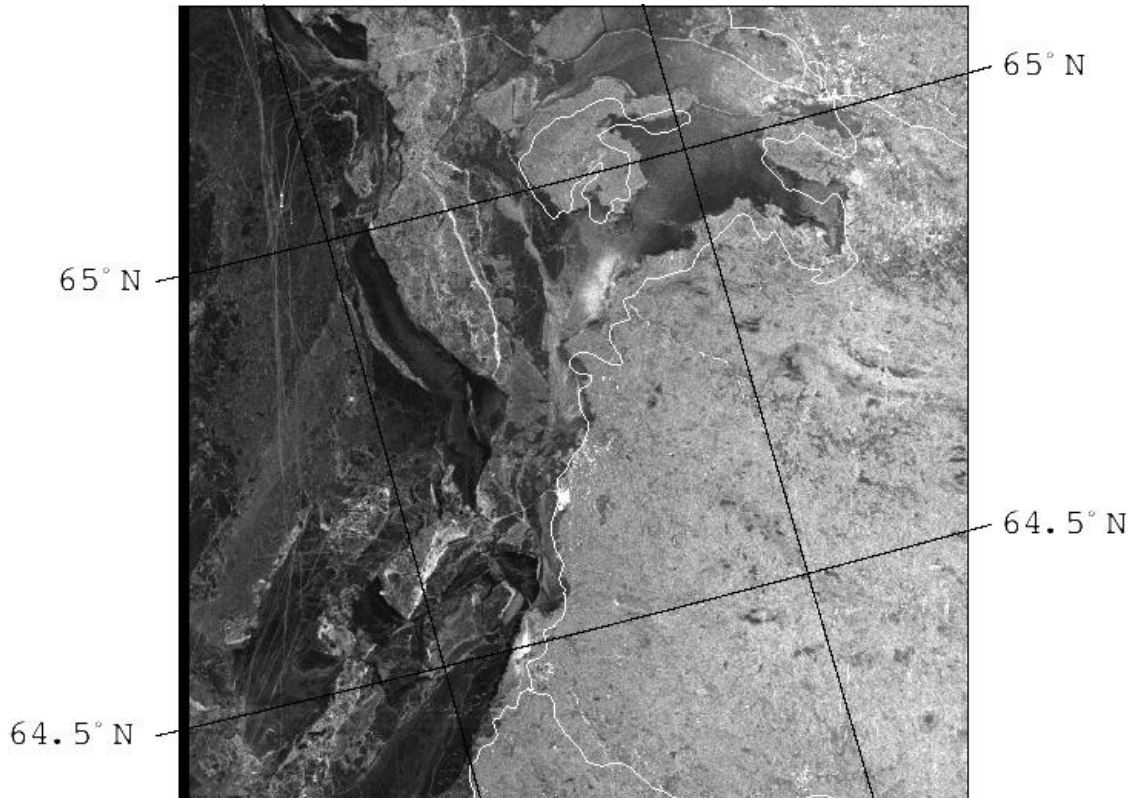
Itämeri jäätyy talvisin 5–7 kuukaudeksi, ja jääpeitteen laajuus on suurimmillaan 12,5–100% Itämeren pinta-alasta. Jääkenttä jaetaan kahteen erilaiseen alueeseen: rannikon ja saariston kiintojävyöhyke sekä ulompana oleva ajojää. Kiintojää stabiloituu rantaan, saariin ja matalikoihin jään paksuuntuessa, ja keväällä se haurastuu, rikkoutuu, ja sulaa. Ajojäät ajelehtivat ulkomerellä läpi talven. Ne käyttäytyvät plastisen materian tavoin, ja siksi sydäntälvellä jääkenttä voi stabiloitua kiintojääksi laajempienkin altaiden ylitse (Palosuo, 1956). Jääkentän rannikkovyöhyke voidaan määritellä niin, että sen kattama alue kulkee rannasta kiintojään ja ajojään sydäntälviseen uloimpaan reunaan.

Tässä esityksessä tarkastellaan rannikkovyöhykkeen jääoloja ja jäiden ympäristövaikutuksia erityisesti Perämerellä. Jääolot vaikuttavat vesirungon hydrografian kehittymiseen ja ovat vuorovaikutuksessa rannan ja meren pohjan kanssa aiheuttaen eroosiota. Erityisesti rantaerosio on tärkeä tekijä Perämeren rannikkovyöhykkeen ekologiassa sen monipuolisen kasviston ja lintujen pesimäolosuhteiden ylläpitäjänä. Jääerosiotapahtumat ovat ääri-ilmiöitä ja siksi niiden edellytykset ovat herkkiä ympäristö- ja ilmasto-olosuhteiden muutoksille.

2. RANNIKKOALUEIDEN JÄÄTYMINEN JA JÄÄN DYNAMIIKKA

Itämeren jäätyminen alkaa rannan tuntumasta loppusyksyllä, kun ilman lämpötila on asettunut pakkasasteiden puolelle. Jäätyminen etenee matalilta alueilta kohti syvempiä, niin että keskimäärin yksi metri lisää syvyyttä siirtää jäätymispäivää vuorokaudella. Jäänreunan edetessä ulommas rannanpuoleinen jää vahvistuu ja alkaa ankkuroitua saariin ja niemiin kiintojääksi. Kuvassa 1 on tutkakuva Perämeren Suomen puoleisesta alueesta. Kiintojää näkyy lähimpänä rannikkoa tummana, vähemmän ja tasaisemmin takaisinsirontaa antavana vyöhykkeenä, ja kiintojään reunassa on voimakkaasti sirottavia suuria ahtojääröykkiöitä.

Kiintojää kasvaa alapinnastaan meriveteen teräsjääksi ja yläpinnastaan lumisohjoon kohvajääksi. Kiintojäävyöhyke etenee vahvistuessaan 5–15 metrin syvyyskäyrän tuntumaan, sitä ulommas mitä ankarampi jäätalvi on. Kiintojää on sydäntalven ajan stabiili. Alku- ja lopputalvesta siinä esiintyy merkittäviä mekaanisia siirroksia. Stabiilissakin vaiheessa kiintojää liikahtelee vertikaalisuunnassa merenpinnan korkeuden ohjaamana.



Kuva 1. ERS-2 satelliitin SAR-tutkakuva Perämeren itäiseltä puolelta 22.2.1997 klo 11.39 EET. © ESA

Perämeren pohjoiseen saaristoon muodostuu laaja kiintojääalue, Hailuodosta Tornion kautta Luulajan eteläpuolelle. Jäänmuodostus alkaa Oulun ja Kemin edustalla marraskuussa, ja kaksi kuukautta myöhemmin koko Perämeri on jässä. Perämeren ilmasto-oloissa jäänreuna etenee 1–2 km ja jään paksuus kasvaa 0,5–1 cm keskimäärin vuorokaudessa. Jään paksuutta h voidaan likimain arvioida Zubovin kaavan mukaan (ks. Leppäranta ja Myrberg, 2009):

$$h = \sqrt{aS + b^2} - b \quad (1)$$

missä S on pakkassumma, $a \sim 10 \text{ cm}^2 \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ vrk}^{-1}$ riippuu jään lämpöopillisista ominaisuuksista ja $b \sim 10 \text{ cm}$ on jään päällisen rajakerroksen lämmönsiirron puskurointia kuvaava parametri. Perämeren kiintojään suurin vuotuinen paksuus on 50–120 cm. Jään paksuuntuessa jääkansi vahvistuu ja matalilla alueilla jää kasvu voi saavuttaa meren pohjan.

Rannikkovyöhykkeen jääpeite voi rikkoutua tuulen vaikutuksesta sen ollessa vielä ohutta (Palosuo, 1963). Tuulen voima on riittävän suuri, kun (Leppäranta, 2011):

$$\tau_a L > P(h) \quad (2)$$

missä τ_a on tuulen leikkausjännitys jään pintaan, L on pyyhkäisymatka ja $P \sim 30 \text{ kN m}^{-1}$ on jääkentän lujuus. Palosuon (1963) mukaan jää rikkoutuu, kun jään paksuus on alle kriittisen arvon $h^* = \kappa(l)U_a$, missä l on alueen halkaisija, U_a on tuulen nopeus ja κ on alueen koosta riippuva kerroin. Tämä empiirinen tulos kertoo, että jääkentän lujuus riippuu jään paksuudesta neliöllisesti, ts. $P \propto h^2$. Keväällä jään haurastuessa kertoimen κ arvo on paljon pienempi kuin alkutalvesta.

Tuuli antaa suurimman voiman jääkanteen. Myös virtaukset aiheuttavat leikkausjännityksen jään pohjaan, mutta ne vaihtelevat enemmän eikä niiden kokonaisvaikutus kasva niin suureksi kuin voimakkaiden tuulien ja myrskyjen. Rannikkovyöhykkeellä tärkeämpi vesirungosta tuleva tekijä on merenpinnan korkeuden muuttuminen. Korkea vesi irrottaa jään pohjasta ja rannasta, jolloin tuuli voi jään helpommin saattaa liikkeelle. Siksi Perämeren pohjoisessa saaristossa erityisesti eteläiset ja lounaiset tuulet saavat rannikon jäät liikkeelle (esim. Alestalo ja Häikiö, 1975).

3. JÄÄN JA YMPÄRISTÖVAIKUTUKSET

Rannikkovyöhykkeen jää on vuorovaikutuksessa merenpohjan ja rantojen kanssa. Pohja ja rannat vaikuttavat jääolojen kehitykseen, ja jäät puolestaan muokkaavat pohjaa ja rantoja, ts. aiheuttavat *jääeroosiota*. Tällä on merkittävä vaikutus Itämerellä geoympäristöön, elolliseen ympäristöön sekä ihmisen toimintaan. Jääeroosio voidaan jakaa seuraaviin luokkiin:

- (i) mekaaninen rantojen eroosio, joka johtuu jään mekaanisesta työntymisestä;
- (ii) ahtojäiden meren pohjaan kohdistama kyntö;
- (iii) jään lämpölaajenemisesta aiheutuva jään työntyminen rantaan; ja
- (iv) pohjaan jäätyneen jään irtoaminen ja pohja-aineksen kulkeutuminen sen mukana.

Jään mekaniikka on jääeroosion taustalla kahdessa ensimmäisessä kohdassa, kun taas kaksi jälkimmäistä liittyvät lämpöopillisiin tapahtumiin. Kun tuulen voima saavuttaa jään lujuuden, jään liike käynnistyy ja jatkuu kunnes kitkavastus on tullut riittävän suureksi. Keväällä jään sulaminen rannasta vapauttaa jään liikkumaan helpommin, mutta silloin tuulet eivät yleensä ole voimakkaita ja jää on heikompaakaan eikä aiheuta suuria kuormituksia. Rantaan ajautuessaan jäät voivat muodostaa valjeja tai työntyä kauemmas maa-alueelle, jopa useamman sadan metrin päähän rannasta. Ahtojään köli osuu usein meren pohjaan sen ajautuessa matalaan veteen. Tällöin jos työntövoima on riittävän suuri, ahtojää liikkuu ja kyntää samalla meren pohjaa.

Jään työntämiseksi maalle tarvitaan työntövoimaa $10\text{--}50 \text{ kN m}^{-1}$. Jos tuulen nopeus yli 21 m/s ja pyyhkäisymatka 10 km , päästään tämän voiman tasolle. Jääeroosion laatu riippuu jään paksuudesta. Aivan ohut jää (alle 10 cm) ajautuu merellä helposti päällekkäin, mutta rantaan noustessaan se rikkoutuu helposti ja kasautuu valjeiksi. Paksumpi jää (yli 15 cm) muodostaa merellä ahtojäitä ja rantaan ajautuessaan voi kulkeutua pitkälle maa-alueelle. Tällaista paksumpaa jäätä tarvitaan myös pohjaeroosioon, sekä jäätymisen että kynnön kautta.

Rannikkovyöhykkeen jäällä suuri merkitys Itämeren ekologialle. Rantaan työntyvät jäät puhdistavat maa-aluetta pensaista ja pienistä puista ja siten mahdollistavat monien putkilokasvilajien säilymisen. Useat lintulajit tarvitsevat jään puhdistamia luotoja pesintäänsä. Perämeren rannikolta esiintyykin joitakin uhanalaisia kasveja, joiden säilyminen on riippuvuudesta jääeroosiosta. Toinen ekologisesti merkittävä seikka on vesirungon sekoittuminen (Myrberg ym., 2006). Jokivedet virtaavat kiinteän jääpeitteen alla hyvinkin pitkiä matkoja, ja samalla jokivesien tuomat ravinteet leviävät. Ravinteiden leviämiskuvio on täysin erilainen jään alla kuin ilman jääpeitettä. Jään alle voi muodostua myös voimakkaita leväkukintoja keskellä talvea, kun makeampi vesi muodostaa jään alle ohuen sekoittumattoman kerroksen, jossa levät voivat kasvaa käyttäen hyväkseen jään läpi tulevaa niukkaa valoa.

4. LOPPUSANAT

Jääeroosio ja vesirungon heikko sekoittuminen kiinteän jääkannen alla ovat rannikkovyöhykkeen jääkentän tärkeitä ympäristövaikutuksia. Jääkannen liikkuminen tai stabiliteetti vaikuttavat myös ihmisen toimintaan, sillä liikkuvat jäät voivat aiheuttaa suuria kuormituksia rakenteisiin, kun taas kiinteään jääkanteen voidaan rakentaa jääteitä. Esimerkiksi Hailuotoon on ollut mahdollista pitää jäätieyhteyttä sydäntalven ajan. Ahtojäiden kynnöstä ja sen vaikutuksista on vielä vähän tietoa. Siellä missä pohjaan asennetaan putkia tai kaapeleita kyntö on mitoitustekijänä otettava huomioon.

Vesirungon sekoittuminen heikkenee aina kun kiintojääkansi on muodostunut. Sen sijaan jääeroosiotapahtumaan tarvitaan erityiset ääriolosuhteet. Jään paksuus on oltava sopiva ja tuulen riittävän voimakas, minkä takia jääeroosio on monin paikoin harvinaista, vain kerran vuosikymmenessä esiintyvää. Itämeren jäätutkimus on valtaosaltaan koskenut ajojaita ja niiden vaikutuksia merenkulkuun. Rannikkovyöhykkeen jääolojen merkitys on vasta aivan viime vuosina noussut tärkeäksi tutkimuskohteeksi ja siinä on vielä runsaasti avoimia kysymyksiä.

LÄHTEET

- Alestalo, J. ja J. Häikiö, 1975. Ice features and ice-thrust shore forms at Luodonselkä, Gulf of Bothnia, in winter 1972/73. *Fennia*, **144**, 1–24.
- Leppäranta, M. 2011. *The drift of sea ice, 2nd edition*. 350 s. Springer-Praxis, Heidelberg, Germany.
- Leppäranta, M. ja K. Myrberg, 2009. *Physical oceanography of the Baltic Sea*. 378 s. Springer-Praxis, Heidelberg, Germany.
- Myrberg, K., M. Leppäranta ja H. Kuosa, 2006. *Itämeren fysiikka, tila ja tulevaisuus*. 202 s. Yliopistopaino, Helsinki.
- Palosuo, E., 1956. Kiintojääsilloista Suomen ja Ruotsin välillä. *Terra* 1956:1.
- Palosuo, E., 1963. The Gulf of Bothnia in winter. II. Freezing and ice forms. *Merentutkimuslait. julk./Havsforkningsinst. Skr.* 208. Helsinki.

Surface layer of the ice sheet in Dronning Maud Land, Antarctica

Matti Leppäranta and Onni Järvinen

Matti Leppäranta, Helsingin Yliopisto, matti.lepparanta@helsinki.fi

Onni Järvinen, Helsingin Yliopisto, onni.jarvinen@helsinki.fi

Abstract

Glacial surface layer is in active interaction with the atmosphere above; the thickness of the layer which feels seasons is about 10 m. Snow covers 98% of all surfaces in Antarctica and it is one of the principal components of our global climate system due to the high albedo. Therefore understanding the evolution and spatial variations of the physical properties of this southern snow cover is crucial. A small fraction of the ice sheet surface is blue ice where snow is absent and where supraglacial lakes form in summer. Antarctica also provides a unique environment to study the geophysics of the snow and ice. It is the coldest, driest and highest continent on this planet. Our research programme contains the four following topics: snow mass balance, snow properties and impurities, supraglacial lakes and radiation balance. The programme has a 11 years long history, started in 1999 and research teams participating in five FINNARP expeditions.

Thermal and rheological structure along the DSS profile POLAR in the northern Fennoscandian Shield

K. Moisio and P. Kaikkonen

University of Oulu, Department of Physics

kari.moisio@oulu.fi

Abstract

The latest seismic velocity model of the deep seismic sounding profile POLAR along with other data were used when a thermal and a rheological model for the POLAR profile was constructed. Resulting finite-element model was 450 km long and 300 km deep. Derivation of the two-dimensional rheological structure requires the use of the obtained temperature field and the use of known rheological laws both for the brittle and the ductile mechanisms. Results give the thermal and rheological two-dimensional structure along the POLAR profile.

1. INTRODUCTION

The 440 km long deep seismic sounding profile POLAR in Northern Finland is geologically located in the northern Fennoscandian Shield, extending along a SW-NE oriented direction across the Lapland. Profile is situated in three major geological units, in the southwest the Karelian province, in the middle the Lapland granulite belt and in the northwest the Kola peninsula province. Seismic wide-angle reflection and refraction measurements along POLAR profile were carried out in 1985 (Luosto et al., 1989; Walther and Flüh, 1993). In this presentation we use the latest seismic model of the POLAR profile (Janik et al., 2009) as a structural model from which we construct a two dimensional thermal and rheological models which are solved using the finite-element method.

2. BACKGROUND

The seismic P-wave velocity model (Janik et al., 2009) has three major crustal layers derived from the P-wave velocity values and major intracrustal reflectors. The upper crust extends down to the depth of 10–15 km. The near-surface velocities are around 6.0 km/s. This layer is characterized by a very complex structure, with a low-velocity zone and areas of high velocities. The middle crust, defined as a layer with velocities of 6.4–6.65 km/s has a varying thickness of approximately 20–25 km. In this layer a low-velocity zone was also interpreted. The lower crust, defined as a layer with velocities of 6.95–6.97 km/s has its surface well constrained by crustal reflectors. The thickness in this layer is highest in the SW and the NE parts, about 10 to 15 km. In the central part of the profile the thickness is only few kilometers. The P wave velocities in the lower crust are not varying very much laterally. Based on the raytrace modeling the P-wave velocity in the lower crust cannot be higher than 7.0 km/s. The Moho boundary is found at a depth of 42–47 km in the SW part and in the central and the northeastern parts it is between the depths of 38–44 km. Two layers below the Moho boundary were added to the SW and NE parts of the velocity model for better agreement with observed and calculated traveltimes. These layers have velocities of 8.05 km/s. Also an area with higher velocities of 8.4 km/s was interpreted in the central part of the profile below the lower crust. In the upper mantle a few reflectors were fitted at the depths of approximately 57 km, 65 to 68 km and 75 km. (Janik et al., 2009)

Surface heat flow density (HFD) measurements in the Fennoscandian Shield are published by Kukkonen (1988, 1993). For the area around the POLAR profile there are only a few heat flow measurement points. In the SW part of the profile the nearest heat flow points are close to the shot point A in the vicinity of Kolari. The reported values for the heat flow in two drill holes are 27 mW/m² and 34 mW/m². The paleoclimatically corrected values are 31 mW/m² and 38 mW/m², respectively. The heat flow measurement in Sodankylä, where the offset from the POLAR profile is rather large, has an anomalously low value, only 13 mW/m², the corrected value is 18 mW/m². This anomalous value has been related to groundwater circulation. In the NE part of the profile one heat flow site is located close to the shot point F. This is the Kola deep hole, where the approximate value of 43 mW/m² has been reported. Characteristic to this site is a rather large vertical heat flow variation. Variations between 25 to 65 mW/m² have been measured from this site (e.g., Balling, 1995).

3. THERMAL AND RHEOLOGICAL MODEL

A two-dimensional thermal model for the POLAR profile was generated based on the seismic P-wave velocity model. The thermal and seismic models have basically the same length, i.e., 450 km. The thermal model has the same division into the upper, the middle and the lower crust as the seismic velocity model. Our model also has a lithospheric mantle and/or an asthenosphere, partly similarly as in the P-wave velocity model. Major difference is due to applied thermal boundary conditions which require model to extend deep enough, so we have extended our model to the depth of 300 km. Our finite-element model consists of approximately 36000 elements and 34000 nodes. Element size is approximately 1 km in the vertical direction. Horizontal size is slightly larger, around 3 km. Density values are partly approximated from the seismic model, from where the Vp/Vs ratio is taken into account. Densities increase primarily as a function of depth. Elastic material parameters are taken from Carmichael (1989) for common rock types of the area. Also the Vp/Vs ratio is used to confine the Poisson's ratio.

The values of the heat conduction are constant for the crustal and lithospheric part of the model separately. Temperature dependence of the thermal conductivity has been taken into account in the thermal models. Values of the surface heat production rate in the vicinity of the POLAR profile were estimated from the geochemical data base of the Geological Survey of Finland (Rasilainen et al., 2007).

The rheological strength, defined as a difference between maximum and minimum principal stresses, gives the stress difference required for the rock to deform either in a brittle or in a ductile manner. The brittle strength is usually described by a frictional shear failure criterion (see e.g., Ranalli, 1995). The ductile strength can be described with the ductile flow law, i.e., creep law, from which the power law and the Dorn law relations were used (Carter and Tsenn, 1987 and Ranalli, 1995). Rheological parameters required for the flow laws were taken from Carter and Tsenn (1987) and Ranalli (1995). Flow parameters of the wet granite were used in the upper and middle crust. For the lower crust the parameters of the dry mafic granulite and for the mantle the parameters of olivine were used. In these assumptions we followed the compositional conclusions and estimates of Janik et al., (2009).

The thermal boundary conditions used were a constant temperature of 0 °C at the surface of the model and at the lithosphere-asthenosphere boundary 1300 °C. The latter temperature is

assumed to be the solidus of ultramafic rocks located at the depth of 250 km. This value is slightly overestimated in comparison to the values of 200-225 km presented by Artemieva et al. (2006). The thermal finite-element model was solved assuming two-dimensional conductive steady-state conditions for three different models (M1, M2, M3) where the crustal heat production rates were varied so that the M1 model has the lowest and the M3 model has the highest values. The rheological strength was calculated with the same 2-D model using the same mesh as in the thermal model and the temperatures from the calculated thermal models were used.

4. RESULTS

The results of thermal modeling at the depth of 50 km (Fig 1) show the temperature variation approximately between the values of 350 °C to 400 °C along the profile depending on the model. The heat flow values are between 12.5 mW/m² and 13.5 mW/m². For the thermal model M1 the surface heat flow varies from the 26 to 32 mW/m² from the SW to NE, respectively. For the model M2 the surface heat flow varies from the 31 to 36 mW/m² and for the M3 model 35 to 39 mW/m² from the SW to NE, respectively.

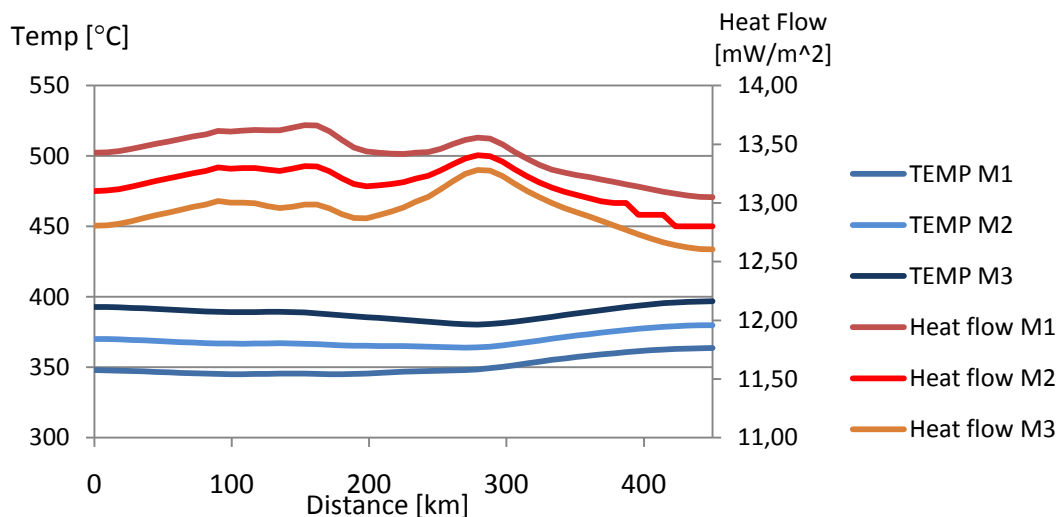


Figure 1. Temperature (three lowest lines) in °C and the heat flow density (three upper lines) in mW/m² for the depth of 50 km in the thermal models of the POLAR profile.

Calculated rheological strength (Fig. 2) shows that used temperature field together with the used parameters results in rather ‘strong’ crust. Already from the depth of less than 20 km, i.e., middle crust, values of the strength are very high. This ‘strong’ layer extends almost continuously to the depth of 60 km. Few weaker zones are located in the middle crust. This implies that with the used parameters and assumptions conditions for the present day deformation in the lower crust and upper mantle are quite impractical and that these layers are coupled. Resulting rheological thickness of the lithosphere is approximately 120-130 km depending on the definition.

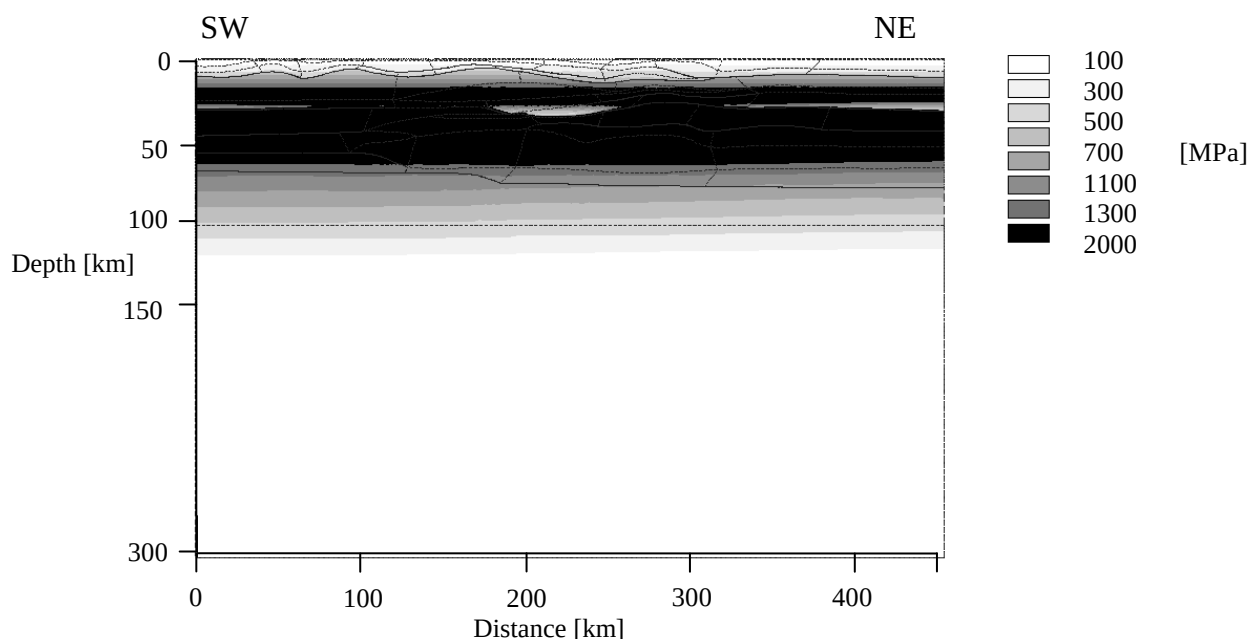


Figure 2. Calculated rheological strength in MPa shows the distribution of the strength along in the Polar profile. White color refers to the strength values larger than 2000 MPa

REFERENCES

- Artemieva, I. M., Thybo, H. and Kaban, M.K., 2006. In Gee, D. G. and Stephenson, R.A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, London, Memoirs, 32, p. 11-41.
- Balling, N., 1995. Heat flow and thermal structure of the lithosphere across the Baltic Shield and northern Tornquist Zone. *Tectonophysics*, 244: 13-50
- Carmichael, R.S., 1989. *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC press, Boca Raton, Florida, 714 pp.
- Carter, N.L. and Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Janik, T., Kozlovskaya, E., Heikkinen, P., Yliniemi, J. and Silvennoinen H., 2009. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect, *J. Geophys. Res.*, 114, B06308, doi:10.1029/2008JB005689
- Kukkonen, I.T., 1989. *Terrestrial heat flow in Finland, the central Fennoscandian Shield*. Geological Survey of Finland, Nuclear Waste Disposal Research, Report YST-68.
- Kukkonen, I.T., 1993. Heat flow map of northern and central parts of the Fennoscandian Shield based on geochemical surveys of heat producing elements. *Tectonophysics*, 225: 3-13.
- Rasilainen, K., Lahtinen, R., Bornhorst, T.J., 2007. *The rock geochemical database of Finland, manual*. Geol. Surv. Finland, Rep. Investigation. 38 pp.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth* (2nd edit.). Chapman & Hall, London, 413 pp.

Seismisen heijastusluotauksen soveltuvuus kvartaarisedimenttien sisäisen rakenteen ja pohjavesimuodostuman tutkimisessa

K. Moisio¹, A. Pasanen², J. Mursu², J. Okkonen² ja H. Vikstedt³

¹ Oulun yliopisto, Fysiikan laitos, kari.moisio@oulu.fi

² Geologian tutkimuskeskus

³ Oulun yliopisto, Geotieteiden laitos

Abstract

Seismic refraction and reflection soundings were made at two sites, Tupos and Ketolanperä in the mesoproterozoic Muhos formation, few tens of kilometres south of Oulu. Muhos formation is a siltstone formation that was stratified on the tectonic basin of the Precambrian bedrock basement and it is covered by Quaternary glacial/glaciofluvial sediments that reach the thickness up to the 140 metres. These sediments form a uniform layer, and are overlain by several municipalities, cultivated areas and industrial plants. Many of the communities take their potable water from the groundwater reservoir of these sediments, and the area holds potential for wider utilization of the groundwater resources. Main purpose of this study was to find out the suitability of the seismic reflection method and seismic stratigraphy for investigating the internal structure of the thick sediment layers and groundwater formations. This presentation focuses on the seismic part of the study

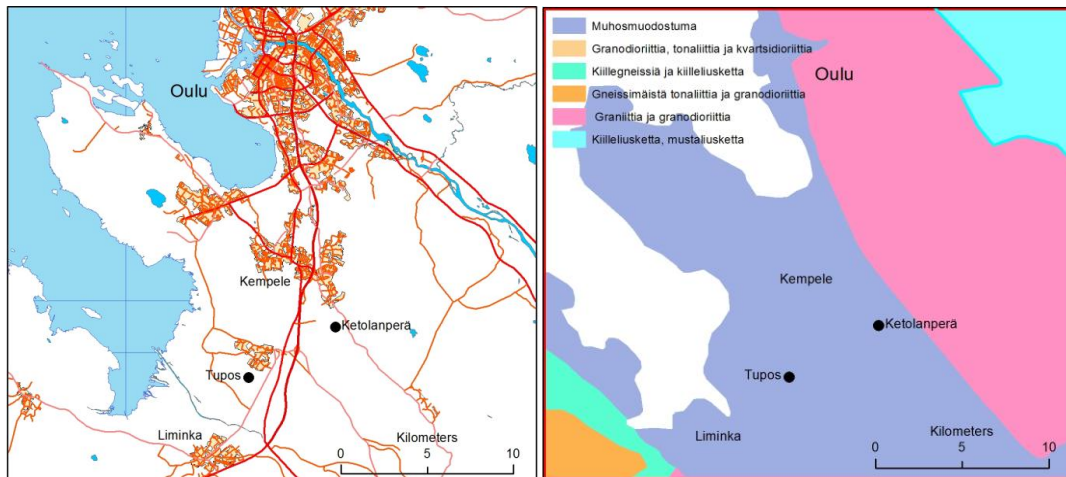
1. JOHDANTO

Muhosmuodostuma (Kuva 1) on Oulun eteläpuolisella alueella sijaitseva mesoproterotsooinen silttikivikerrostuma, joka on muodostunut prekambriksen kallioperän tektonisesti syntyneeseen sedimentaatioaltaaseen. Muhosmuodostumaa ympäröivät kivilajit koostuvat pääsääntöisesti paleoproterotsooisista liuskeista ja graniiteista. Muhosmuodostuman paksuutta on paikoin määritetty kairamalla, esim. Tupoksella tehdyssä syväkairauksessa paksuudeksi saatiin 895 metriä, Muhoksella paksuudeksi on määritetty 475 m (Kalla, 1960; Veltheim, 1969; Vuento, 1986). Muodostuman yläosa sijaitsee alemmalla tasolla kuin ympäröivä kallioperä muodostaen laakson, johon on kerrostunut kvartaarikautisten jäätiköitymisten seurauksena glasiaalisia ja glasifluvialisia sedimenttejä, joiden paksuus on kymmenistä metreistä jopa yli 140 metriin asti. Tämän sedimenttikerrostuman päällä sijaitsee useita kuntia, kyliä, maatalousalueita ja teollisuuslaitoksia. Useiden kuntien käyttövesi otetaankin tältä alueelta ja alueella on potentiaalia myös laajamittaisemmalle pohjaveden hyödyntämiselle. Tämän tutkimuksen päätavoitteena on selvittää seismisen heijastusluotauksen ja seismisen stratigrafian soveltuvuutta paksujen kvartaari- ja holoseenikausilla kerrostuneiden sedimenttipatjojen sisäisen rakenteen ja pohjavesimuodostuman tutkimiseen. Tässä osiossa keskitytään seismisiin tutkimuksiin ja niiden alustaviin tuloksiin.

2. TUTKIMUSKOhteet

Olemassaolevien taustatietojen pohjalta, pääasiassa tehtyjen kairausten perusteella, tutkimuskohteet valittiin kahdelta eri alueelta, Limingan Tupoksen kylältä ja Kempeleen Ketolanperältä (Kuva 1). Tupoksella äskettäin tehdyssä kairauksessa (Pasanen, 2010) Muhosmuodostuman silttikiven pinta havaittiin 140.5 m syvyydellä. Reiän stratigrafiassa oli

havaittavissa selkeä sedimenttiaineksen alaspäin karkeneva sarja, pohjalla havaittiin paksuudeltaan n. 30-35 metrin moreenikerros. Ketolanperälle on tehty useita kairauksia ja alueelta otetaan pohjavettä. Muhosmuodostuman silttikiven pinta on siellä paikannettu noin 120 m syvyyteen. Tämän alueen stratigrafia on vaihteleva, mutta pääpiirteissään samantyyppinen kuin Tupoksella, karkean aineksen ollessa pohjalla. Yleensä kairaukset ovat päättyneet sorakerrokseen, mutta paikoin on kairattu myös sen läpi alla olevaan moreeniin.



Kuva 1. Tutkimuskohteiden sijainti (mustat pallot) ja Muhosmuodostuman sijoittuminen kallioperäkartalla (© Maanmittauslaitos, 2010; © Geologian tutkimuskeskus, 1997)

3. TUTKIMUKSET

Maastotyöt aloitettiin toukokuussa 2010 seismisillä taittumislutauksilla. Näitä tuloksia käytettiin apuna suunniteltaessa seismisiä heijastusluotauksia alueelle. Lisäksi seismisellä taittumislutauksella saatiin tietoa maaperän stratigrafiasta ja seismisistä nopeuksista, joita voidaan käyttää apuna prosessoitaessa heijastusseismisiä luotauksia. Seismisiä taittumislutauksia tehtiin sekä Tupoksella että Ketolanperällä. Molemmilla kohteilla mitattiin yksi linja, käytössä oli 72 vertikaalista geofonia, jotka sijoitettiin viiden metrin välein, levityksen pituudeksi saatiin siten 355 metriä. Energialähteenä käytettiin räjähdyspanoksia (dynamiittia), jotka panostettiin noin puolen metrin syvyyteen. Räjäytykset tehtiin linjojen molemmista päistä, linjan keskeltä sekä linjan ulkopuolelta, kaukoräjäytysten ollessa 330 metrin etäisyydellä linjan päästä. Rekisteröintilaitteina käytettiin kahta Geometricsin Geode- ja yhtä Stratavisor NZ-seismografia. Mittausaika oli 600 ms ja näytteenottotiheys 0.25 ms.

Heijastusseismiset maastotyöt tehtiin elo-syyskuussa 2010. Tutkimuksia tehtiin molemmilla tutkimuskohteilla siten, että Tupoksen kohteella tehtiin kaksi linjaa (Linja 1 ja 2) ja Ketolanperälle yksi linja (Linja 3). Tupoksella linjat tehtiin kahteen kertaan käyttäen energialähteenä Vibrometric Oy:ltä vuokrattua Vibrist-3000 tärytintä sekä räjähdyspanoksia. Ketolanperän tutkimusalueella energialähteenä käytettiin ainoastaan räjähdyspanoksia. Seismisiä heijastusluotauksia tehtiin yhteensä 1.9 km matkalla. Rekisteröintilaitteina käytettiin samoja Geometricsin seismografeja kuin taittumislutauksessa. Geofonit olivat vertikaalisia. Mittausaika oli 600 ms, näytteenottotiheys 0.25 ms ja lähteen ja lähimmän geofonin välinen etäisyys, 'offset' oli 50 m. Molemmilla tutkimuskohteilla geofonien

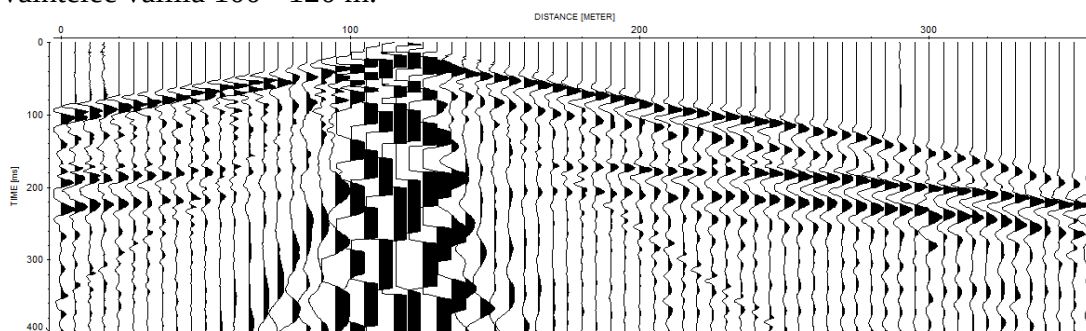
välimatka oli kaksi metriä. Yhteensä geofoneja oli käytössä 72 kappaletta, joista VIBSIST-3000 lähdettä käytettäessä aktiivisena oli kerrallaan 24 geofonia. Räjähdyspanoksia käytettäessä aktiivisten geofonien määrä oli 48 kappaletta.

VIBSIST-3000 laitetta käytettäessä mitattiin noin 22 sekuntia pitkä, taajuudeltaan muuttuva lähdesignaali, nk. pyyhkäisy, kahden metrin välein. Tämä pyyhkäisy tallennettiin vakioetäisyyden (~ 1 m) päässä lähteestä sijainneella geofonilla. Tämä menettely osoittautui parhaaksi lähdesignaalin laadun kannalta. Korreloimalla tämä pyyhkäisy prosessointivaiheessa tehdyn rekisteröinnin kanssa voidaan aineisto esittää normaalia rekisteröintiä vastaavassa muodossa. Tupoksella Linjalla 1 jokaisella rekisteröintipisteellä tehtiin yhteensä neljä pyyhkäisyä, kaksi yksittäistä ja kaksi pyyhkäisyä, jotka pinottiin. Tämän tarkoituksena oli parantaa signaali-kohina suhdetta. Linjalla 2 pyyhkäisyjen määrää pienennettiin kahteen yksittäiseen ja näin mittausnopeutta pystyttiin nostamaan huomattavasti. Käytettäessä kahden metrin lähdepisteväliä, kahden metrin geofoniväliä ja 24 aktiivista geofonia, VIBSIST-3000 lähdettä käyttäen saatiin maksimissaan 12-kertainen peitto mittauslinjoilla 1 ja 2.

Tupoksen ja Ketolanperän tutkimuskohteilla räjäytysten välimatka oli kahdeksan metriä, pääasiassa panostamisen hitauden takia. Dynamiitti panostettiin noin puolen metrin syvyyteen. Käyttäen kahdeksan metrin räjäytysväliä, kahden metrin geofoniväliä ja 48 aktiivista geofonia saatiin maksimissaan 6-kertainen peitto linjoille 1, 2 ja 3.

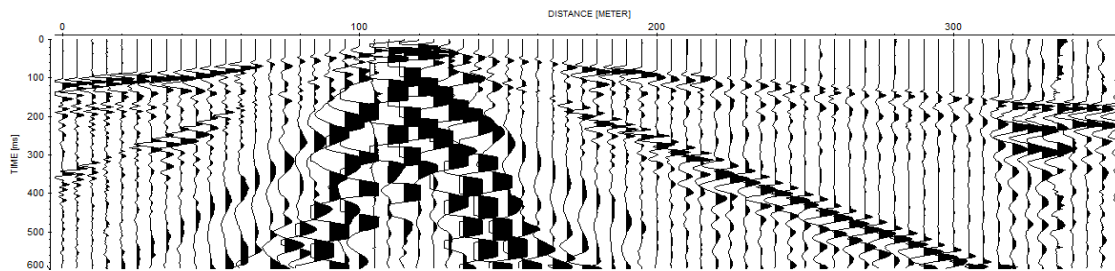
4. AINEISTON KÄSITTELY JA ALUSTAVAT TULOKSET

Tupoksen alueella taittumislutauksen rekisteröinnit olivat hyvälaatuisia ja selkeitä (Kuva 2). Signaalin taajuussisältö on räjähdyspanoksia käytettäessä keskimäärin 30-50 Hz, mutta lyhyillä offset etäisyyksillä (max. 100-150 m) päästään lähelle ja yli 100 Hz:n taajuuden. Tästä pystyttiin toteamaan, että heijastusluotauksessa käytettävillä offset-etäisyyksillä maaperän vaste on kohtuullisen hyvä heijastuksia ajatellen. Seismiset nopeudet kolmikerros-mallissa ovat ylhäältä alaspäin 800 m/s, 1600 m/s ja 3000 m/s. Alimman rajapinnan syvyys vaihtelee välillä 100 - 120 m.



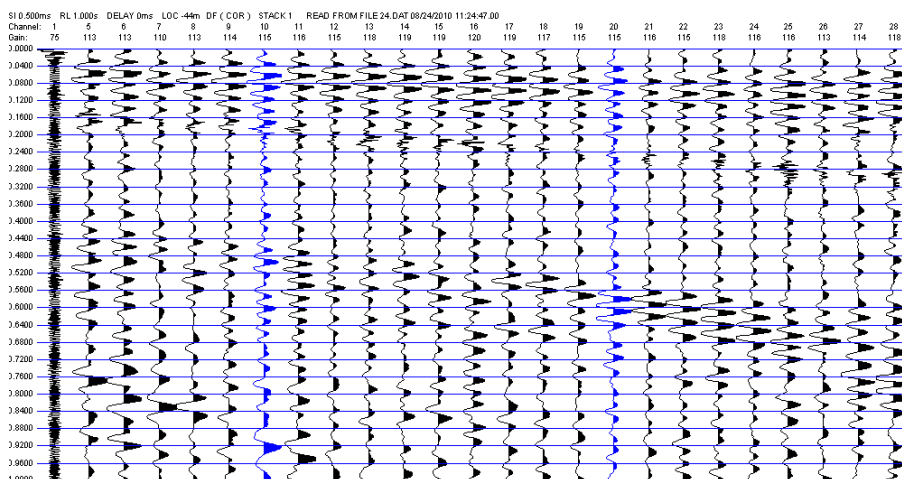
Kuva 2. Esimerkki seismisestä rekisteröinnistä Tupoksen alueelta

Ketolanperän tutkimusalueen taittumislutauksen rekisteröinnit (Kuva 3) olivat hieman heikompia laadultaan kuin Tupoksen tutkimusalueen rekisteröinnit. Syynä tähän pidettiin mm. maanpinnalla ollutta löyhää turvetta, mikä vaikeutti geofonien asennusta ja niiden kontaktia maaperään. Nopeudet kolmikerros-mallissa ovat ylhäältä alaspäin 800 m/s, 1600 m/s ja 2900 m/s. Alimman rajapinnan syvyys vaihtelee välillä 80- 120 m.



Kuva 3. Esimerkki seismisestä rekisteröinnistä Ketolanperän alueelta

Heijastusaineiston prosessoinnissa on aluksi analysoitu ja tarkastettu rekisteröinnin laatu, mittausgeometria ja poistettu virheelliset/ylimääräiset rekisteröinnit. Räjätyspisteen välittömässä läheisyydessä, vakioetäisyydellä käytettiin yhtä geofonia nk. lähdekонтроllina, jolla pyrittiin varmistamaan ettei räjätysten ajoituksessa ole suuria poikkeamia. Vibsist-3000 laitteella tehdyissä rekisteröinneissä on selvä ero räjättämällä tehtyihin (Kuva 4). Alustavien prosessointien jälkeen tuloksissa on havaittavissa odotettu voimakas heijaste, noin 150 ms syvyydellä. Tämä on tulkittu silttikiven yläpinnaksi, alustavien nopeusmallien ja syvyysmuunnosten perusteella tämä heijaste on noin 120 m syvyydellä. Sedimenttikerroksen sisäisen rakenteen selvittämisen osalta aineisto vaatii edelleen lisäprosessointia, sillä seisminen kontrasti eri sedimenttikerrosten välillä on odotetusti pieni.



Kuva 4. Esimerkki Vibsist-3000 laitteella tehdystä rekisteröinnistä korreloinnin jälkeen.

LÄHTEET

- Kalla, J., 1960. Muhoksen muodostuman alueella Limingan Tupoksella suoritettu syväkairaus. Vuoriteollisuus 1.
- Pasanen, A., 2010. Henkilökohtainen kommunikointi.
- Veltheim, V., 1969. On the pre-Quaternary geology of the Bothnian Bay area in the Baltic Sea. Bull. Comm. Geol. Finlande 168.
- Vuento, L., 1986. Muhoksen muodostuman geofysikaalisista tutkimuksista. Pro gradu –tutkielma, Oulun yliopisto, geofysiikan laitos, 62 s.

Geofysiikkaa 1700- ja 1800-luvun Euroopassa: meteorologiset ja magneettiset observatoriahavainnot alkavat

Heikki Nevanlinna

Ilmatieteen laitos, Helsinki, heikki.nevanlinna@fmi.fi

Abstract

In this article a short review is presented about geophysical observations and research (mainly meteorology and geomagnetism including auroral observations) carried out in Europe in the 18th and in the early 19th centuries. The rapid increase of the number of scientific academies in several European countries in the 18th century gave important new momentum for the progress of empirical natural sciences. The interactive scientific community network was born. Many Europe-wide coordinated campaigns, e.g. in meteorological observations, were successfully fulfilled in the late 18th century. After the invention of seminal electromagnetic law in the beginning of the 19th century, a new era started in geophysical observations, especially in geomagnetism. In a short time interval in the early decades of the 19th century, several magnetic-meteorological observatories were set up worldwide. In Finland such an observatory, later the Finnish Meteorological Institute, was founded in 1838.

1. JOHDANTO

Tässä artikkelissa tarkastellaan eräitä karakteristisia tiedehistoriallisia kehityskulkuja geofysiikan alalla 1700-luvulla sekä ensimmäisten geofysiikan observatorioiden alkuvaiheita 1800-luvun alussa uuden tieteenalan, sähkömagnetismin, tutkimuksen nousukaudella.

2. GEOFYSIKAALISTEN HAVAINTOTRADITIOIDEN ALKU 1700-LUVULLA

1700-luvun fysiikan tutkimusta hallitsivat havaitseva tähtitiede, geometrinen optiikka ja taivaanmekaniikka. Newtonin gravitaatioteoriaan verrattavissa olevia uusia mullistavia luonnontieteellisiä läpimurtoja ei tehty. Vuosisadalle oli tyypillistä empiiriset havainnot, niiden kokoaminen ja luokittelu mitä erilaisimmista kohteista kasvi-, kivi- ja eläinkunnasta. Tunnetuin tämän tieteellisen metodin (taksonomia) edustaja lienee ruotsalainen kasvitieteilijä Carl von Linné (1707-1778).

Tieteenmuodostuksen keskuspaikoiksi kehittyivät erilaiset tiedeakatemit ja -seurat, joita perustettiin eri puolille Eurooppaa useita kymmeniä 1730-1770 -luvuilla. Tiedeakatemioiden välille muodostui tiivis vuorovaikutus tietojen ja havaintojen vaihtamisen ja julkaisujen kautta. Näin syntyi syvällisempi eurooppalainen tiedeyhteisö ensi muodossaan (Pihlaja, 2009). Kansainväliseen käyttöön tarkoitettujen tieteellisten julkaisujen kieleksi tuli enenevässä määrin ranska klassisen latinan jäädessä vähitellen syrjään. Arvostetuimpina ja vanhimpina akatemioina olivat Lontoon *Royal Society* (1660) ja Pariisin *Académie des Sciences* (1666). Ruotsiin perustettiin Kuninkaallinen tiedeakatemia (*Kungliga Svenska Vetenskapsakademien*) vuonna 1739. Suomeen vastaava yleistieteellinen organisaatio saatiin aikaiseksi vasta melkein 100 vuotta myöhemmin (*Suomen Tiedeseura*, 1838).

1700-luvun fysiikan suuria kysymyksiä olivat Maan muodon (litistyneisyyden) ja aurinkokunnan absoluuttisten mittasuhteiden selvittäminen. Ranskan tiedeakatemian retkikunta teki maapallon muodon määrittämiseksi geodeettisia mittauksia Torniossa 1736-1737 de Maupertuisin (1698-1759) johdolla (Poutanen, 2003). Hankkeessa olivat vaikuttamassa myös fysiikan professori Anders Celsius (1701-1744) Uppsalan yliopistosta ja suomalainen harrastelijatiedemies Anders Hellant (1717-1789) (Nevanlinna et al., 2003). Maan ja Auringon välistä etäisyyttä mitattiin parallaksihavainnoilla Venuksen kulkiessa Auringon pinnan poikki vuosina 1761 ja 1769. Jälleen eri maiden tiedeakatemit organisoivat retkikuntia Venus-havaintoihin eri puolille maapalloa. Mittauspaikkoja oli kymmeniä ja havainnontekijöitä toista sataa (Pihlaja, 2009). Havaintoja tehtiin Suomessakin (mm. Hellant). Venus-mittaukset osoittivat hyvin kuinka 18. vuosisadan tiedeyhteisö pystyi organisoitumaan tehokkaaseen yhteistyöhön tieteellisesti tärkeiksi koetuissa hankkeissa.

1700-luvulla tutkijat kiinnostuivat myös ilman lämpötilojen systemaattisiin mittauksiin. Tässäkin luotiin toimivia kansainvälisiä yhteistyömuotoja samanlaisten mittarien ja lämpötilasteikkojen (Celsius-, Reaumur- ja Fahrenheit-asteikot) luomiseksi. Laitteiden kalibrointiin kiinnitettiin huomiota tulosten varmentamiseksi. Merkittävin 1700-luvun yhteistyöhanke mittaavan meteorologian alalla oli Mannheimin (nyk. Saksassa Baden-Württembergin osavaltiossa) meteorologisen seuran (*Societas Meteorologica Palatina*) organisoima kansainvälinen meteorologinen (ja magneettinen) mittausohjelma, joka oli toiminnassa 1780-1795 ja johon osallistui lähes 30 maata (Cassidy, 1985). Meteorologiset mittaukset tehtiin säännöllisesti klo. 7, 14 ja 21. Havaintoaikataulusta käytettiin nimitystä "*Mannheimin systeemi*" vielä pitkälle 1800-luvulle (Johansson, 1913). Seuran toiminta lakkasi Napoleonin ajan sotaisiin myllerryksiin. Havainnot julkaistiin seuran omassa tieteellisessä sarjassa (*Ephemerides Soc. Meteor. Palatinae*).

Mannheimin meteorologinen seura ei ollut aivan ensimmäinen laatuaan. Italiassa Firenzessä toimi 1657-1667 luonnontieteellinen seura *Accademia del Cimento*, joka organisoivat myös lämpötilamittauksia Euroopassa. Lontoon *Royal Society* jatkoi samaa toimintaa 1700-luvun alussa. Näiden eurooppalaisten esikuvien mukaan Suomessakin aloitettiin lämpötilahavaintojen systemaattinen suorittaminen Turun Akatemiassa vuonna 1748 ja jo aikaisemmin hajanaisilla mittaussarjoilla eräillä muilla paikkakunnilla (Johansson, 1913; Holopainen, 2004).

1700-luvun luonnontieteellisten havaintojen tulkinnessa esikuvana olivat tähtitieteelliset menetelmät. Näin esimerkiksi ilman lämpötilan ja paineen vaihteluista pyrittiin erottamaan erilaisia jaksollisuuksia Auringon, Kuun ja planeettojen säännöllisten liikkeiden mukaisesti, joita voitaisiin käyttää lämpötilaolojen ennustamisessa maanviljelyn hyväksi. Toisaalta 1700-luvun hallitusvalta oli valistusaatteiden hengessä ja yhdessä ajalle ominaisten hyötynäkökohtien kanssa kiinnostunut kansalaisten terveydentilasta, johon ympäristötekijöinä vaikuttivat lämpötilaolot, sateet ja kuivuudet. Lämpötilavaihtelujen selvittäminen oli siten tärkeää kansanterveyden ja yleisen hyvinvoinnin kannalta.

1600-luvun lopun ja 1700-luvun alun ns. Pikku Jääkauden aikaiset poikkeukselliset kylmät vuodet Euroopassa aiheuttivat pahoja katoja ja nälänhätää monissa maissa mm. Suomessa, Virossa, Skotlannissa ja Ranskassa, joissa kuoli tauteihin ja nälkään yhteensä satojatuhansia ihmisiä (Neumann and Lindgrén, 1979). Keski-Euroopan kylmin talvi vuodesta 1500 nykyaikaan oli 1708-1709 (Luterbacher et al., 2004), jolloin Välimeren rantavedet jäätivät Marseillen ja Venetsian alueella, järvet ja joet saivat jääpeitteen kaikkialla Euroopassa (Pain,

2009). Nämä äärimmäiset säävaihtelut ja ilmastollisten olojen muutokset saivat myös tiedeakatemioiden tutkijat kiinnostumaan kylmyyden tutkimuksista. Aihepiiriin kuuluivat myös jää ja lumikiteet (Lehti, 1998). Kiinnostus pohjoisten ja arktisten alueiden luonnon-oloihin kasvoi, koska esimerkiksi jään ja lumen sekä yleensä kylmän ilmaston empiirisiin tutkimuksiin oli tarjolla luonnon omaa materiaalia, jollaista ei voitu saada keinotekoisesti aikaan sen ajan fysiikan tutkimuskabineteissa.

Myös revontulitutkimus käynnistyi 1700-luvun alussa, kun koko Eurooppa sai ihailla vuosisadan suurinta revontulispektaakkelia 17.3.1716 aina Välimeren seuduille saakka. Siihen päättyi myös Auringon aktiivisuuden vuosikymmeniä kestänyt poikkeuksellisen hiljainen kausi (1645-1715), ns. Maunderin minimi, jolloin revontulia ei nähty Keski-Euroopan taivaalla vuosikymmeniin (Eddy, 1976; Silverman, 1992). Revontulitutkimus oli lähinnä revontuliöiden lukumäärän tilastollista kokoamista eri paikkakunnilla ja eri vuodenaikoina (esim. Nevanlinna, 2004). Alan keskeinen tutkija oli ranskalainen de Mairan (1678-1771), joka havaitsi ensimmäisenä revontulien esiintymiselle tyypillisen vuodenaikaisvaihtelun (1733).

3. ENSIMMÄISET GEOFYSIKAALISET OBSERVATORIOT 1800-LUVUN ALUSSA

1830- ja 1840-luvuilla maapallon eri kolkille perustettiin lyhyessä ajassa useita kymmeniä magneettis-meteorologisia observatorioita. Perustamishankkeiden toteuttajina olivat yleensä eri maiden tieteelliset akatemit tai -seurat. Niiden tehtävänä oli havaita Maan magneettikentän vaihteluja ja kerätä meteorologisia havaintoja yhtenäisen havainto-ohjelman puitteissa. Eräänä tieteellisenä tavoitteena oli ymmärtää paremmin esimerkiksi globaalien lämpötilavaihteluiden yhteydet magneettikentän muutoksiin uusien fysiikan tutkimusta mullistavien sähkömagneettisten teorioiden valossa. Observatoriohankkeet olivat siis lähinnä tieteellisesti suuntautuneita, vaikka rahoittajille korostettiin niiden tuottamaa hyötyoptiota. Operatiiviset sääpalvelut alkoivat vasta vuosikymmenien kuluttua 1800-luvun lopulla. Useat magneettis-meteorologiset observatoriot olivat myöhempien vuosikymmenien kansallisten ilmatieteellisten laitoksien alkumuotoja. Suomeen tällainen observatorio saatiin Helsingin yliopistoon, vuonna 1838 johtajanaan maineikas fyysikko J. J. Nervander (1805-1848) (Holmberg and Nevanlinna, 2005). Siitä kehittyi nykyinen Ilmatieteen laitos (Seppinen, 1988). Aloituksen Helsingin observatorion perustamiseksi teki Adolf Kupffer (1799-1865) (Nevanlinna, 1999), jonka johdolla Venäjän Keisarikunnan tiedeakatemiaan oli 1830- ja 1840-luvuilla perustettu useita vastaavia magneettis-meteorologisia observatorioita (Nevanlinna and Häkkinen, 2010).

Hajanaisia meteorologisia ja magneettisia havaintoja tehtiin Suomessa jo 1700-luvulla Eurooppalaisten esikuvien mukaan. Seuraava observatorio Helsingin jälkeen oli Suomen Tiedeseuran toteuttama I kansainvälisen Polaarivuoden Sodankylän observatorio 1882-1883 (osin aina vuoteen 1884 saakka) (Simojoki, 1978), joka oli nykyisen Oulun yliopiston Sodankylän geofysiikan observatorion ja Ilmatieteen laitoksen Lapin ilmatieteellisen tutkimuskeskuksen edeltäjä.

Meteorologisten mittauksien (lähinnä lämpötila ja ilmanpaine) katsottiin selvittävän kvantitatiivisesti maapallon ilmastovyöhykkeiden eroja. Näissä tutkimuksissa erityisesti kuuluisa saksalainen luonnontutkija ja kosmopoliitti Alexander von Humboldt (1769-1859) oli laajoilla tutkimusmatkoillaan tehnyt uraauurtavaa työtä fyysikaalisen maantieteen, ilmastotutkimuksen ja geomagnetismin aloilla (Malin and Barraclough, 1991). Kansainvälisen observatoriohankkeen keskeisiä vaikuttajamaita olivat Iso-Britannia, Ranska, Saksa ja Venäjä.

Alan anglosaksisessa kirjallisuudessa observatorioiden perustamisen kiihkeintä vaihetta kutsutaan nimellä *The Magnetic Crusade* (Cawood, 1977), jolloin lyhyessä ajassa observatorioverkosto kattoi lähes kaikki maapallon mantereet. Merkillepantavaa on myös se, että havainto-ohjelmat ja -instrumentoinnit olivat kaikissa maissa varsin yhdenmukaisia alusta alkaen. Havaintoja tehtiin paljon. Esimerkiksi Helsingin magneettisessa observatoriossa niitä kertyi vuorokaudessa yli 1000 ja havaintoja tehtiin 10 minuutin välein useista laitteista samanaikaisesti.

4. LOPUKSI

Meteorologisten mittausten havaintomenetelmät ja -laitteet olivat kehittyneet pitkälle ja vakiintuneet käyttöön jo 1700-luvulla. Sen sijaan magnetismin alalla tehtiin uusia merkittäviä mittausteknisiä innovaatioita 1800-luvun alkukymmeninä vastakeksittyjen yleisten sähkömagneettisten lainalaisuuksien kokeellisiin vahvistuksiin ja niiden geofysikaalisiin sovellutuksiin.

1800-luvun alkukymmeninä perustettiin lyhyessä ajassa maapallonlaajuinen geofysikaalisten observatorioiden verkosto. Se ei olisi ollut mahdollista ilman 1700-luvulla alkanutta alan tiedeyhteisön tiivistä vuorovaikutusta ja uusien geofysikaalisten havaintomenetelmien periaatteiden luomista.

LÄHTEET

- Cassidy, D.C., 1985. Meteorology in Mannheim: The Palatine Meteorological Society, 1780-1795. *Sudhoffs Archive*, **69**, 1-25.
- Cawood, J., 1977. Terrestrial magnetism and the development of international collaboration in the early nineteenth century. *Ann. Sci.*, **34**, 551-572.
- Eddy, J.A., 1976. The Maunder minimum. *Science*, **192**, 1189-1202.
- Holmberg, P. and Nevanlinna, H., 2005. Geomagnetism in Finland: the lasting legacy of Johan Jakob Nervander. *Europhysics News*, **3**, 82-85.
- Holopainen, J., 2004. Turun varhainen ilmastollinen havaintosarja. *Ilmatieteen laitos - Raportteja*, 2004/8.
- Johansson, O.V., 1913. Några drag ur meteorologins historia i Finland före 1800. *Terra*, **25**, 185-209.
- Lehti, R., 1998. Lumihiutaleet ja maailmankuvat. *Ursa*, julk. 67, 364 s.
- Luterbacher, J. et al., 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science*, **303**, 1499-1502.
- Malin, S.R.C. and Barraclough, D.R., 1991. Humboldt and the Earth's magnetic field. *Q. J. astr. Soc.*, **32**, 279-293.
- Neumann, J. and Lindgrén, S., 1979. Great historical events that were significantly affected by the weather: IV - The great famines in Finland and Estonia, 1695-97. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **60**, 775-787.
- Nevanlinna, H., 1999. Adolf Kupffer ja Helsingin magneettisen observatorion perustaminen. XIX *Geofysiikan Päivät*, 33-36.
- Nevanlinna, H., 2004. Historical space climate data from Finland: Compilation and analysis. *Solar Phys.*, **224**, 395-405.
- Nevanlinna, H., Kultima, J. ja Kajander, J., 2003. Anders Hellant (1717-1789) - tähtitieteen ja geofysiikan tutkija Torniossa. XXI *Geofysiikan Päivät*, 121-126.
- Nevanlinna, H. and Häkkinen, L., 2010. Results of Russian geomagnetic observatories in the 19th century: Magnetic activity, 1841-1862. *Ann. Geophys.*, **28**, 917-926.
- Pain, S., 2009. 1709: The year that Europe froze. *New Scientist*, **2694**, 46-47.
- Pihlaja, P.M., 2009. Tiedettä Pohjantähden alla, *Bidrag till kännedom av Finlands natur och folk*, **181**, 1-306.
- Poutanen, M. (toim.), 2003. Maan muoto. *Ursa*, julk. 86. 171 s.
- Seppinen, I., 1988. Ilmatieteen laitos 1838-1988. Ilmatieteen laitos, 290 s.
- Silverman, S.M., 1992. Secular variation of the aurora for the past 500 years. *Rev. Geophys.*, **30**, 333-351.
- Simojoki, H., 1978. The history of geophysics in Finland, 1828-1918. *Soc. Sci. Fenn.*, 154 p.

Ohuita revontulirakenteita ja tomografiaa revontulien värikuvista

N. Partamies¹, M. Syrjäso¹, L. Sangalli², B. Gustavsson³, E. Donovan⁴, M. Connors⁵, D. Charrois⁶ ja Z. Kryzanowsky⁴

¹ Ilmatieteen laitos, Helsinki

² Royal Military College of Canada, Kingston, Ontario, Canada

³ University of Southampton, UK

⁴ University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada

⁵ University of Alberta, Athabasta, Alberta, Canada

⁶ Syzygy Research & Technology, Legal, Alberta, Canada

Abstract

In this article, we describe a colour camera imaging system (DAISY) for aurora. The main goals of DAISY are to measure previously less observed scale sizes of the aurora, as well as to study the possibility of using colour images in tomography-like applications to determine the altitude distribution of the auroral emissions. Using all available measurements, we report results suggesting that the scale size spectrum of the aurora is continuous. Thus, the arc generation mechanism should also be able to produce auroral structures of any size. Our first attempts to do auroral tomography on colour images show that the green line emission (the strongest auroral emission) can be well-reconstructed with meaningful peak emission altitudes and horizontal scales. Fainter emissions could not be separated from the dominant green spectral line.

1. JOHDANTO

Revontulet syntyvät, kun pääosin auringosta peräisin olevat varatut hiukkaset tunkeutuvat Maan magneettikentän ohjaamina yläilmakehään noin 100-300 km:n korkeudelle ja törmäävät siellä happiatomeihin ja typpimolekyyleihin. Törmäyksissä ilmakehän hiukkaset virittyvät ja säteilevät saamansa lisäenergian revontulivalona, josta voimakkaimpana nähdään kellertävänvihreä väri.

Revontulien keskisuuria (10–100 km levyisiä) rakenteita ja hienorakenteita (10–100 m levyisiä) on viime vuosikymmeninä tutkittu runsaasti. Eniten käytössä on revontulikameroita, joiden näkökenttä kattaa koko taivaan. Paikkaresoluutio on tällöin noin kilometrin luokkaa, mikä riittää hyvin keskisuurten revontulten tutkimukseen. Kapeammilla näkökentillä varustettuja kuvauslaitteita käytetään tyypillisesti revontulien hienorakenteiden tallentamiseen. Näiden laitteiden sekä paikka- että aikaresoluutio ovat usein hyvin korkeita. Yllä mainittujen mittausten lisäksi täydestä revontulirakenteiden leveysspektristä kuitenkin puuttuvat havainnot noin kilometrin levyisistä revontulista.

Calgaryn yliopistossa kehitetty revontulikameralaitteisto pystyy kampanjaluonteisesti kuvaa-

maan revontulirakenteiden korkeusprofileja sekä mittaamaan toistaiseksi vain harvoin havaittuja revontulirakenteiden kokoja (1 km).

2. REVONTULIRAKENTEIDEN KOKOJAKAUMA

Dense Array Imaging SYstem (DAISY) aloitti toimintansa vuonna 2007 ja siihen kuuluu kolme kameraa, joista yhden näkökenttä on 20 ja kahden 90 astetta. Kapea 20 asteen näkökenttä ja CCD-kennon n. 1000×1000 pikseliresoluutio riittävät vastaamaan kysymykseen, onko olemassa tilastollisesti merkittäviä määriä noin yhden kilometrin levyisiä revontulirakenteita. Tämä on tärkeä kysymys siksi, että suurin osa tällä hetkellä käytössä olevista revontulikameroista on joko kalansilmälinssillä varustettuja nk. all-sky -kameroita [4] tai hyvin kapean näkökentän ($5\text{--}10^\circ$) omaavia videokameroita. Ensin mainituissa tapauksissa tyypillisesti havaitaan 10–100 km:n suuruisia ja jälkimmäisessä noin 100 m:n suuruisia revontulirakenteita, mutta näiden instrumenttityyppien joko paikkaresoluutio tai näkökentän suuruus ei sovellu muutamien kilometrien levyisten revontulikaarien mittaamiseen riittävällä tarkkuudella. Revontulirakenteiden kokojakauman havainnointi on tärkeä askel revontulia synnyttävien prosessien määrittämisessä. Jos kilometrin suuruisia rakenteita ei ole olemassa yhtä paljon kuin keskisuuria tai hienorakenteita, on selvää, että kokojakaumia on kaksi, jolloin myös revontulirakenteita synnyttäviä prosesseja on oltava kaksi. Jos taas kilometrin levyisiä revontulia syntyy merkittäviä määriä, mutta niitä ei vain ole toistaiseksi mitattu, puhutaan yhdestä laajasta revontulien kokospektristä. Sitä selittämään täytyy löytyä mekanismi, joka pystyy tuottamaan kaikenkokoisia revontulia.

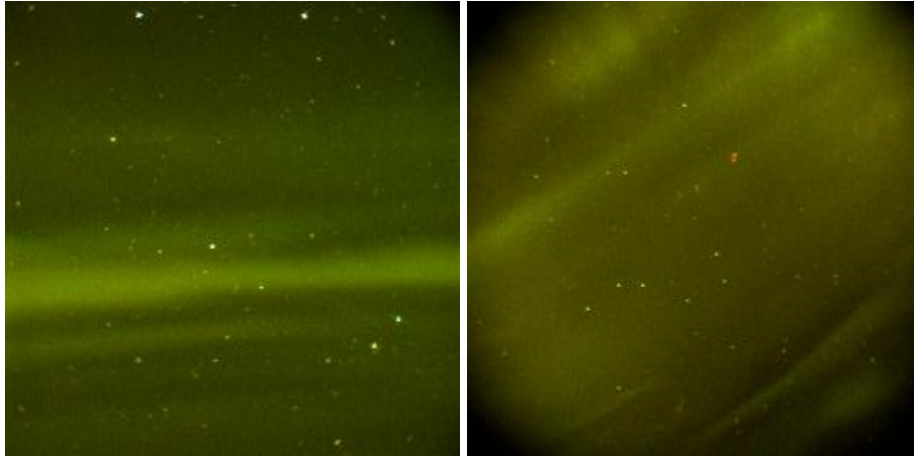
Havaintoaineistosta eroteltiin yhteensä n. 500 ohutta revontulirakennetta, joiden leveys määriteltiin kirkkausprofiiliin sovitetun Gaussin käyrän puoliarvoveytenä. Tämän tilaston perusteella revontulirakenteiden leveysjakauma on jatkuva [2], jolloin ohuita rakenteita synnyttävän mekanismin tulisi pystyä tuottamaan myös muun leveyiset revontulet. Toistaiseksi ei kuitenkaan ole esitetty prosessia, joka täyttäisi tämän vaatimuksen.

3. REVONTULIVÄRIKUVIEN TOMOGRAFIA

Kameraparien mittausaineistolle on kokeiltu revontulitomografiaohjelmistoa [1]. Ohjelmisto on alun perin tarkoitettu ruotsalaisen ALIS-kameraverkoston kuvia varten, mutta soveltuu pienin muutoksin DAISY-havaintojen tulkitsemiseen. Tomografian ajatuksena on havaita sama revontulirakenne useasta eri kulmasta ja rekonstruoida havaintojen perusteella kolmiulotteinen revontuliemissio. DAISY-mittauksemme ovat ensimmäisiä värillisiä revontulikamerakuvia, joille tomografiaa toteutetaan.

Laajakulmavärikameroita on käytetty revontulikuvauksessa jo usean vuoden ajan. Tänä aikana on havaittu, että värikuvista voidaan laskea revontulien kolmen tärkeimmän emission intensiteetit luotettavalla tarkkuudella, kunhan saman näkökentän alueella on kalibroitu fotometri tai suotimia käyttävä kamera [3]. Kalibroitu suodinkamera DAISY-kuville löytyy Athabaskan observatoriosta. Tällä materiaalilla voidaan tulevaisuudessa kalibroida värikamerakuvat tomografiaa varten. Alustavat omografiakokeilut on kuitenkin tehty suhteellisissa kirkkausyksiköissä.

Kuvassa 1 nähdään sama revontulimuoto, joka on kuvattu kahdelta mittausasemalta. Esimerkkiku-



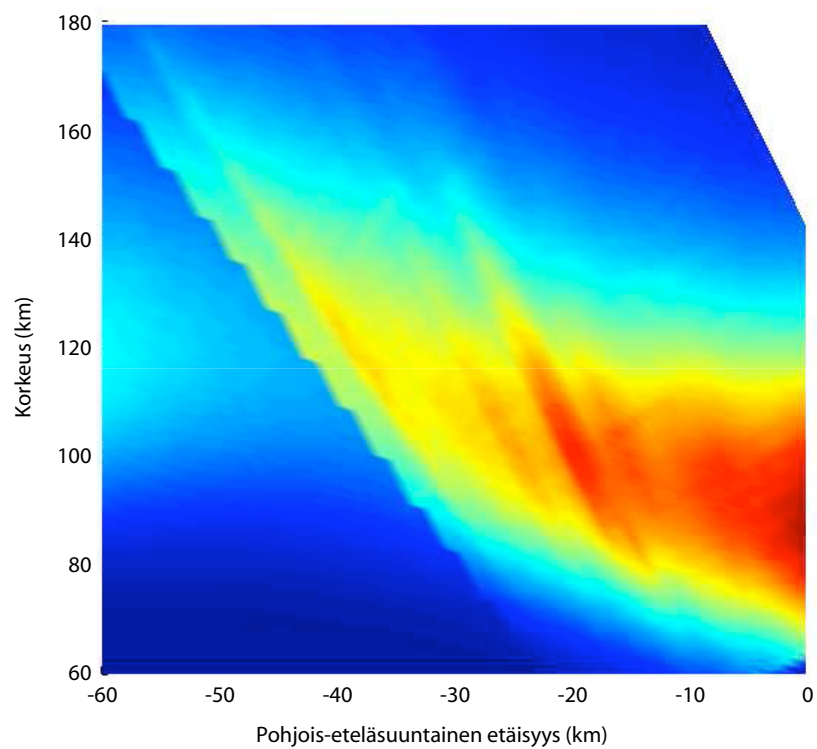
Kuva 1: Esimerkki värirevontulikuvasta kahdelta mittausasemalta Kanadasta. Vasemmalla 20 asteen ja oikealla 90 asteen levyinen näkökenttä. Ensimmäinen on asennettu paikallisen magneettikentän suuntaisesti (magneettinen zeniitti on kuvan keskellä) ja jälkimmäinen siten, että se näkee sivusta saman osan ionosfääriä revontulikorkeudella, n. 100-200 km. Kuvissa pohjoinen on ylöspäin.

vista lasketun tomografiatulos on esitetty kuvassa 2. Kapean rakenteen poikkileikkaus näyttää emissiomaksimin noin 102 km:n korkeudella. Sama korkeus arvo saatiin myös kolmiomittauksella [5]. Niin ikään revontulirakenteen leveys tomografiatuloksessa vastaa saman rakenteen tilastollista tutkimusta varten määritettyä leveyttä (n. 2 km).

Näin ollen värikamerakuvat soveltuvat hyvin kuvissa voimakkaimpana havaittavan vihreän revontulivalon tomografia-analyysiin. Samoin DAISY-mittauksissa käytetty kuvausgeometria on toiminut loistavasti.

LÄHTEET

- Gustavsson B., 2002. Three dimensional imaging of aurora and airglow, PhD thesis, Swedish Institute for Space Physics.
- Partamies, N. et al. 2010. Observations of the auroral width spectrum at kilometre-scale size, *Annales Geophysicae*, **28**, 711–718.
- Partamies, N., M. Syrjäso ja E. Donovan, 2007. Using colour in auroral imaging, *Canadian Journal of Physics*, **85**, 101–109.
- Sangalli L., N. Partamies, M. Syrjäso, C.-F. Enell, K. Kauristie ja S. Mäkinen, 2010. Performance study of the new EMCCD-based all-sky cameras for auroral imaging, *International Journal of Remote Sensing*, in press.
- Sangalli L., B. Gustavsson, N. Partamies ja K. Kauristie, 2011. Estimating the peak auroral emission altitude from all-sky images, in *proceedings of The 37th Annual European Meeting on Atmospheric Studies by Optical Methods*, in press.



Kuva 2: Ohuen revontulirakenteen rekonstruktion pohjois-eteläsuuntainen poikkileikkaus. Tomografiassa on käytetty edellisessä kuvassa esitettyjä värirevontulikuvia.

Grönlannin mannerjätikkö ja Itämeren vedenkorkeus

H. Pellikka

Ilmatieteen laitos, hilkka.pellikka@fmi.fi

Abstract

Global sea level rise also affects the Baltic Sea, but sea level predictions are highly uncertain due to lack of understanding of ice sheet dynamics. Recent studies show a negative trend of Greenland ice sheet mass balance and surprisingly rapid changes in the flow of Greenland's outlet glaciers. Due to the gravitational effects of ice sheet melting, possible disintegration of the West Antarctic ice sheet is the main uncertainty source of Baltic Sea level scenarios, while melting of the Greenland ice sheet is of less importance.

1. JOHDANTO

Ilmaston lämmetessä valtameren pinta nousee meriveden lämpölaajenemisen ja jäätiköiden sulamisen vuoksi. 1900-luvun keskimääräiseksi nousuvauhdiksi on arvioitu $1,7 \pm 0,5$ mm/a (IPCC 2007), ja viime aikoina nousu on ollut vieläkin nopeampaa. Merenpinnan nousun ennustaminen on vaikeaa: viime vuosina julkaistut ennusteet valtameren keskimääräisestä pinnannoususta aikavälillä 2000–2100 vaihtelevat noin välillä 20–200 cm (esim. IPCC 2007, Pfeffer et al. 2008). Suuri vaihtelu liittyy osittain lämpötilakehityksen epävarmuuteen, mutta ennen kaikkea mannerjätiköiden käyttäytymiseen lämpenevässä ilmastossa.

Grönlannin ja Etelämantereen mannerjätiköt sisältävät noin 99 % maapallon jäätikköjästä, yhteensä kymmenien metrien merenpinnan nousua vastaavan määrän. Ilmaston lämpenemisen ennustetaan voimistavan jäätikön pintasulamista ja nopeuttavan jään virtausta mereen erityisesti Grönlannin reuna-alueilla. Toisaalta lisääntyvät lumisateet kasvattavat mannerjätiköiden keskiosia. Mannerjätiköiden tulevan massataseen arvioiminen on toistaiseksi hyvin epävarmaa, sillä jäätikön liikkeeseen vaikuttavia tekijöitä ei täysin tunneta.

2. GRÖNLANNIN MANNERJÄÄTIKKÖ JA MERENPINNAN TASO

Grönlannin mannerjätikön tilavuus on vain noin kymmenesosa Etelämantereen mannerjätikön tilavuudesta, mutta lämpimämmän ilmastonsa vuoksi se on arvioitu haavoittuvammaksi ilmaston lämpenemiselle. Jätikön massataseessa on havaittavissa laskeva trendi 1990-luvun alussa alkaneen lämpenemisjakson jälkeen, ja viime vuosina mannerjätikön arvioidaan menettäneen massaansa noin 50–330 Gt vuodessa (Pellikka 2011).

Tarkemmat havaintomenetelmät ovat parin viime vuosikymmenen aikana paljastaneet odottamattoman suuria nopeusvaihteluita jäätä mereen purkavilla laskujätiköillä. Vaihteluiden katsotaan selittyvän joko laskujätikön kelluvan kärjen voimatasapainossa tapahtuneilla

muutoksilla tai pinnan sulamisvesien tunkeutumisella jäätikön pohjalle. Näitä mannerjäätikön kokoluokassa pienipiirteisiä dynaamisia ilmiöitä ei kyetä mallintamaan nykyisillä mannerjäätikkömalleilla.

Grönlannin mannerjäätikön aiheuttaman merenpinnan nousun ylärajaksi on arvioitu noin 54 cm vuosisadan loppuun mennessä (Pfeffer et al. 2008). Arvio perustuu laskelmiin jään purkautumiskanavien poikkipinta-alasta ja asiantuntija-arvioon jään suurimmasta mahdollisesta virtausnopeudesta. Grönlannin rannikko on vuoristoinen, ja jäätikön virtaus on jakautunut kapeiksi kallioperän reunustamiksi laskujäätiköiksi. Etelämantereella tilanne on toinen, minkä vuoksi vastaavaa laskelmaa on vaikeampi tehdä.

3. VAIKUTUS ITÄMERELLÄ

Merenpinnan nousu ei ole kaikkialla yhtä voimakasta, vaan siihen liittyy huomattavia alueellisia vaihteluita. Esimerkiksi jäätiköiden sulaminen muuttaa Maan painovoimakenttää, mikä näkyy sulamisen aiheuttaman merenpinnan nousun alueellisena vaihteluna. Merivesi vetäytyy kauemmas sulavasta jäätiköstä, minkä vuoksi sulamisen vaikutus voi mannerjäätikön lähialueilla olla jopa merenpintaa laskeva. Kaukana sulavasta jäätiköstä merenpinta sen sijaan nousee keskimääräistä voimakkaammin.

Tämän ilmiön vuoksi Grönlannin mannerjäätikön sulaminen ei mallitulosten mukaan näy Itämerellä kovinkaan voimakkaana, enimmilläänkin vain noin 0,3-kertaisena maailmanlaajuisen keskiarvoon nähden (Mitrovica et al. 2001). Siten Grönlannin mannerjäätikkö ei tulevaisuudessaakaan muodostane Itämeren pinnankorkeuden kannalta kovin suurta uhkaa. Sen sijaan Etelämantereen sulaminen tuntuisi voimakkaimmin juuri pohjoisella pallonpuoliskolla. Mannerjäätikön itäosassa ilmasto on niin kylmä, että jäätikön pienenemistä ei ole odotettavissa lähitulevaisuudessa. Pienemmän Länsi-Antarktiksien tilanne on sen sijaan huolestuttavampi, sillä mannerjäätikön pohja on merenpinnan alapuolella ja jäätikkö siksi mahdollisesti epävakaa. Länsi-Antarktiksien hajoamisen todennäköisyyttä kuluvalle vuosisadalle pidetään pieninä, mutta sen arvioiminen on nykytiedon valossa hyvin vaikeaa.

LÄHTEET

IPCC 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon et al. (toim.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK ja New York, NY, USA.

Mitrovica, J. X., M. E. Tamisiea, J. L. Davis ja G. A. Milne, 2001. Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature*, **409**, 1026–1029.

Pellikka, H., 2011. Grönlannin mannerjäätikön tulevaisuus: merenpinnan nousu maailmanlaajuisesti ja Itämerellä. Geofysiikan pro gradu -tutkielma, Helsingin yliopisto, Fysiikan laitos.

Pfeffer, W. T., J. T. Harper ja S. O’Neel, 2008. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea level rise. *Science*, **321**, 1340–1343.

PETROCK: lithologically weighted gridding of petrophysical data

M. Pirttijärvi¹, S. Elo² and H. Säävuori²

¹ University of Oulu, Department of Physics, markku.pirttijarvi@oulu.fi

² Geological Survey of Finland

Abstract

The petrophysical data of the Geological Survey of Finland are clustered on samples from outcropping rocks, boreholes, and boulders from active investigation areas and along the roads of Lapland. When this irregularly sampled data are interpolated on a regular grid using traditional interpolation methods the results do not correspond well with the known geology. We have made software (PETROCK) that uses the digital geological maps of the Geological Survey of Finland as constraints. The gridding method is based on inverse distance weighting and moving window strategy. The digital geological maps are used a) to compute weights based on the surface area of the lithological units and b) to pass these weights to individual samples based on their location inside the units, and c) to compute statistics for each lithological unit. The statistical information is used to reject outliers from data and to provide each lithological unit a background value to be added to the weighting scheme. Compared with traditional interpolation the results of the new gridding method are geologically more meaningful and the statistics obtained as a by-product provides useful information about each lithological unit.

1. INTRODUCTION

Geophysical Survey of Finland (GTK) maintains a petrophysical database that includes information about density, magnetic susceptibility and remanent magnetization and rock type from more than 130.000 samples. The data are sampled irregularly because they are taken from outcropping formations and boreholes in active investigation areas and, especially in case of Lapland, along roads (see Fig. 1). The petrophysical data is biased towards samples from outcropping formations which are usually made of more durable rocks than their surroundings where samples are not available. The digital geological maps of GTK (Fig. 1) are interpretation results based on geological observations and geophysical information. Geological maps describe the lithology also under thick overburden of till and peat as well as lakes and Lappish wilderness. The geological maps can be utilized in various ways. We have extended the methods of Puranen et al. (1978) and Lähde (1985) and used modern computers to give statistical information about the petrophysics of each lithological unit.

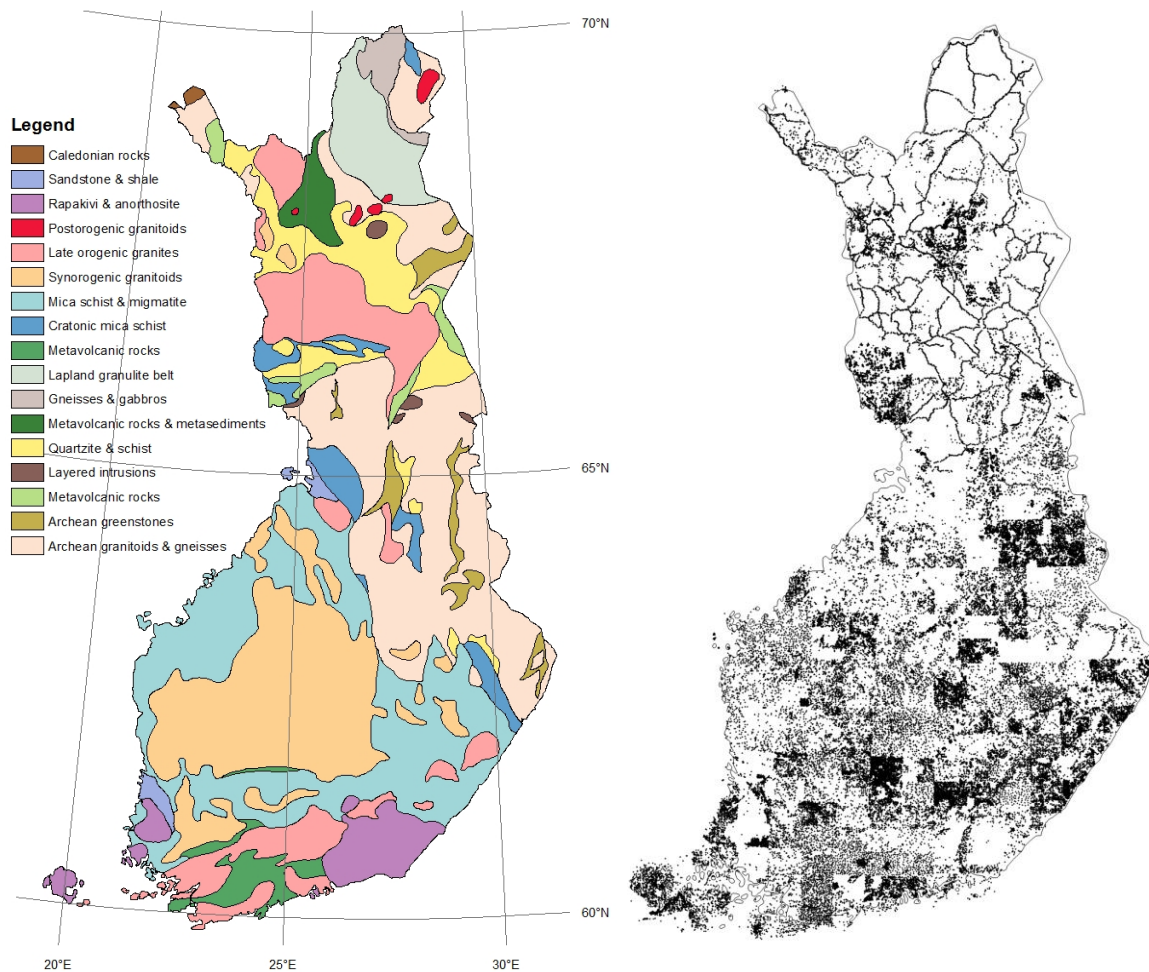


Figure. 1. Simplified geological map (scale 1:10M) of Finland (Korsman et al., 1997) and a map of GTK's petrophysical sample locations.

2. THE METHOD

Because of the high amount of petrophysical samples and the high amount of polygon vertices of the digital geological maps the gridding method of PETROCK uses moving window strategy where only a portion of the data and polygons are kept in memory at a time. The gridding results are stored either with or without the inverse distance weighting (i.e., moving average) for various different combinations of lithological weighting (areal weighting, background weighting and both).

Areal lithological weighting, which is based on the proportional area of different lithological units inside investigation area, reduces the importance of small but possibly more durable geological formations from which most of the samples are usually taken from. Background weighting adds a statistically computed background value of the lithological unit or units below the grid point to the lithological weighting, and hence, can provide better estimates for the underlying geological units in areas where samples are not available. Therefore, the resulting maps of the spatial distribution of the petrophysical parameters are geologically more realistic than those obtained using normal interpolation methods. An additional limiting

condition that rejects extremal data values is used when the background values of each lithological unit are computed. The limiting condition based on the median or the mode can yield the background level of the lithological unit better than the arithmetic mean when the distribution is affected by incorrectly classified rock samples. Additional rejection rules based on the rock type of the samples can be used to exclude certain rocks from certain lithological units. Vice versa, only certain rocks can be allowed in certain lithological units. For example, only sedimentary rocks are allowed in sedimentary units such as the Muhos formation.

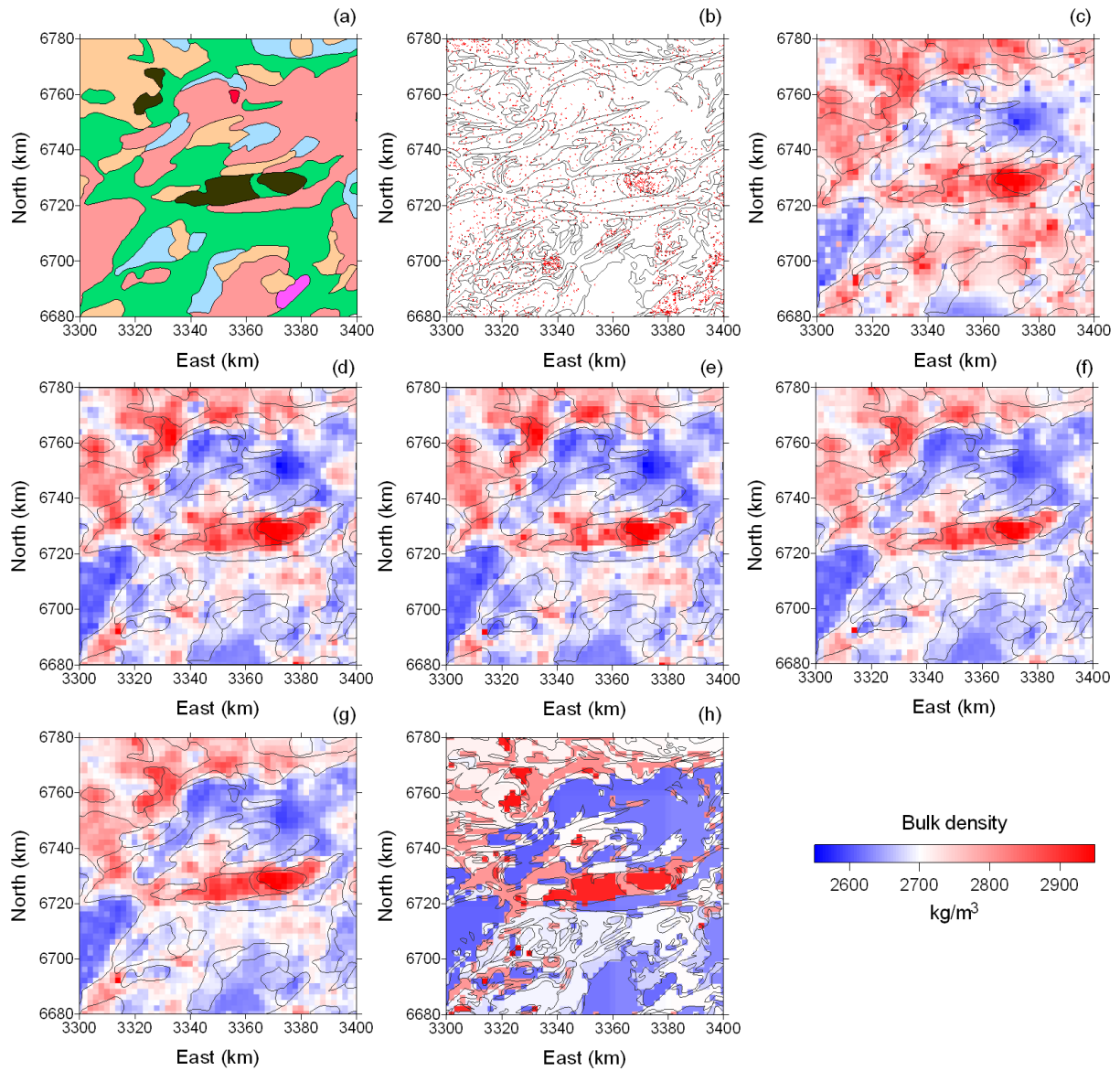


Figure. 2. Examples of density data gridding: (a) geological map (scale 1:5M) (Korsman et al., 1997), (b) sample locations (red dots) and boundaries of the geological map (scale 1:1M) (grey lines) used in PETROCK gridding, (c) inverse distance weighting (IDW) of Golden Software Surfer, (d) PETROCK's IDW without any weighting, (e) IDW + areal lithological weighting, (f) IDW + areal and background weighting, (g) IDW + background weighting, and (h) background density map.

Figure 2 shows examples with density data gridding near the cities of Hyvinkää and Hämeenlinna in the southern Finland. Geologically, the area is characterized by high density gabbros in the middle and the low density granites around it. The rest are metavolcanic rocks, mica schists, granodiorites, and granitoids. The grid spacing is $2 \times 2 \text{ km}^2$, the moving window size was $20 \times 20 \text{ km}^2$ (with 50 km wide margins). The limiting condition has rejected values outside $\pm 2,0 \times$ standard deviation from the median inside each lithological unit. Single rejection rule ignores all but plutonic rocks from granite units. Duplicate values were replaced with median. Comparison of Fig. 2(d) with Surfer's results in Fig. 2(c) shows that PETROCK's distance scaling is efficient, because individual samples are not as pronounced. In Figs. (e)-(g) the lithological weighting has improved mapping of sparsely sampled areas (e.g., around $x,y=3600,6690$) and enhanced the edges between different lithological units. The background densitymap in Fig. 2(h) can be considered as an extreme mapping result that contains no information from individual data points.

3. CONCLUSIONS AND DISCUSSION

The new gridding method can provide geologically meaningful estimates of petrophysical and geochemical data. PETROCK can be used for both large-scale and detailed mapping. At the moment, PETROCK can handle GTK's digital maps in the scales of 1:10 million, 1:5 million and 1:1 million. More detailed geological maps can also be used provided that they are put into required format. Presence of incorrectly classified samples is one of the main problems of the method. For example, a few samples from dense diabases can severely bias the lithological background value of sedimentary rock units. Careful analysis of the rejection rules is needed before statistics of each lithological unit can be obtained. The gridding method could be implemented on any GIS environment using their build-in algorithms and scripts. PETROCK is also useful tool in providing *a priori* density or magnetic susceptibility data to the initial models used in 3-D volume element (voxel) based gravity and magnetic modelling.

REFERENCES

- Korsman, K., Koistinen, T., Kohonen, J., Wennerström, M., Ekdahl, E., Honkamo, M., Idman H. & Pekkala Y. (Eds.) 1997. Suomen kallioperäkartta -Berggrundskarta över Finland - Bedrock map of Finland 1: 1 000 000. Geological Survey of Finland, Special Maps, 37.
- Lähde, S., 1985. Determination of regional mean densities of Finnish bedrock and their use as an aid to geophysical interpretation. M.Sc. thesis, Helsinki University of Technology, 82pp. [in Finnish].
- Pirttijärvi, M., 2005. PETROCK: Lithologically weighted interpolation of petrophysical data Version 1.0, User's guide. Geological Survey of Finland, Report Q16.2/2005/1
<http://arkisto.gsf.fi/q16/q16.2_2005_1.pdf>
- Puranen, R., Elo, S., and Airo, M.-L., 1978. Geological and areal variation of rock densities, and their relation to some gravity anomalies in Finland. Geoskrifter, 10, 123-164.

Alustava Fennoskandian pohjoisosan seisminen kuorimalli

H. Silvennoinen^{1,2}, E. Kozlovskaya¹, E. Kissling³, T. Janik⁴ and POLENET/LAPNET
työryhmä

¹Sodankylän geofysiikan observatorio

²Fysiikan laitos, Oulun yliopisto, hanna.silvennoinen@oulu.fi

³ETH Zürich, Sveitsi

⁴Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Puola

Abstract

POLENET/LAPNET project is a passive seismic array experiment in northern Finland with some stations also in northern Sweden, Norway and Russia. One of the main targets of the project is to obtain a seismic model of the upper mantle using tomographic inversion of teleseismic travel times. In order to correct teleseismic travel times for crustal effect a seismic crustal 3-D model of the POLENET/LAPNET research area is needed. The new crustal model is build with CRUST3D program and it is based on published models of previous 2-D controlled source seismic experiments and both previous and new receiver function models.

1. JOHDANTO

POLENET/LAPNET-projekti on passiiviseisminen mittausprojekti, jonka keskus on Pohjois-Suomessa, mutta joka ulottuu myös Ruotsin, Norjan ja Venäjän alueelle. Projekti oli osa Kansainvälistä Polaarivuotta 2007-2009. Eräs projektin päätavoitteista on teleseismiseen tomografiaan perustuva ylävaipan malli. Jotta teleseismisistä kulkuajoista voidaan korjata maan kuoren aiheuttamat vääristymät, tarvitaan kuoresta kolmiulotteinen malli. Tämän työn tarkoitus on koostaa olemassa oleviin seismisiin aineistoihin ja POLENET/LAPNET-projektin uuteen mittausaineistoon perustuva Fennoskandian kilven pohjoisosan kolmiulotteinen kuorimalli.

2. KÄYTETTY LÄHDEAINEISTOT

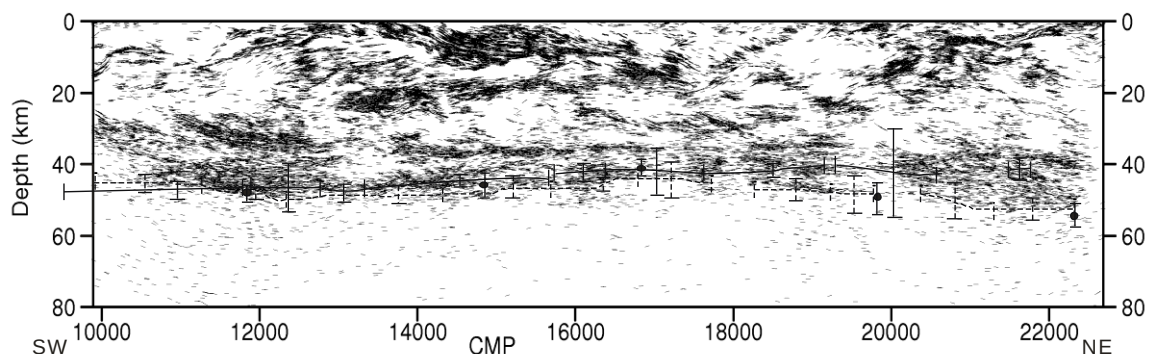
POLENET/LAPNET-tutkimusalueelle osuu neljä merkittävämpää aktiiviseismistä projektia: laajakulmaheijastus- ja taittumislouotukset FENNOLOLA Ruotsissa, POLAR Suomessa ja Kostomuksha-Pechenga Venäjällä sekä kolmesta profiilista koostuva heijastuslouostranssekti FIRE4 Suomessa. Näistä profiileista POLAR ja FIRE4A sijoittuvat likimain päällekkäin ja leikkaavat POLENET/LAPNET-tutkimusalueen keskiosan. Näiden merkittävämpien profiilien lisäksi tutkimusalueellamme on useita pienempiä, pääasiassa yhden lähdepisteen profiileja, mutta myös laajoja alueita, joilla aktiiviseismistä aineistoa ei ole lainkaan saatavilla.

Kolmiulotteisen mallin rakentamiseksi kaksi- ja yksiulotteisen lähdeaineiston perusteella alkuperäiset aineistot ja niihin perustuvat aiemmin julkaissut mallit analysoitiin huolellisesti.

Tavoitteena oli varmistua, että ainoastaan sellaista tietoa aiemmin julkaistuksista malleista saatavaa Mohon syvyydestä käytettiin, joka voitiin varmasti havaita mittausaineistosta. Samalla aineistoista havaitun Mohosta peräisin olevan signaalin laatu arvioitiin virherajojen määrittämiseksi Waldhauser et al:n (1998) menetelmää seuraten.

Koska POLENET/LAPNET-tutkimusalueesta merkittävän kokoisia osia on ilman aktiiviseismistä aineistoa, näitä alueita pyrittiin täyttämään POLENET/LAPNET-aineistoon pohjautuvilla vastaanotinfunktiomalleilla. Lisäksi käytimme aiemmin SVEKALAPKO-projektin mittausaineistosta määritettyjä vastaanotinfuntiotietoa Mohon syvyydestä (Kozlovskaya et al., 2008). Myös vastaanotinfunktioaineiston laatu arvioitiin kolmiulotteista mallia varten. Tämä arvio perustui summattujen vastaanotinfunktioiden laatuun sekä käytettyjen teleseismisten tapausten atsimuuttijakaumaan (Spada et al., 2011).

Kuvaan 1 on piirretty vertailun vuoksi Mohot virherajoineen kaikista kolmesta eri mittausaineistotyyppistä, taittumisloukausaineistosta, heijastusluotasuaineistosta ja vastaanotinfunktioista, POLAR/FIRE4A-profiilin myötäisesti. Profiilien alkupäässä (luonaassa, SW) kaikki kolme Mohoa sopivat erittäin hyvin yhteen virherajoissaan. Profiilien loppupäässä (koilisessa, NE) puolestaan taittumisloukaus ja heijastusluotaus Mohot erovat toisistaan n. 6 km (kuten Janik et al., 2009 raportoi). Vastaanotinfuntio Moho näyttäisi seuraavan hyvin heijastuluotauksen tuloksia.

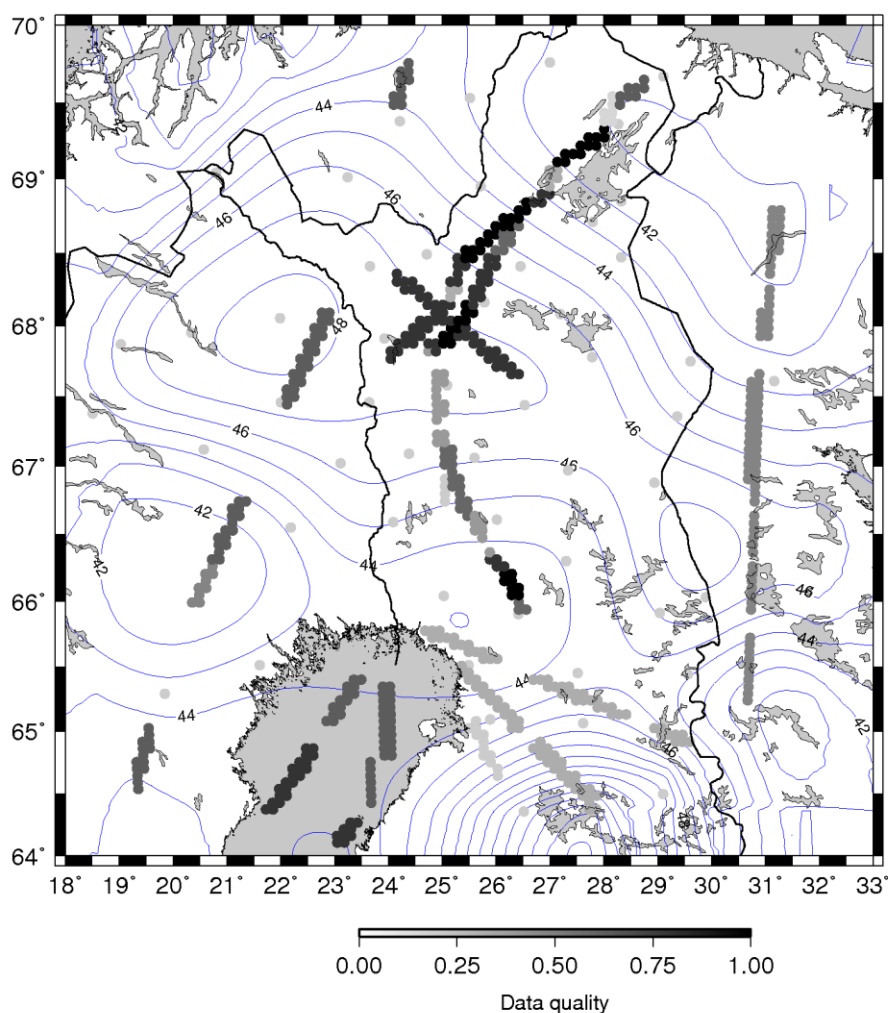


Kuva 1. Viivapiirros FIRE4A-profiilin heijastusseismisestä aineistosta (Jani et al. 2009). Heijastusseisminen Moho (Kissling, 2010) on merkitty kuvaan katkoviiivoilla, POLAR-profiilin taittumisloukaus Moho (Janik et al., 2009) on merkitty yhtenäisellä viivalla ja vastaanotinfunktioanalyysistä saatu Moho kutakin käytettyä asemaa kuvaavalla pisteillä. Myös kunkin menetelmän virherajat on merkitty kuvaan.

3. MALLINNUS JA YHTEENVETO

Kolmiulotteisen kuorimallin laskemiseen käytettävissä olevista aineistoista käytettiin CRUST3D-ohjelmaa. Ohjelma on suunniteltu käyttämään hyväksi kunkin aineistotyyppin vahvuuksia ja koostamaan niistä kolmiulotteisen mallin kunkin käytettävissä olevan aineiston virherajojen puitteissa. Mallin koostamisen aikana aktiiviseismisillä menetelmillä saadut Moho-segmentit migroidaan alustavan interpoloinnin ja lähellä sijaitsevien profiilien avulla. Kolmiulotteisen migraation jälkeen lopullinen Moho-pinta saadaan interpolaimalla uudet, migroidut Moho-segmentit (Kuva 2). Kun Moho on määritetty, kaikki saatavilla oleva aktiiviseisminen nopeustieto voidaan syöttää malliin. Moho-pintaa määritettäessä käytetään

hyväksi yksinkertaisuuden periaatetta: tavoite on löytää tasaisin mahdollinen Moho-pinta, joka sopii kaikkeen saatavilla olevaan Moho-tietoon virherajojen puitteissa. Näin saatu kolmiulotteinen kuorimalli on yksinkertainen malli, johon kaikki saatavilla oleva mittausaineisto sopii ja jota voidaan edelleen kehittää, kun lisää aineistoja on saatavilla.



Kuva 2. CRUST3D-ohjelmalla koostettu alustava Moho-pinta POLENET/LAPNET-tutkimusalueella. Mohon syvyys on merkitty karttaan tasa-arvokäyrillä ja kaikki lähtötieto pisteillä. Lähtötiedon laatu on kuvattu harmaansävyillä.

KIITOKSET

Kaikki tekijät haluavat kiittää Riitta Hurskaista sekä SGO:n ja ETH Zürichin henkilökuntaa avusta käytettyjen ohjelmistojen kanssa. Lisäksi Hanna Silvennoinen kiittää Geologian tutkimuskeskusta mahdollisuudesta käyttää Fennoskandian digitaalista geologistakarttaa väitöskirjatutkimuksessaan sekä professori Pertti Kaikkosta sekä tähän työhön että Hannan väitöskirjatyöhön yleisemminkin liittyvistä keskusteluista. Tämän työn rahoitti Suomen Akatemia (POLENET/LAPNET projekti, projektinumero 122762). POLENET/LAPNET työryhmä koostuu seuraavista henkilöistä: Elena Kozlovskaya, Helle Pedersen, Jaroslava Plomerova, Ulrich Achauer, Eduard Kissling, Irina Sanina, Teppo Jämsén, Hanna Silvennoinen, Catherine Pequegnat, Riitta Hurskainen, Robert Guiguet, Helmut Hausmann,

Petr Jedlicka, Igor Aleshin, Ekaterina Bourova, Reynir Bodvarsson, Evald Brückl, Tuna Eken, Pekka Heikkinen, Gregory Houseman, Helge Johnsen, Elena Kremenetskaya, Kari Komminaho, Helena Munzarova, Roland Roberts, Bohuslav Ruzek, Hossein Shomali, Johannes Schweitzer, Artem Shaumyan, Ludek Vecsey, Sergei Volosov

LÄHTEET

Janik, T., E. Kozlovskaya, P. Heikkinen, J. Yliniemi, and H. Silvennoinen, 2009. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect, *J. Geophys. Res.*, **114**, B06308, doi:10.1029/2008JB005689.

Kissling, E., 2010. Personal communication.

Kozlovskaya, E., Kosarev, G., Aleshin, I., Riznichenko O., and Sanina, I., 2008. Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean-Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recordings of the SVEKALAPKO array. *Geophys. J. Int.*, **175**, 135-152.

Spada, M., Bianchi, I., Kissling, E., Di Stefano, R., Piana Agostinetti, N., Wiemer, S., 2011. Combining Controlled-Source Seismology and Receiver Function information to derive reference 3D crustal model: Application to Italy. Draft to submit to *Geoph. J. Int.*

Waldhauser, F., E. Kissling, J. Ansorge, and St. Mueller, 1998. Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data: the Alpine crust-mantle boundary. *Geophys. J. Int.*, **135**, 264-278.

Multivariate analysis of EM data

M. Smirnov¹, G. Egbert² and T. Korja¹

¹ University of Oulu, maxim.smirnov@oulu.fi

² COAS, Oregon State University, USA

Abstract

In magnetotelluric (MT) method reliable estimation of transfer functions is an important step towards the final interpretational model. Several important aspects of magnetotelluric data processing are considered. Application of robust estimators proved to be very efficient in improving the accuracy of MT transfer functions estimations. Multivariate analysis (Egbert 1987) opens another perspective to further facilitate data processing. It allows to fully explore the simultaneous nature of magnetotelluric array observations and provides some hints on source field structure as well as noise behavior.

Our estimation algorithm is based on iterative scheme, which is suggested in ER algorithm and previously developed by (Egbert 1997) procedures. However we have introduced several new steps which are based on physical properties of the problem, therefore adding more robustness to the algorithm. Also another robust statistical procedures were implemented having better protection from outliers. The algorithm is tested on synthetic data as well as applied to process real array data.

Tests with artificial removed data showed the efficacy of the suggested approach. Also the tests were made using synthetic and real good quality data. The quality of estimate was evaluated based on relative misfit from estimate obtained with full data. We conclude that rather large amount data might be present, but still we produce rather good estimate within a few percent misfit. However the result depends on the duration and data quality itself. When we removed about half of the data from the EMMA array measurements which are of a high quality and without gaps, the misfit was still within 1-2%.

Electrical conductivity of the lithosphere-asthenosphere system under the Scandes Mountains

M. Smirnov¹, T. Korja¹ and L.B. Pedersen²

¹ University of Oulu, Finland, maxim.smirnov@oulu.fi

²Uppsala University, Sweden

Abstract

We investigate the western margin of Fennoscandia by long period magnetotelluric soundings along a 350 km long profile, which crosses the Scandes mountain range in the Jämtland-Tröndelag region in Sweden and Norway. Results show that lithosphere is thinning from 250-300 km in east in the Precambrian basement to 150-200 km in the west at the coast of the Norwegian Sea. The magnetotelluric data images a transition from a thick, cratonized continental lithosphere to the thinned, passive continental margin that was formed in the extension and break-up of the Pangaea supercontinent (or its northern part Laurasia) and the opening of the Atlantic Ocean ca.60 Ma ago in the north.

1. INTRODUCTION

We have carried out 90 broad-band magnetotelluric soundings along a 350 km long profile in Jämtland, Sweden and Tröndelag, Norway across the Central Scandinavian Caledonides (Fig. 1; Korja et al., 2008). We aim to determine the electrical conductivity of the (near-surface) accretionary wedge of the Caledonian orogen and the underlying autochthonous/parautochthonous carbonaceous alum shales as well as the electrical conductivity of the Precambrian crust beneath the Caledonides and the deep western margin of the continental Fennoscandian lithosphere towards the oceanic lithosphere beneath the Atlantic Ocean.

Dimensionality analysis and regional strike estimates of the magnetotelluric data indicate that the conductivity structure can be approximated by a 2D model having a N40°E strike direction consistent with the dominant geological strike. The determinant averages of the magnetotelluric impedance tensor data together with the tipper transfer functions from the best 59 sites were inverted.

2. RESULTS

The main features of the resulting conductivity model are (Fig. 2): (1) An electrically highly conducting layer beneath the Caledonides images alum shales, the autochthonous Cambrian carbon-bearing black shales on top of the Precambrian basement. Based on the comparison of electrical conductivity and seismic reflectivity models, we suggest that the Caledonian accretionary wedge above the conductor thickens in a step-wise manner from c. 1 km to 15 km towards the west, where, as suggested by the conductivity model, the wedge contains a considerable amount of resistive allochthonous basement rocks. (2) The upper crust of the

autochthonous Precambrian basement below the Caledonides is homogeneous and resistive from the surface down to the depth of 15 km and can be associated with the TIB-granites. (3) The lower crust and the uppermost mantle in the easternmost part of the profile are very resistive whereas in the west they are two to three orders of magnitude more conductive. The increase in average crustal conductivity is related to the Caledonian processes or later opening of the Atlantic Ocean that have affected also the lower crust. (4) The depth to the lithosphere-asthenosphere border (LAB) changes from 250 – 300 km in the east to 150-200 km in the west. This transition maps the western limit of the lithosphere of the cratonic Fennoscandian Shield and indicates a rather steep thinning of the cratonic continental lithosphere at its margins. (5) A c. 100 km wide region of enhanced conductivity is detected under the Caledonides at the depth of c. 100-150 km. The nature of this feature, required by data, is unclear since other geophysical methods are not imaging anomalous mantle structures under the Caledonides. New studies, however, suggest that thermal processes may account for the recent uplift of the Caledonides (Pascal and Olesen, 2009) and consequently also for the electrical anomaly.

REFERENCES

- Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A.A., Kovtun A.A., Palshin N.A., Smirnov M.Yu., Tokarev A., Asming V.E., Vanyan L.L., Vardaniants I.L. & the BEAR Working Group, 2002. Crustal conductivity in Fennoscandia - a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield, *Earth Planets Space*, **54**, 535-558.
- Korja, T., Smirnov, M., Pedersen, L.B., and Gharibi, M., 2008. Structure of the Central Scandinavian Caledonides and the underlying Precambrian basement, new constraints from magnetotellurics. *Geophys. J. Int.*, **175**, 55-69, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03913.x
- Pascal, C and Olesen, O., 2009. Are the Norwegian mountains compensated by a mantle thermal anomaly at depth? *Tectonophysics*, **475**, 160-168.

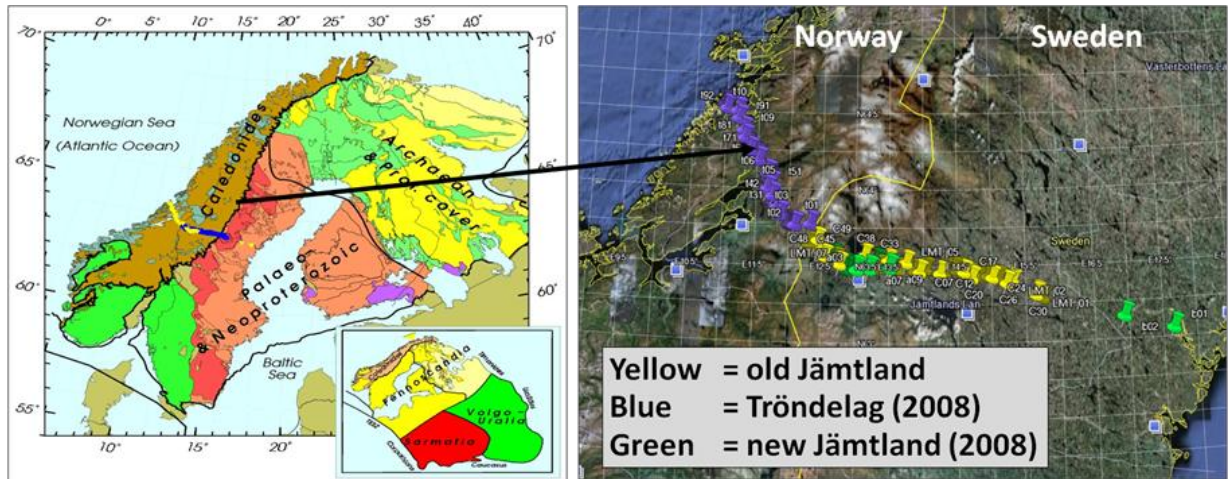


Figure 1. Location of the Jämtland-Trøndelag profile and the distribution of sites.

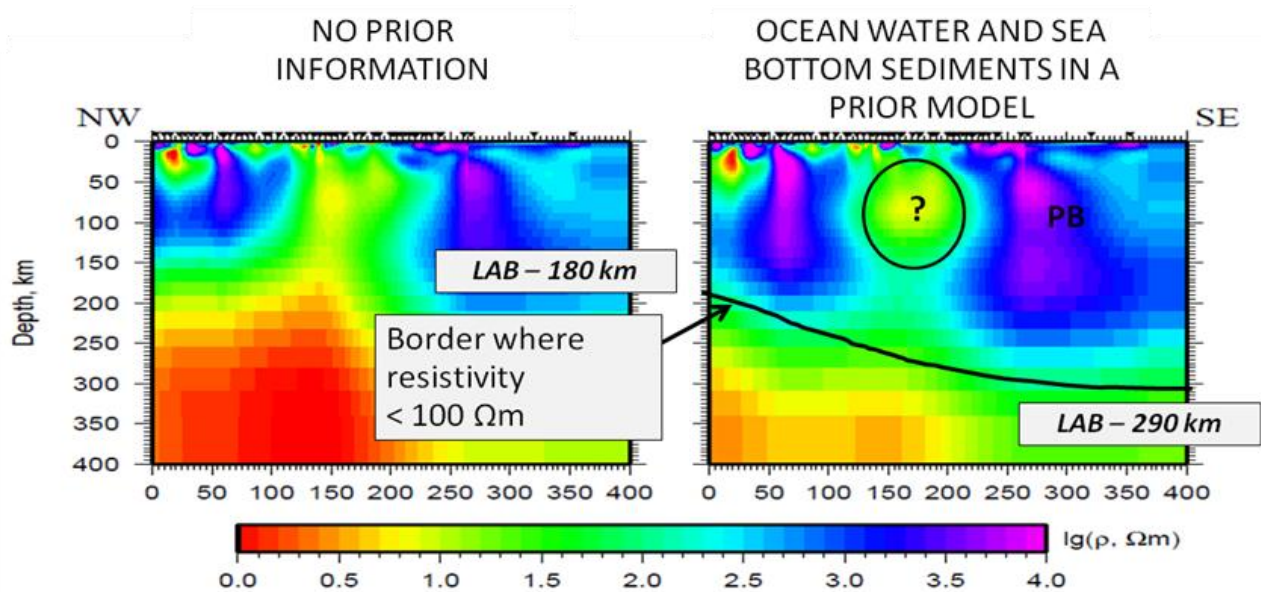


Figure 2. 2D inversion models. Left: unconstrained inversion. Right: A priori model used in the inversion. The prior model has a true ocean model (ocean water and ocean bottom sediments from Korja et al., 2002) to the left of the study area (not shown here).

IODP Expedition 313 New Jersey Shallow Shelf – preliminary petrophysical result of siliciclastic continental shelf sediments

H. Valppu^{1,2} ja K. Strand²

¹ Oulun yliopisto, Fysiikan laitos, Geofysiikka

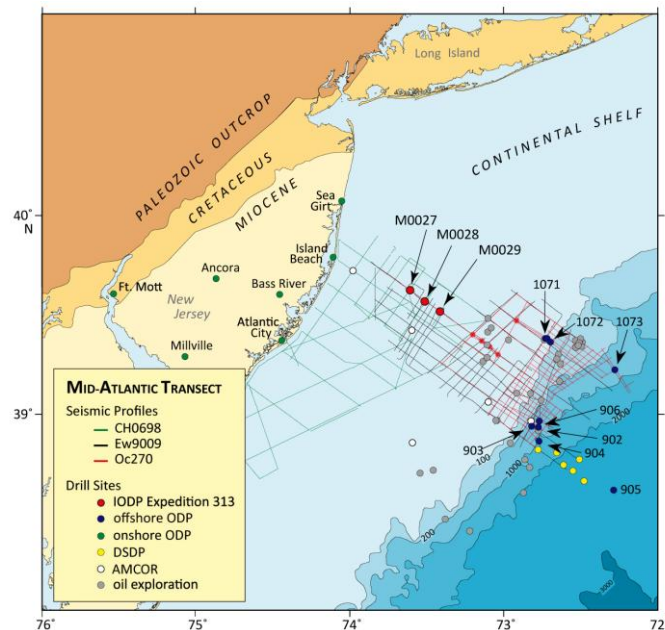
² Oulun yliopisto, Thule-instituutti

Abstract

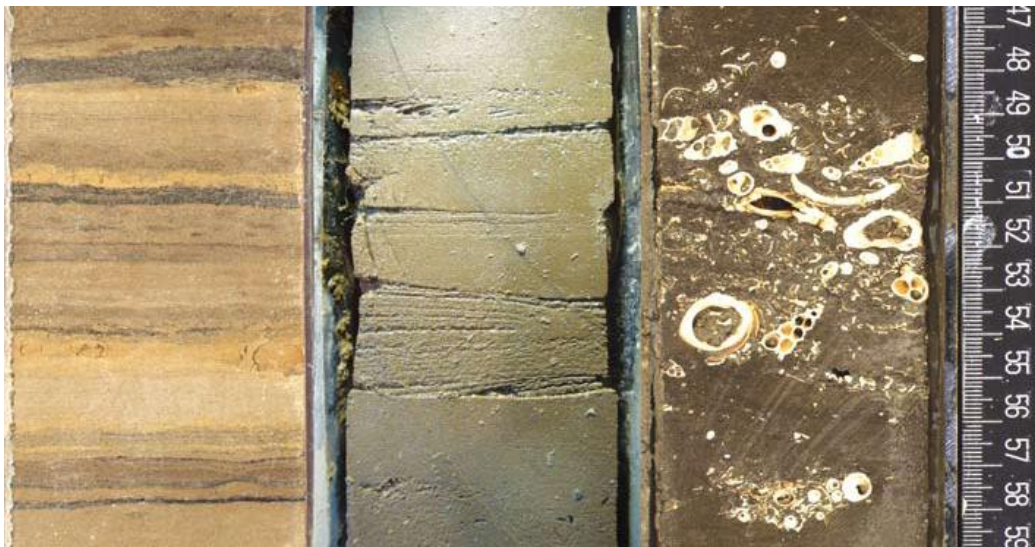
In May-July 2009, mission specific IODP Expedition 313 cored and logged sedimentary sequences deposited on the New Jersey continental margin during last 35 million years. The major goal of the expedition is to estimate the amplitudes and mechanisms of sea-level change in relation to changes sediment compositions and stratal geometries. Three sites (M27, M28 and M29) were drilled with 80% recovery, in total 1311m of length. Petrophysical measurements including magnetic susceptibility, porosity/density, seismic p-wave velocity and colour reflectance data allow the characterization of the lithology and physical properties of sediments, thus making contribution to the recognition of key intervals and surfaces in siliciclastic sediment successions.

1. JOHDANTO

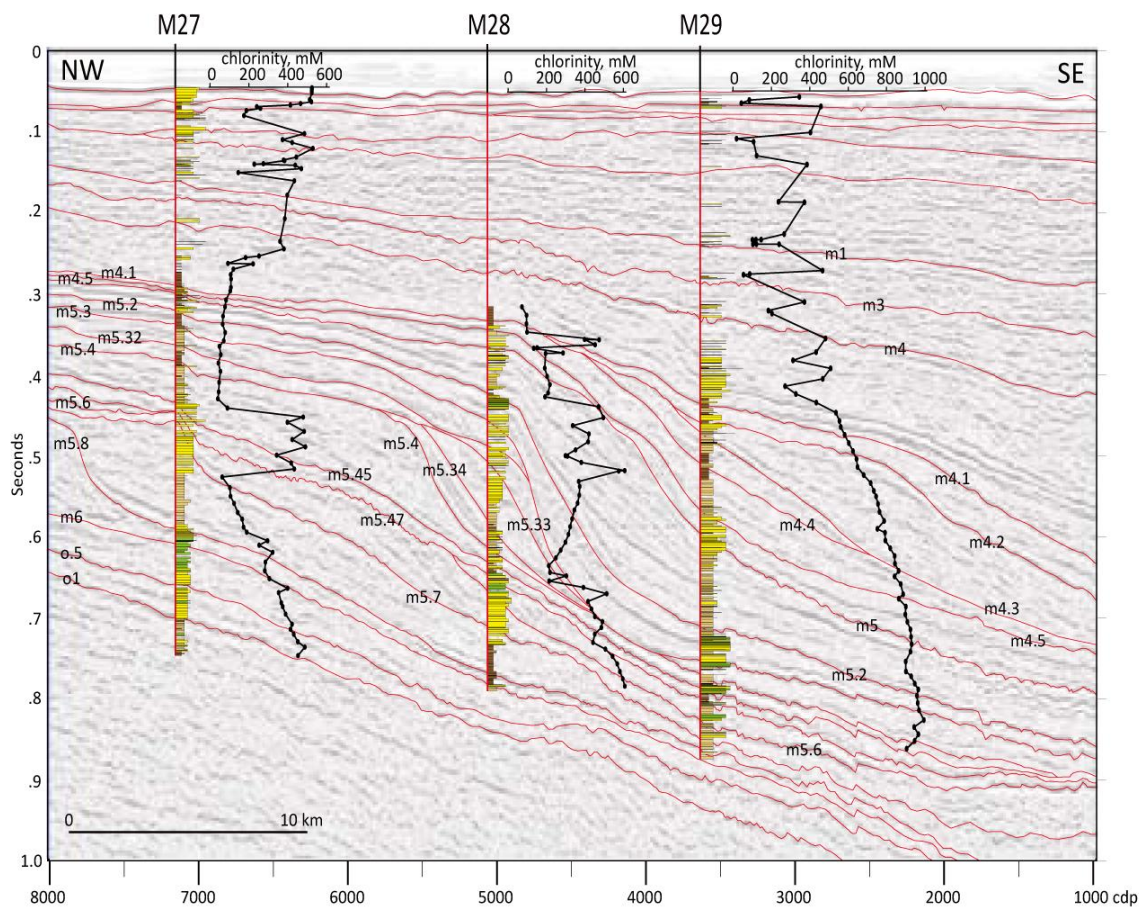
New Jersey Shallow Shelf IODP-tutkimusmatkan Expedition 313 (Kuva 1) sedimenttien petrofysikaalisia ominaisuuksia voidaan käyttää apuna tutkittaessa menneen ajan merenpinnan vaihteluiden taajuutta ja mekanismeja. Seismisen stratigrafian osoittamia rajapintoja voidaan myös korreloida sedimenttikerrostumien fysikaalisiin ja mineralogisiin ominaisuuksiin (Kuva 2 ja 3). Merenpinnan korkeuden vaihtelun historian ja vaikutusten parempi tunteminen on yksi merkittävin tutkimusmatkan tavoitteista.



Kuva 1. Kairauspisteet (punainen) merkittynä kartalla.



Kuva 2. New Jersey shelf-sedimenttien päätyyppejä. Vasemmalla laminaarinen siltinen savi. Keskellä myrskyjen tuomaa loivaristikerroksellista hiekkaa siltisessä sedimentissä. Oikealla on simpukankuorikerrostuma merkinä vedennousutapahtumasta



Kuva 3. Seisminen linja ja IODP Exp 313 kairatut leikkaukset M27, M28 ja M29 ja kairansydämen talteentotto kairanreijissä.

2. TUTKIMUSALUE

New Jersey on erinomainen paikka merenpinnan korkeuden historian tutkimiseen, sillä alueella kerrostuminen on ollut nopeaa ja tektoninen vajoaminen on pysynyt vakaana. New Jerseyyn mantereellinen shelf, etenkin sen keski- ja sisäosat soveltuvat erinomaisesti myöhäis-oligoseeni – mioseeni eustaattisten merenpinnan korkeuden vaihtelun amplitudien selvittämiseen.

3. TUTKIMUKSEN TAVOITTEITA

Tutkimuksen yhtenä tavoitteena on pyrkiä ajoittamaan Neogeeni-ajan glasioeustaattisia muutoksia ja arvioida tuon ajan merenpinnan korkeuden vaihtelun määrää ja mekanismeja mm. soveltamalla petrofysikaalia mittauksia ja muuttujien tilastollista analyysia. Oulun yliopistossa tehtävä tutkimus keskittyy pääasiassa analysoimaan sedimenttinäytteiden ja kairareikämittausten petrofysikaalista dataa. Tutkimuksessa käytetään spektraalianalyysin menetelmiä (mm. Wavelet) sekä klusterianalyysiä sedimenttien fysikaalisille ominaisuuksille kuten magneettinen susceptibiliteetti, ns. GRAPE –tiheys (Gamma-Ray Attenuation Porosity/density Evaluation), seisminen p-aallon nopeus, raekoko ja RGB värianalyysiaineisto. Kairanreikäaineistoon käytettynä iteratiivinen epähierarkkinen klusterianalyysi mahdollistaa suurten ja pienten petrofysikaalisten ominaisuuksien muutosten havaitsemisen sedimentissä. Tällä tilastollisella menetelmällä voidaan helpottaa aineiston tulkintaa myös kohdissa, joissa mittausaineistoa ei syystä tai toisesta ole.

LÄHTEET

IODP Expedition 313 web page:

<http://www.eso.ecord.org/expeditions/313/313.php>

Expedition 313 Scientists, 2010. New Jersey Shallow Shelf: shallow-water drilling of the New Jersey continental shelf: global sea level and architecture of passive margin sediments. *IODP Prel. Rept.*, 313. doi:10.2204/iodp.pr.313.2010

http://publications.iodp.org/preliminary_report/313/

Mountain, G., J-N. Proust and the Expedition 313 Science Party, 2010. The New Jersey Margin Scientific Drilling Project (IODP Expedition 313): Untangling the Record of Global and Local Sea-Level Changes. *Scientific Drilling*, **10**, 26-34.

Pohjanmaan kompleksin tulkinta 2.5D-painovoimamallinnuksen ja seismisten aineistojen avulla

O. Valtonen¹, A. Korja¹ ja S. Elo²

¹ Helsingin yliopisto, Seismologian instituutti, outi.valtonen@helsinki.fi

² Geologian tutkimuskeskus

Abstract

One of the widest negative Bouguer anomalies on the Fennoscandian Shield, Bothnian Complex, is here modeled by 2.5D gravity method. Geophysical maps were analyzed using GIS methods and the statistics for approximately 52 000 petrophysical samples (courtesy of Geological surveys of Finland and Sweden) were calculated. Two crossing gravity anomaly profiles were modeled by fitting bodies simultaneously to the existing Fennoscandian gravity data and to the seismic reflection sections. The models suggest that a structure uplifted or exposed during a post- or synorogenic extension is possible.

1. JOHDANTO

Fennoskandian kilpi muodostui akreetiotyyppisessä orogeniassa noin 1,90 Ga sitten (esim. Williams ja muut, 2008). Orogeniassa eli vuoriston muodostuksessa tektoninen liike työntää litosfääriin kappaleita yhteen, minkä vuoksi litosfääri paksuuntuu ja muuttuu epästabiiliksi sekä lämpötila- että painovoimaolosuhteiltaan. Tällaista tilannetta tasapainottaa ekstensio eli leviäminen (esim. Rey ja muut, 2001). Tämän vuoksi on todennäköistä, että myös Fennoskandian kilvellä tapahtui ekstensiota orogeenisen jakson aikana tai sen jälkeen.

Ekstension aiheuttamaa, pinnassa paljastunutta rakennetta kutsutaan yleisesti metamorfiseksi keskikompleksi -rakenteeksi (Metamorphic Core Complex, MCC; esim. Holt ja muut, 1986). Doomimaisessa rakenteessa on ekstension paljastama tai isostaattisen nousun esiin työntämä, syvemmällä kuoressa kiteytynyt ydin. Ydintä ympäröi suprakrustisia seurantoja oleva vyöhyke, jossa on ekstension aiheuttamia loivakaateisia normaalisiirroksia ja kaateeltaan vaihtelevia listrisiä siirroksia. MCC:n muoto riippuu ekstension aiheuttavan jännityksen suuruudesta ja suunnasta. MCC:n ydin on usein kevyempää kuin ympäristönsä, minkä vuoksi MCC-muodostuma voidaan havaita negatiivisena painovoima-anomaliana, jota ympäröi positiivinen vyöhyke.

Yksi Fennoskandian kilven negatiivisista Bouguer-anomalioista sijoittuu kilven keskiosiin Merenkurkun alueelle. Anomalia yltää Ruotsin rannikolta Suomen sisämaahan. Sitä ympäröi positiivisen Bouguer-anomalian vyöhyke, jota rajaa Ruotsissa Skelleften siirrosvyöhyke ja Suomessa Keski-Suomen granitoidikompleksi. Tämän positiivisen anomalian alueella on halkaisijaltaan noin 300 kilometrin suuruinen, pyöreähkö litologinen yksikkö, jota kutsutaan tässä työssä Pohjanmaan kompleksiksi (Bothnian Complex, BC). Kompleksin ulko-osissa on metamorfoitunutta gneissia, migmatiittia ja liuskeita (Stephens ja muut, 1994; Koistinen ja

muut, 2001) sekä sisäosissa homogeenista graniittia ja gneissia (Saksela, 1933). Muodostuman keskiosan peittää Pohjanlahti. BC:n on esitetty olevan pintaan noussut batoliitti (Henkel ja muut, 1990), sedimenttiallas (Claesson ja Lundqvist, 1995) sekä metamorfinen tai migmatiittikompleksi (Korja ja Heikkinen, 2005; Skiöld ja Rutland, 2006). Tässä työssä tarkastellaan BC:tä painovoimamallinnuksen avulla sekä tulkitsemalla seismisiä aineistoja.

2. AINEISTOT JA MENETELMÄT

Pohjanmaan kompleksin ulottuvuutta pinnassa rajattiin käyttäen hyödyksi pohjoismaisia ja Suomen sekä Ruotsin geologisia karttoja. Rajauksessa tarkasteltiin myös digitaalisessa muodossa saatavilla olevia geofysiikan karttoja. BC pyrittiin jakamaan kahteen osaan: graniittiseen ytimeen (alue 1; kuva 1) sekä sitä ympäröivään liuskeita ja migmatiittia olevaan alueeseen (alue 2; kuva 1). Rajattujen alueiden pintatiheyksiä analysoitiin Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) ja Ruotsin geologisen tutkimuskeskuksen (SGU) petrofysiikan tietokantojen avulla. Tilastollisessa analyysissä käytettiin noin 52 000 BC:tä ja sen ympäristöä edustavaa näytettä.

Gravimetrisena aineistona käytettiin pohjoismaisen Bouguer-anomaliaverkon Suomen ja Ruotsin kattavia osia (Korhonen ja muut, 2002). Mallinnuksessa tarkasteltiin kahta muodostuman keskellä risteävää 2,5D-profiilia (kuva 1). Kaakosta luoteeseen kulkeva profiili yhtyy seismisen heijastusluotauslinjan FIRE3A:n (Korja ja Heikkinen, 2008) lähes suoraan osaan ja koillisesta lounaaseen kulkeva profiili BABEL2-luotauslinjaan (Lahtinen ja muut, 2009). Tulkinnessa käytettiin apuna myös BABEL-sektioita 2D ja 2E. Mallinnuksessa vertailtiin alueen geologiaa, seismisiä sektioita ja sovitettiin mallin painovoimasignaali mitattuun aineistoon (Korhonen ja muut, 2002) määritettyjen tiheysjakaumien avulla.

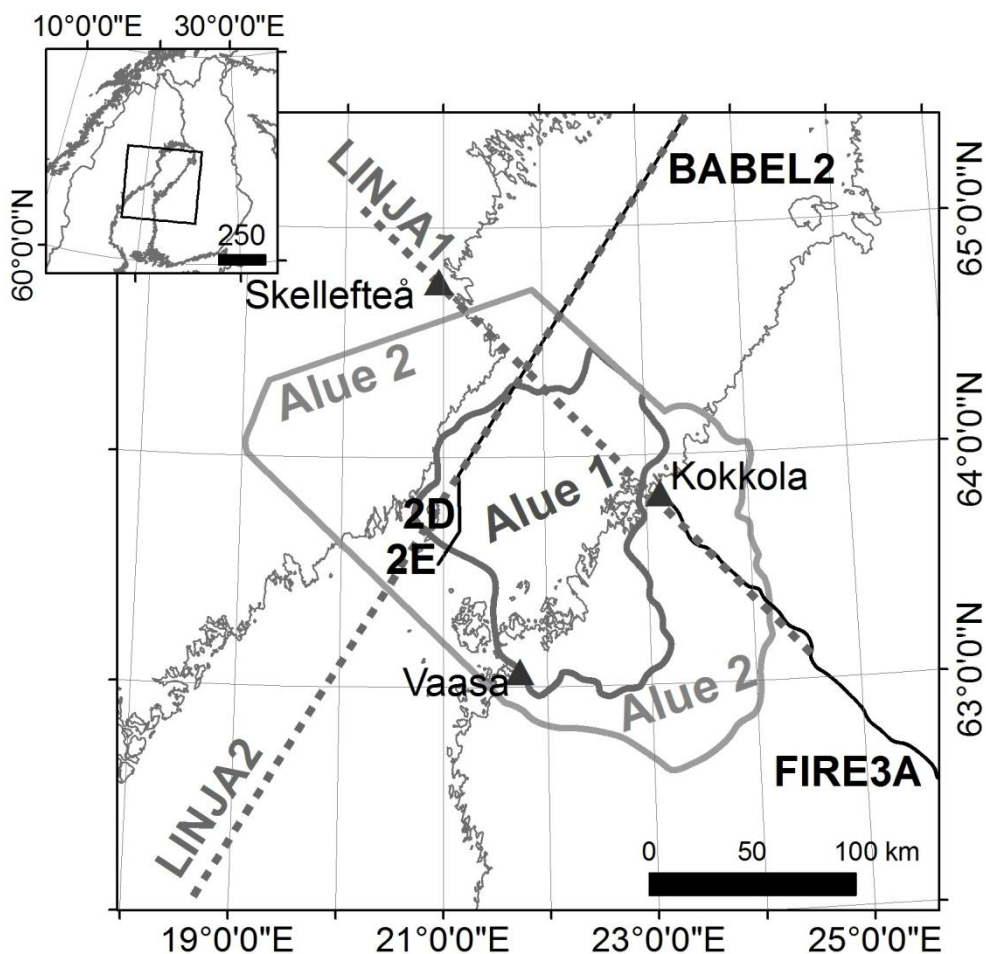
3. JOHTOPÄÄTÖKSET

Painovoimamallinnusten ja seismisten aineistojen tulkinnan (ks. Valtonen, 2011) perusteella arvioidaan muodostuman yltävän jopa 35 kilometrin syvyyteen ainakin pohjoisessa ja idässä, nousevan keskellä 10 kilometriin ja rajautuvan etelässä Korjan ja muiden (2001) tulkitsemaan rapakivigraniittiin. Muodostuman pohjois- ja itälaidoille mallinnetaan tiheyskontrastiltaan vaihtelevia, loivakaateisia kappaleita. BC:n länsiulottuvuutta ei voida määrittää. Aiempien tutkimusten perusteella se voi yltää lännessä 10–40 kilometrin syvyyteen (Henkel ja muut, 1990).

Mallinnettu rakenne näyttäisi liittyvän BABEL-sektioissa 2, 2E, 2D, 4 ja 4A nähtävään subduktiorakenteeseen (Juhlin ja muut, 2002; Korja ja Heikkinen, 2005). Kompleksin kevyen ytimen alapinta voidaan rajata subduktiorakenteen yläpintaan ja FIRE3A-sektiossa vahvojen heijastajien väliin. Tämän perusteella esitetään malli, jossa BC muodostuman keskiosa on noussut kyseisiä suuria rajapintoja pitkin ruhjoen yllä olevaa vyöhykettä.

KIITOKSET

Tämä työ tehtiin K.H. Renlundin säätiön rahoituksella osana ”Kallioperän kolmiulotteinen deformaatiomalli” -projektia. Työssä käytetyt aineistot kuuluvat GTK:lle, Helsingin yliopiston Geotieteiden ja maantieteen laitoksen Seismologian instituutille sekä SGU:lle.



Kuva 1. Pohjanmaan kompleksin ydinosa (alue 1) ja sitä ympäröivä vyöhyke (alue 2). Kahdelle kompleksin keskellä risteävälle profiilille luotiin 2,5D-painovoimamallit. Linja 1 yhtyy FIRE3A-heijastusluotauslinjaan kaakossa. Linja 2 yhtyy merelliseen BABEL2-heijastusluotauslinjaan koillisessa.

LÄHTEET

- Claesson, S. and T., Lundqvist, 1995. Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints, *Lithos* **36**, 2, p 115-140
- Henkel, H., M. Lee, C. Lund and T. Rasmussen, 1990. An integrated geophysical interpretation of the 2000 km FENNOLOGRA section of the Baltic Shield. In R. Freeman, P. Giese and St. Mueller (eds), *The European Geotraverse: Integrative studies 1-47*, European Science Foundation, Strasbourg, France
- Holt, W.E., C.G. Chase and T.C. Wallace, 1986. Crustal structure from three-dimensional gravity modeling of a metamorphic core complex: A model for uplift, Santa Catalina – Rincon mountains, Arizona, *Geology* **14**, p 927-930

- Juhlin, C., S.-Å. Elming, C. Mellqvist, B. Öhlander, P. Weihed, and A. Wikström, 2002. Crustal reflectivity near the Archaean–Proterozoic boundary in northern Sweden and implications for the tectonic evolution of the area, *Geophys. J. Int.* **150**, 1, p 180-197
- Koistinen, T. (comp.), M.B. Stephens (comp.), V. Bogatchev (comp.), Ø. Nordgulen (comp.), M. Wennerström (comp.) and J. Korhonen (comp.), 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Espoo, Trondheim, Uppsala, Moscow, Geol.Surv. Finl., Geol. Surv. Norw., Geol. Surv. Swed., Ministry of Natural Resources of Russia.
- Korja, A. and P. Heikkinen, 2005. The accretionary Svecofennian orogen –insight from the BABEL profiles, *Precambrian Res.* **136**, p. 241-268
- Korja, A. and Heikkinen, P., 2008. Seismic images of Palaeoproterozoic microplate boundaries in the Fennoscandian Shield, *Geol. Soc. America, Special paper* **440**, p 229-248
- Korja, A., P. Heikkinen, and S. Aaro, 2001. Crustal structure of the northern Baltic Sea palaeorift, *Tectonophysics* **331**, 4, p 341-358
- Korhonen, J.V., S. Aaro, T. All, S. Elo, L.A. Haller, J. Kääriäinen, A. Kulinich, J.R. Skilbrei, D. Solheim, H. Säävuori, R. Vaher, L. Zhdanova, T. Koistinen, 2002. Bouguer Anomaly Map of the Fennoscandian Shield 1 : 2,000,000, Espoo, Trondheim, Uppsala, Moscow, Geol.Surv. Finl., Geol. Surv. Norw., Geol. Surv. Swed., Ministry of Natural Resources of Russia.
- Lahtinen, R., A. Korja, M. Nironen and P. Heikkinen, 2009. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia, *Geol. Soc., London, Special Publications* **318**, p 237-256
- Rey, P., O. Vanderhaeghe and C. Teyssier, 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes, *Tectonophysics* **342**, p 435-449
- Saksela, M., 1933. Kivilajikartta B3, Vaasa. *Suomen geologinen yleiskartta 1 : 400 000*.
- Skiöld, T. and R.W.R. Rutland, 2006. Successive ~1.94 Ga plutonism and ~1.92 Ga deformation and metamorphism south of the Skellefte district, northern Sweden: Substantiation of the marginal basin accretion hypothesis of Svecofennian evolution, *Precambrian Res.* **148**, p 181–204.
- Stephens, M.B., C.-H. Wahlgren and P. Weihed, 1994. Karta över Sveriges berggrund, *SGU Serie Ba* nr. **51**, Uppsala
- Valtonen, O., 2011. Pohjanmaan kompleksin tulkinta painovoimamallinnuksen ja seismisten aineistojen avulla. *Pro gradu -tutkielma*. Helsingin yliopisto, Fysiikan laitos. 73 s.
- Williams, I.S., R.W. Rutland and J. Kousa, 2008. A regional 1.92 Ga tectonothermal episode in Ostrobothnia, Finland: Implications for models of Svecofennian accretion, *Precambrian Res.* **165**, 1-2, p 15-36

Kaikki työssä käytetyt lähteet: ks. Valtonen, 2011.

Ikiroudan monitorointi sähköisin ja sähkömagneettisin luotauksin – tuloksia 5-vuotisesta tutkimushankeesta Luoteis –Venäjällä

H. Vanhala, P. Lintinen ja J. Jokinen

Geologian tutkimuskeskus, Espoo, heikki.vanhala@gtk.fi

Abstract

Effects of climate warming on permafrost are of major concern in the lowland permafrost areas in the northern Komi Republic and the Nenets Autonomous Area in North-western Russia. Ground temperature monitoring program of Komi-Nenets area started in 1970's. During the monitoring period temperature of permafrost has increased and permafrost disappeared from large areas at the southern limit of the permafrost zone. Need for a flexible technique to investigate and monitor large areas led us to a pilot project for studying the sensitivity of electrical and electromagnetic sounding techniques for imaging relevant permafrost and talik structures in different geological and morphological environments. The study is based on field measurements made at three areas in the Komi Republic and Nenets.

1. JOHDANTO

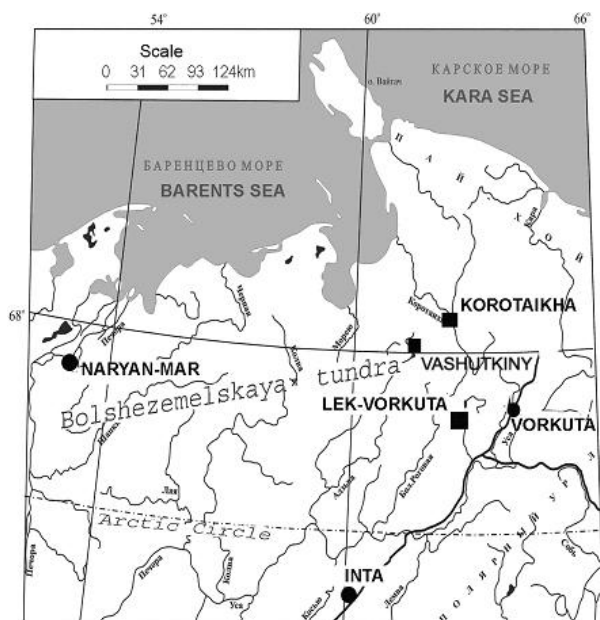
Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) geofyysikot tekivät vuosina 2007-2010 yhdessä venäläisten tutkijoiden kanssa kolme tutkimusmatkaa Luoteis-Venäjälle Komin tasavaltaan ja Nenetsiaan (kuva 1). Matkoilla tutkittiin ikiroudan pintaosien rakennetta ja ominaisuuksia sähköisin ja sähkömagneettisin (EM) luotauksin ja kehitettiin ikiroudan kartoitus- ja seurantatekniikoita. Tutkimusalueelle on 1970-luvulla asennettu ikiroudan lämpötilan monitorointiverkosto (Oberman and Mazhitova, 2001). Tätä lämpötila-aineistoa, erilaista geologista aineistoa ja sähkönjohtavuusmalleja integroimalla kehitettiin avaimia sähköisten ja sähkömagneettisten luotauskuvien tulkintaan.

Tutkimuskohteet sijaitsevat Uralin länsipuolisella puuttomalla pensastundra-alueella, jossa vuoden keskilämpötila on $-5 - -7^{\circ}\text{C}$ ja sademäärä 400 – 500 mm. Tutkimusalueen pohjoisosa (Vashutkiny ja Korotaikha, kuva 1) kuuluu paksun ja yhtenäisen ikiroudan vyöhykkeeseen. Eteläosissa (Lek-Vorkuta) ikiroutakerros on epäyhtenäinen, ohuempi ja ”lämmिन” ($0 - -1^{\circ}\text{C}$). Tällä alueella nykyisen ilmaston lämpenemisen vaikutukset ovat jo nähtävissä: Ikiroudan eteläraja on 70-luvulla aloitetun monitoroinnin aikana siirtynyt 30 – 40km pohjoiseen (Oberman ja muut 2010) ja siellä missä rakentaminen on tukeutunut jäätyneeseen maahan, sulaminen on vaurioittanut teitä, rakennuksia ja muuta infrastruktuuria.

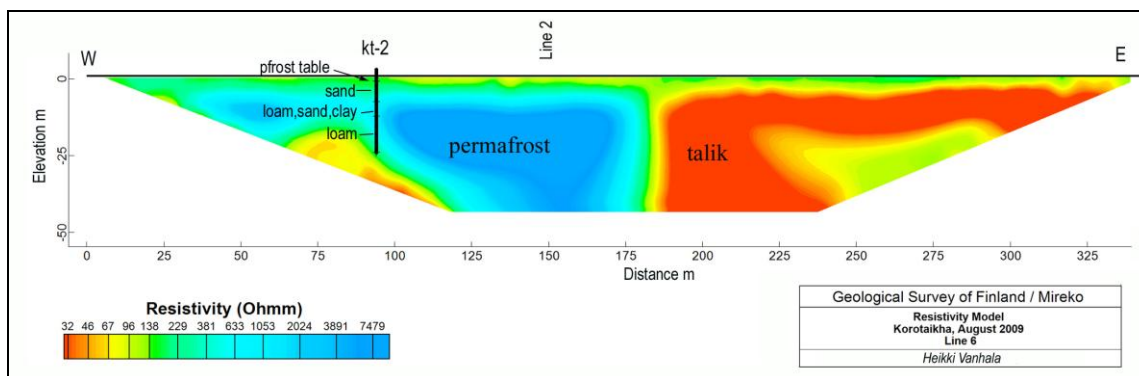
3. JOHTOPÄÄTÖKSET

Maaperän sähkönjohtavuus tunnetusti heikkenee lämpötilan laskiessa ja maaperän jäätyessä. Paikallisesti sähkönjohtavuus ja muutokset riippuvat lämpötilan lisäksi maaperän koostumuksesta ja pohjavesiolosuhteista. Koska maaperän ominaisuuksien vaikutus

sähkönjohtavuuteen voi olla jopa suurempi kuin lämpötilan, sähköisten ja sähkömagneettisten luotausten tulkinta edellyttää ehdottomasti tuekseen tietoa alueen ja kohteen geologista ja hydrogeologiasta. Kuvassa 2 on esimerkki vastusluotaustuloksesta ja tulkinnasta: Ikiroutan ominaisvastus on korkea, yli $1000\Omega\text{m}$ – sulaksi maankamaraksi (talik) tulkitun osan ominaisvastus on alle $100\Omega\text{m}$.



Kuva 1. Tutkimuskohteiden Lek-Vorkuta, Korotai Kha ja Vashutkiny sijainti Pohjois-Komin ja Nenetsian alueilla. Ikirouta-Alueen eteläraja sijaitsee pohjoisen napapiirin kohdilla.



Kuva 2. 2D sähköjohtavuusmalli, jossa ikerouta erottuu resistiivisenä (sininen) ja sula maa hyvin sähköä johtavana (punainen). 2D-Wenner-luotaus, $a=5\text{m}$, 71 maadoitusta.

LÄHTEET

- Oberman, N. G. & G. G. Mazhitova, 2001: Permafrost dynamics in the northeast of European Russia at the end of the 20th century. *Norwegian J. of Geography*, 55, 241-244.
- Oberman, N., I. Derevyanko, V. Romanovsky, H. Vanhala & P. Lintinen, 2010. Permafrost monitoring in northwestern Russia and a methodology of the mid-range projections of its past and future degradation in natural conditions. EUCOP III, 13-17 June, 2010. The University Centre in Svalbard (UNIS). Abstract.

Paleo- ja mesoproterotsooisten supermannerten kehitys paleomagneettisten tulosten perusteella

T. Veikkolainen¹, S. Mertanen² ja L.J. Pesonen¹

1. Geofysiikan ja tähtitieteen osasto, Fysiikan laitos, Helsingin yliopisto, FI-00014 Helsinki, toni.veikkolainen@helsinki.fi, lauri.pesonen@helsinki.fi
2. Geologian tutkimuskeskus, FI-02151 Espoo, satu.mertanen@gtk.fi

Abstract

Various geological and geophysical evidence show that at least two supercontinents, Columbia and Rodinia, existed during the Paleoproterozoic and Mesoproterozoic eras. In this study, updated paleomagnetic and isotope age data has been used to define the amalgamation and break-up times of these supercontinents. Before putting the ancient continents to a supercontinent assembly, we have tested the validity of the geocentric axial dipole model (GAD) of the Paleo-Mesoproterozoic geomagnetic field. The tests yield support to the GAD-model, but do not rule out a ca. 10% non-dipole (octupole) field. In the whole of Proterozoic, Columbia and Rodinia were predominantly in moderate to low paleolatitudes. In the Paleoproterozoic, unexpected low-latitude glaciations took place in several continents. The pre-Columbia orogenies were caused by a complex set of collisions, rotations and transform or strike slip faultings that caused the orogenic belts to appear obliquely. However, no prominent difference was observed between paleomagnetically derived and recent geologic models of Columbia. The final amalgamation of Columbia didn't happen until ca. 1.53 Ga. Columbia broke up at ca. 1.18 Ga during several rifting episodes, followed by a short period of independent drift of most continents. The amalgamation of Rodinia took place at 1.10 - 1.04 Ga.

1. JOHDANTO

Supermantereilla on keskeinen merkitys Maan geologisen kehityksen ymmärtämisen kannalta. Niiden olemassaoloon liittyvät mm. laajat magmaprovinssit, superpluomit (Condie et al. 2001), jäätiköitymiset matalilla leveysasteilla ja teorialt Maan pyörimisakselin suuresta kaltevuudesta (Williams ja Schmidt, 1997), lumipallomaahypoteesi (Kirschvink, 1992), prekambristen ofioliittien löytyminen useiden kratonien alueilta (Peltonen et al. 1996) ja napavaellusteoria. Tässä tutkimuksessa on käytetty Helsingin yliopiston paleomagneettista tietokantaa mantereiden paleo- (2.5-1.5 Ga) ja mesoproterotsooisten (1.5-1.04 Ga) sijaintien määrittämiseksi. Aikarajoina on käytetty seuraavia: 2.45 Ga, 1.88 Ga, 1.77 Ga, 1.63 Ga, 1.53 Ga, 1.26 Ga ja 1.04 Ga, ja kaikki välit sisältävät tuloksia ainakin neljältä eri mantereelta. Ennen mantereiden sijaintien rekonstruointia testattiin paleomagnetismin perusoletuksena käytettyä GAD-hypoteesia (Geocentric Axial Dipole) kullekin aikavälille. Lisäksi rekonstruktioita testattiin geologisin menetelmin.

2. HAVAINNOT JA MENETELMÄT

Määritettäessä mantereiden muinaisia sijainteja ollaan itse asiassa kiinnostuneita kratoneista, mantereiden ytimistä, ja niiden muodostumisajoista, joten nuoremmat orogeenit jätetään

huomiotta. Tutkimuksessa keskityttiin suurimpiin mantereisiin, koska mikromantereilta ei ollut saatavilla riittävästi havaintoaineistoa. Joillakin nykyisin etäällä sijaitsevilla mantereilla on yhteinen paleomagneettinen historia, joten ne kierrettiin alkuperäisiin sijainteihinsa ennen rekonstruktioiden suorittamista. Niinpä esimerkiksi Congon ja São Franciscon kratoneita on käsitelty yhdessä, ja Grönlanti on sijoitettu mesotsooista kautta edeltävään sijaintiinsa Pohjois-Amerikan yhteyteen.

3. DATAN VALINTA

Tutkimuksen havaintoaineisto oli peräisin Helsingin ja Yalen yliopistojen yhteisestä prekambriksen ajan paleomagneettisesta tietokannasta (Pesonen ja Evans, 2011). Jokaiselle havainnolle oli määritetty laatuarvio 6-luokkaisella asteikolla (Q_{1-6}), joka oli luotu van der Voon luokituksen pohjalta vain yksi luokka poistamalla (Van der Voo, 1990). Vain havainnot joille $Q > 4$ otettiin huomioon. Tiedetyt navat oli määritetty ns. avainnavoiksi, ja niistä saadut tulokset ovat luotettavimpia.

4. PALEOMAGNEETTISET TESTIT

Ennen mannerliikkeiden määrittämistä testattiin paleomagnetismiin kuuluvan GAD-hypoteesin toimivuutta. Nollahypoteesina oli, että paleo- ja mesoproterotsooisella kaudella Maan magneettikenttä oli pyörimisakselin suuntainen dipolikenttä. Testaukseen käytettiin inkliinaatiofrekvenssimenetelmää (Evans, 1976), jossa on huomioitu Maan magneettikentän palloharmonisten kertoimien erilaiset inkliinaatiojakaumat. On myös oletettu, että mannerliike on kattanut kaikki leveysasteet. Tietokannasta (Pesonen ja Evans, 2011) kerättiin kaikkien mannerten 2.45-1.04 Ga:n ikäisistä magmakivinäytteistä saadut arvot, joille $Q \geq 3$. Näin ollen saatiin 645 havaintoa, ja niihin parhaiten sopivassa Maan magneettikentän mallissa kvadrupolin voimakkuus oli 0 % GAD:ista, oktapolin puolestaan 11 % (Veikkolainen, 2010). Vaikka matalat inkliinaatiot ovatkin ylliedustettuja, tulos on lähempänä GAD-hypoteesin mukaista kenttää kuin aiemmin saatu (Kent ja Smethurst, 1998). Selityksenä ilmiöön voi olla joko pysyvä oktapoli tai puutteet mannerliikkeiden mallinnuksessa. Oktapolikenttä aiheuttaa paleomagneettisiin rekonstruktioihin kuvan 1 mukaisen poikkeaman. Samanikäisten, mutta eri alueilta saatujen napojen yhteneväisyys viittaa kuitenkin jälleen GAD:in toimivuuteen.

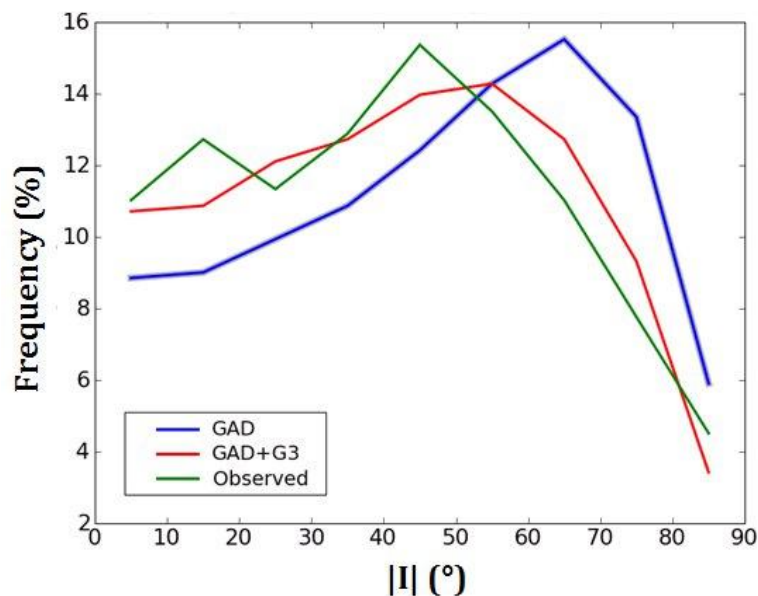
5. REKONSTRUKTIOT

Tutkimuksen vanhimman ajan (2.45 Ga) rekonstruktiossa Superiorin alue Laurentiassa ja Karelia Balticassa sijaitsivat 2.45 Ga sitten lähellä päiväntasaajaa, kun taas Australia ja Intia olivat eteläisellä pallonpuoliskolla. Merkkejä jäätiköistä oli myös matalilla leveysasteilla. Toiseksi vanhimmassa rekonstruktiossa (1.88 Ga) huomionarvoista oli vuorijonojen muodostuminen mannerten reunoille, ja kiviaineisten synty lämpimissä ilmasto-olosuhteissa. Seuraavassa rekonstruktiossa (1.78 Ga) Laurentia oli kiertynyt Baltican suhteen, ja Australia sekä Intia liittyvät myöhemmin niiden kanssa samaan mantereeseen Amazonian sijaitessa eteläisellä pallonpuoliskolla. Myöhemmin (1.63 Ga) Laurentia, Baltica ja Amazonia kuuluivat samaan maamassaan. Toisaalta 1.53 Ga:n rekonstruktio tuki ns. SAMBA-mallia (Johansson, 2009), jossa myös Länsi-Afrikka oli osa tuoretta Columbia-supermannerta. Seuraavassa rekonstruktiossa (1.26 Ga) näkyi lähes kaikkien mannerten sijainti päiväntasaajan lähistöllä. Juonikivimuodostumien sekä kimberliittien vertailu eri mannerten välillä osoitti, että aiemmin välille 1.52-1.38 Ga ajoitettu (Salminen et al. 2010) Columbian hajoaminen tapahtui

tosiasiasa myöhemmin, mahdollisesti vasta 1.12 Ga sitten. Viimeinen (1.04 Ga) rekonstruktio paljasti, että Baltica liikkui etelään 1.25-1.05 Ga sitten, ja muodosti muiden mannerten kanssa seuraavan supermantereen, Rodinian, 1.04 Ga:n aikaan.

6. VERTAILUA JA JOHTOPÄÄTÖKSET

Paleomagneettisten rekonstruktioiden luotettavuutta voidaan testata tutkimalla erillisten mannerten liikkeitä. Jos ne ovat samankaltaisia, supermannerteoria pätee. Baltican ja Laurentian liikenopeus etelän suuntaan oli välillä 1.88-1.25 Ga vain 3 cm / a, mutta välillä 1.26-1.04 Ga molemmat mantereet liikkivat hyvin nopeasti (> 20 cm / a) pohjoiseen, ja ehkä myös Amazonia ja Australia kokivat saman. Mantereet olivat 2.45-1.04 Ga sitten pääasiassa matalilla ja keskitasen leveysasteilla, ja syy tähän voi olla hyvinkin geodynaaminen. Columbia muodostui luultavasti vasta 1.53 Ga sitten ja sen osia ei edelleenkaan tunneta varmasti. Amazonia, Australia, Baltica, Intia, Laurentia, Pohjois-Kiina ja Siperia on kuitenkin oletettu siihen kuuluviksi. Vuorijonoja syntyi Amazonian, Baltican ja Laurentian reunoille 1.88-1.4 Ga sitten. Columbian hajottua syntyi Rodinia, joka oli täydessä laajuudessaan 1.04 Ga sitten (kuva 2). Sille ominaisia ovat hyvin lyhyellä aikavälillä ilmenneet mannertörmäykset, joiden myötä syntyi mannerrajat ylittäviä geologisia vyöhykkeitä. Niille on löydettävä tektoninen selitys.

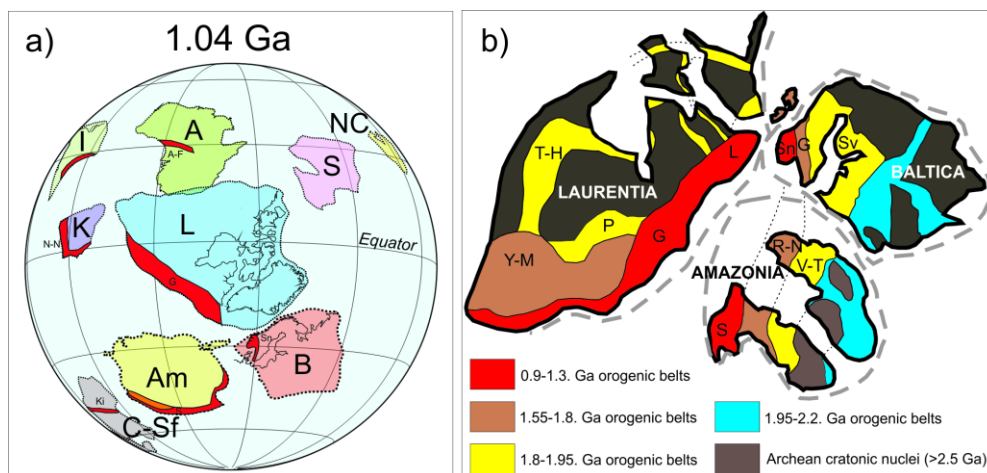


Kuva 1. Maan magneettikentän inklinaation tiheysjakauma aikavälille 2473-1020 Ma (Veikkolainen, 2010). Koottu Helsingin yliopiston paleomagneettisen tietokannan (Pesonen ja Evans, 2011) aineistosta, mukana vain magmakivinäytteet, joille $Q > 2$. Sinisellä merkitty GAD:in mukainen tulos, vihreällä havaittu jakauma ja punaisella paras sovitus, jossa $g_1^0 = -30\,000$ nT, $G2 (= g_2^0 / g_1^0) = 0\%$ ja $G3 (= g_3^0 / g_1^0) = 11\%$.

LÄHTEET

Condie, K.C., Des Marais, D. J., and Abbot, D., 2001. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates?. *Prec. Res.*, **106**, 239-260.

- Evans, M., 1976. Test of the dipolar nature of the geomagnetic field throughout Phanerozoic time. *Nature* **262**: 676-677.
- Johansson, Å., 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection – 1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Prec. Res.*, **175**, 221-234.
- Kent, D. V., and M. A. Smethurst. 1998. Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoic and Precambrian. *Earth Planet. Sci. Lett.* **160**: 391–402.
- Kirschvink J.L., 1992. "Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth" Section 2.3 in: J.W. Schopf, C. Klein, & D. Des Marais (Eds.), *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, 51-52.
- Peltonen, P., Kontinen, A., Huhma, H., 1996. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite, northeastern Finland. *J. Petr.* **37**, 1359-1383.
- Pesonen L. J, Evans, D.A.D, 2011. Paleomagnetic data compilation – Precambrian era (valmisteilla)
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data, *Tectonophysics* **184**, 1-9.
- Veikkolainen, T., 2010. The validity of the Earth's magnetic field according to inclination distribution. Pro gradu, Helsingin yliopisto, Fysiikan laitos, Geofysiikan ja tähtitieteen osasto, 90s.
- Williams, G.E., Schmidt, P.W., 1997. Paleomagnetism of the Paleoproterozoic Gowganda and Lorrain formations, Ontario: low paleolatitude for Huronian glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **153**, 157-169.



Kuva 2. Rodinia-supermantereen rekonstruktio. a) Mantereet: Australia (A), Amazonia (Am), Baltica (B), Congo / São Francisco (C-Sf), Intia (I), Kalahari (K), Laurentia (L), Pohjois-Kiina (NC) ja Siperia. Grenvillen orogenia merkitty punaisella. (b) Laurentia-Baltica-Amazonian geologinen rekonstruktio. Kuva muokattu SAMBA-mallista (~0.9 Ga) (Johansson, 2009).

Mucajaí-kompleksin (Pohjois-Amazonia, Brasilia) paleomagnetismista

T.Veikkolainen¹, A. Heinonen², L.J. Pesonen¹, L.M. Fraga³, O.T. Rämö² ja R. Dall'Agnol⁴

1. Geofysiikan ja tähtitieteen osasto, Fysiikan laitos, Helsingin yliopisto, FI-00014 Helsinki, toni.veikkolainen@helsinki.fi, lauri.pesonen@helsinki.fi
2. Geotieteiden ja maantieteen laitos, FI-00014 Helsinki, aku.heinonen@helsinki.fi
3. CPRM, Geological Survey of Brazil, Rio de Janeiro, Brazil
4. Instituto de Geociências, UFPA, Belém, Brazil.

Abstract

We present preliminary paleomagnetic and petrophysical results on oriented samples taken from three sites in the ~1.53 Ga Mucajaí complex, northern Amazonian Craton. Results show shallow dual polarity values of inclination, in accordance with previous observations. The new paleomagnetic pole places Amazonia in continuation with Laurentia-Baltica unity in the Mesoproterozoic Columbia supercontinent. The geological and paleomagnetic reconstructions are very similar and suggest continuations of the accretional belts and rapakivi corridors from Laurentia to Baltica up to Amazonia.

1. JOHDANTO

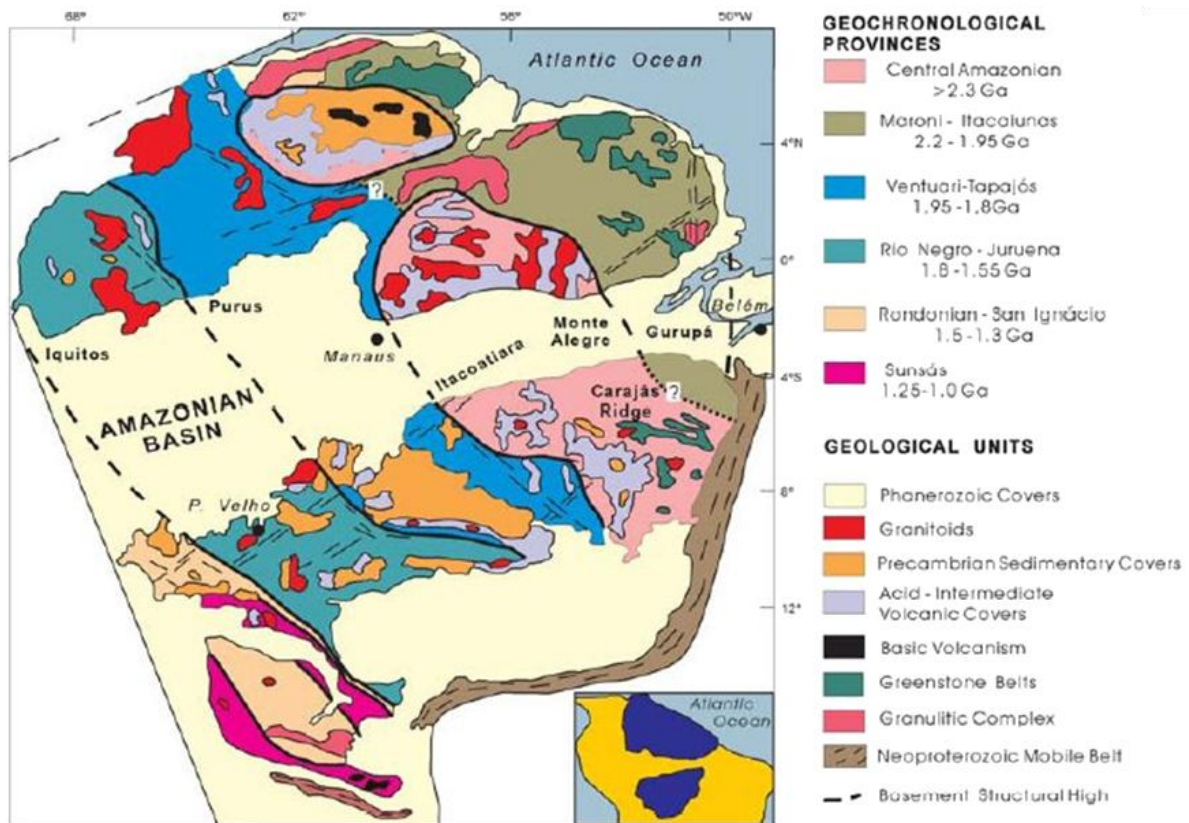
Noin 1530 Ma:n (U-Pb, ID-TIMS; Heinonen et al., *subm.*) ikäinen Mucajaín rapakivikompleksi sijaitsee Amazonian kratonin pohjoisosassa eli Guyanan kilven alueella (Kuva 1). Kompleksi on Venezuelan ja Pohjois-Brasilian paleoproterotsooiseen kallioperään tunkeutuneen, miltei tuhannen kilometrin laajuisen keskiproterotsooisen (1550-1520 Ma) rapakivivyöhykkeen (mm. Heinonen et al., *subm.*) itäisin osa.

2. PALEOMAGNEETTISET MITTAUKSET JA HAVAINTOJEN KÄSITTELY

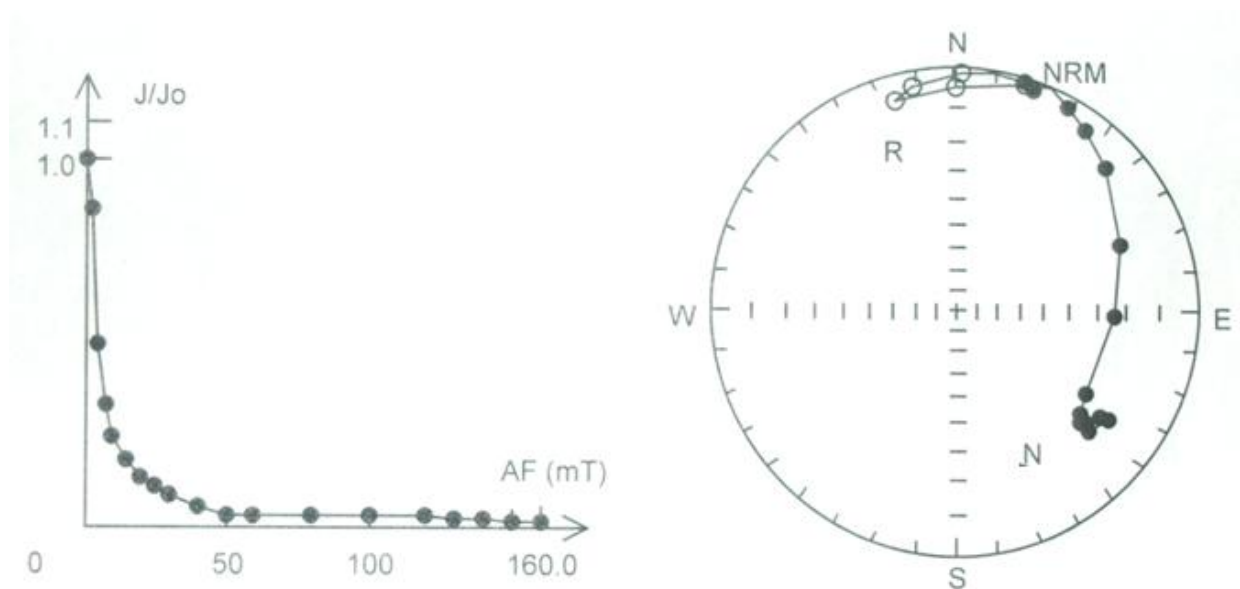
Tutkimuksen tarkoituksena oli mitata Mucajaín kompleksin paleomagneettinen suuntaus. Käytössä oli kolme suunnattua nyrkinäytettä kolmelta paljastumalta: anortosiitti, biotiitti-sarvivälkegraniitti ja biotiittigraniitti. Näytteistä valmistettiin yhteensä 17 standardisylinteriä. Petrofysikaaliset parametrit kuten tiheys, susceptibiliteetti ja remanenssin intensiteetti määritettiin Helsingin yliopiston RISTO-5-laitteella. Vaihtovirtademagnetoinnit ja remanenssimittaukset tehtiin suprajohdavalla DC-SQUID magnetometrillä. Näytteen pysyvän magnetoituman luonteenomainen deklinaatio ja inkliinaatio määritettiin pääkomponenttimenetelmän avulla (Leino, 1991). Remanenssisuunnista laskettiin paleomagneettisten napojen sijainnit olettamalla, että 1530 Ma vanha geomagneettinen kenttä oli GAD:n mukainen keskeisdipolikenttä.

3. HAVAITUT TULOKSET

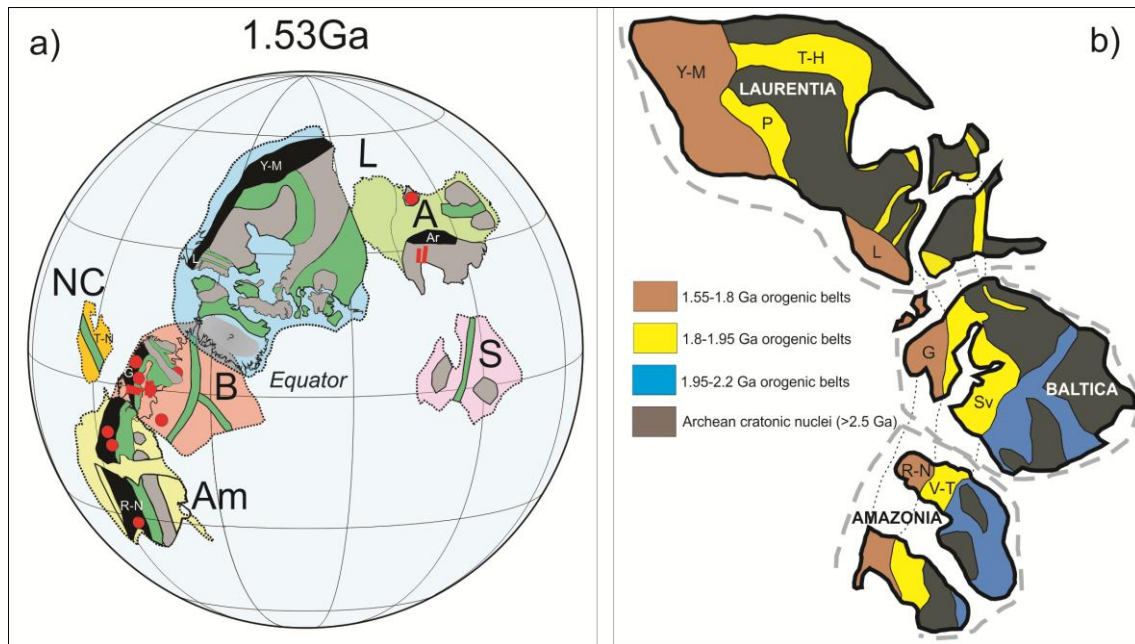
Tutkittujen näytteiden remanenssin osoitettiin koostuvan sekä N- että R-polariteetin komponenteista (Kuva 2). Tämä päti erityisesti anortosiiteille, ja aiemmin Hargraves (1968) ja Valdespino (1997) ovat havainneet saman. Havaitut korkeat Q-arvot (taulukko 1) ovat demagnetointitulosten perusteella kiville luonteenomaisia eivätkä viittaa salamaniskuihin. Petrofysikaalisesti näytteet ovat erilaisia mutta niillä on lähes samanlainen molempien polariteettikomponenttien sisältämä paleomagneettinen suuntaus.



Kuva 1. Amazonian kratonin geokronologiset vyöhykkeet. Roraiman alue sijaitsee kysymysmerkin kohdalla (Tassinari ja Macambira, 1999).



Kuva 2. Näytteen R0-01-1A (anortosiitti) demagnetointi. Vasemmalla magnetoituman suhde alkuperäiseen magnetoitumaan ja oikealla suunnat stereokuvassa. Suljetut ympyrät ovat positiivisille (N) ja avoimet negatiivisille (R) inkliinaatioille.



Kuva 3. (a) Columbian supermantereen rekonstruktio ajalle 1.53 Ga. Dataa saatu Laurentiasta (L), Balticasta (B), Amazoniasta (Am), Siperiasta (S), Australiasta (A) ja Pohjois-Kiinasta (NC). N. 1.55-1.50 Ga:n ikäiset rapakivi-intruusioidet ja niihin liittyvät juonet merkitty punaisella. (b) Rekonstruktio ajalle 1.8-1.3 Ga “SAMBA” –mallin mukaan, mukana Laurentia, Baltica ja Amazonia Johansson (2009; ei Länsi-Afrikkaa).

Taulukko 1. Mucajaín intruusion (osa Roraiman kompleksia) paleomagneettiset tulokset Amazonia-Guyanan kilveltä, Etelä-Amerikasta (nykyinen leveysaste 5.1° N, pituusaste 299.2° E).

Näyt e	Kivityyppi (polariteetti)	N	ρ (kgm^{-3})	κ (10^{-6} SI)	J_R (mAm^{-1})	Q	n	D	I	α_{95}	κ
R01	Anortosiitti (N)	7	2785	29956	$1.4 \cdot 10^4$	17.2	3	119.4	41.8	39.7	17.2
R01	Anortosiitti (R)	7	2785	29956	$1.4 \cdot 10^4$	17.2	3	328.2	-23.6	26.1	23.2
R02	Biotiitti- sarvivälke- graniitti (N)	3	2598	300	$1.4 \cdot 10^1$	1.2	2	138.4	26.7	44.2	-
R03	Biotiittigraniitti (N)	7	2651	121	$2.5 \cdot 10^1$	15.1	1	93.2	21.5	7.4	-
Mean	Mucajaí (N)						3	116.6	31.4	35.8	12.8
Mean	Mucajaí* (N)						4	125.1	30.1	27.6	12.0
Paleomagneettinen napa* Plat = 31.7, Plon = 186.6, dp = 17.0, dm = 30.6, A95 = 22.8, N = 4											

N or n näytteiden lukumäärä, ρ tiheys, κ susceptibiliteetti, J_R NRM:n intensiteetti, Q Königsbergerin suhde, D (°), I (°) NRM:n karakteristisen komponentin deklinaatio ja inlinaatio, α_{95} (°) keskimääräisen suunnan 95%:n luottamusraja, κ Fisherin (1953) tarkkuusparametri, Plat (°N), Plon (°E) navan leveysaste ja pituusaste, dp (°), dm (°) navan luottamusrajoja vastaavan ellipsin puoliakselit, A95 (°) navan 95%:n luottamusraja. *käänteinen polariteetti on muunnettu normaaliksi.

4. TULOSTEN TULKINTAA JA JOHTOPÄÄTOKSIÄ

Määritetyt remanentin magnetoituman komponentit olivat varsin lähellä arvoja, joita aiemmissa tutkimuksissa oli saatu liki samanikäisistä näytteistä huolimatta kivilajien erilaisuudesta. Niinpä määritettyjen komponenttien voitiin tulkita edustavan kivien muodostumishetken (~1.53 Ga) aikaista Maan magneettikenttää. Kuitenkin demagnetointikäyrät ja Zijderveld-kuvaajien pistejoukot olivat usein niin epäsäännöllisiä, että myöhempien magnetoitumien osuutta (kuten salamaniskua) ei täysin voi sulkea pois. Kemiaalista remanenssia on voinut syntyä jopa aivan geologisessa lähihistoriassa, koska reaktiot tapahtuvat tropiikissa hyvin nopeasti. Havaittujen deklinaation ja inkliinaation arvojen perusteella määritettiin Roraiman mannerliike ja asema Columbia-supermantereessa (Kuva 3).

Olettaen, että kolmen tutkimuksen antama paleomagneettinen suuntaus on luotettava, voidaan Etelä- Guyana-Amazonian 1.53 Ga:n takainen sijainti laskea. Kuvassa 3a on globaali rekonstruktio perustuen Taulukon 1 arvioihin sekä Pesonen et al. (2011) tuloksiin muiden kratonien osalta (Baltica, Laurentia, North China, Australia ja Siberia). Todetaan kaksi mielenkiintoista geologista jatkumoa: 1.8-1.6 Ga ikäiset akretionaaliset orogeniavyöhykkeet (R-N, G, L ja Y-M; ks. Pesonen et al., 2011) sekä rapakivikäytävä Baltica-Amazonia blokissa. Kuvassa 3b on Johanssonin (2009) rekonstruktio Laurentialle, Balticalle ja Amazonialle perustuen geologisiin sovituksiin. Todetaan, että tämä rekonstruktio muistuttaa suuresti paleomagneettista rekonstruktiota (ks. Pesonen et al., 2011).

LÄHTEET

- Hargraves, R.B., 1968. Palaeomagnetism of the Roraima Dolerites. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **16**, pp. 147-160.
- Heinonen, A., Fraga, L.M., Rämö, O.T., Dall'Agnol, R., Mänttari, I., and Andersen, T. (submitted). Petrogenesis of the Mucajaí AMG complex, northern Amazonian craton - geochemistry, U-Pb geochronology, and Nd-Hf-O isotopic constraints.
- Leino, M.A.H., 1991. Paleomagneettisten tulosten monikomponenttianalyysi pienimmän neliösumman menetelmällä. Laboratory for Paleomagnetism, Department of Geophysics, *Geological Survey of Finland*, Report Q29.1/91/2, in Finnish.
- Pesonen, L.J., Mertanen, S., Veikkolainen, T., 2011. Paleo-Mesoproterozoic Supercontinents – A Paleomagnetic View. Submitted to *Geophysica*.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **223**, 174-182.
- Johansson, Å., 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection-1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research*, **175**, 221-234.

EURISGIC: Avaruussää ja Euroopan korkeaajänniteverkot

A. Viljanen¹, R. Pirjola¹, A. Pulkkinen², Ya. Sakharov³, A. Thomson⁴, V. Wetztergom⁵,
M. Wik⁶ ja P. Wintoft⁷

¹ Ilmatieteen laitos, ari.viljanen@fmi.fi

² CUA/IACS at NASA/GSFC, United States

³ Polar Geophysical Institute, Russia

⁴ British Geological Survey, United Kingdom

⁵ Geodetic and Geophysical Research Institute, Hungary

⁶ NeuroSpace, Sweden

⁷ Swedish Institute of Space Physics, Sweden

Abstract

The EURISGIC (European Risk from Geomagnetically Induced Currents) project will produce the first European-wide real-time prototype forecast service of GIC in power systems, based on in-situ solar wind observations and comprehensive simulations of the Earth's magnetosphere. By utilising geomagnetic recordings, we will also derive the first map of the statistical risk of large GIC throughout Europe. Because the most intense geomagnetic storms constitute the most remarkable threat, with a risk of power grid blackouts and damage of transformers, we will also investigate worst-case GIC scenarios based on historical data. EURISGIC will exploit the knowledge and advanced modelling methods developed in Europe and North America. Close communication throughout the project with a stakeholder advisory group will help in directing the research and outreach appropriately. The results of this study will help in the future design of more robust and secure protection against GIC in power transmission grids in Europe, which are anticipated to become increasingly interconnected and geographically wider.

1. JOHDANTO

Avaruussääilmiöihin kuuluvia geomagneettisesti indusoituvia virtoja (GIC, geomagnetically induced current) syntyy Maan magneettikentän nopeiden vaihteluiden aikana sähköverkkoihin, maakaasu- ja öljyputkiin ja muihin teknologisiin johdinjärjestelmiin (esim. Boteler et al., 1998; Molinski, 2002). GIC-virrat voivat pahimmillaan aiheuttaa sähkökatkoksia ja vaurioittaa muuntajia kuten Pohjois-Amerikassa maaliskuussa 1989, jolloin Kanadan Quebecin provinssissa oli usean tunnin sähkökatkos ja Yhdysvaltojen puolella lukuisia muita häiriöitä, mukaan lukien yhden korkeaajännitemuuntajan tuhoutuminen. Lyhyempi GIC-peräinen sähkökatkos sattui Malmössa Etelä-Ruotsissa lokakuun lopussa 2003 (Pulkkinen et al., 2005).

2. EURISGIC-HANKE

Euroopassa GIC:tä on tutkittu erityisesti geomagneettisesti aktiivisen revontulialueen lähellä Suomessa (Pirjola, 2002; Viljanen et al., 2006), Ruotsissa (Wik et al., 2008; Wik et al., 2009) ja Isossa-Britanniassa (Beamish et al., 2002; Thomson et al., 2005). Aiempi GIC-tutkimus on keskittynyt kansalliselle tasolle, mutta Euroopan Unionin EURISGIC-hanke (European Risk from Geomagnetically Induced Currents) laajentaa mallinnukset koskemaan koko mannerta. Hankkeella on kaksi päätavoitetta: Koko Euroopan kattava GIC-riskin tilastollinen arviointi ja GIC-ennustepalvelun prototyypin valmistaminen.

GIC-riski arvioidaan käyttämällä laajoja eurooppalaisia geomagneettisia havaintoarkistoja. Tilastollinen arviointi perustuu edellisen auringonpilkkujakson (1996-2006) kattaviin mallilaskuihin. Lisäksi tarkastellaan erikseen muutamia aikaisempia äärimmäisen voimakkaita avaruusmyrskyjä, jotka nykytilanteessa toistuessaan mahdollisesti aiheuttaisivat suuren GIC-riskin. Erityisen kiinnostava on vuoden 1859 ”Carrington”-myrsky, joka mahdollisesti on kaikkien aikojen suurin tunnettu avaruussäämyrsky (Cliver and Svalgaard, 2004; Tsurutani et al., 2003). Tältä ajalta on olemassa muutamia magneettikenttämittauksia analogisessa muodossa, joiden digitointi ja jatkoanalyysi kuuluvat EURISGIC-hankkeeseen.

Lähiavaruuden plasmasimulaatioiden sovelluksena kehitetään Euroopan alueelle soveltuva GIC-ennusteita tuottava prototyypipalvelu, jonka malliversio Solar Shield on jo toiminnassa Yhdysvalloissa (Pulkkinen et al., 2010). Ennusteissa lähdetään liikkeelle amerikkalaisen ACE-satelliitin reaaliaikaisista aurinkotuulimittauksista. Ilmatieteen laitoksen omaa magnetosfäärisimulaatioihin kehitettyä GUMICS-koodia (Janhunen, 1996) nopeutetaan ennustustarkoituksiin soveltuvaksi, ja vertailukohtana käytetään Solar Shieldin tuloksia.

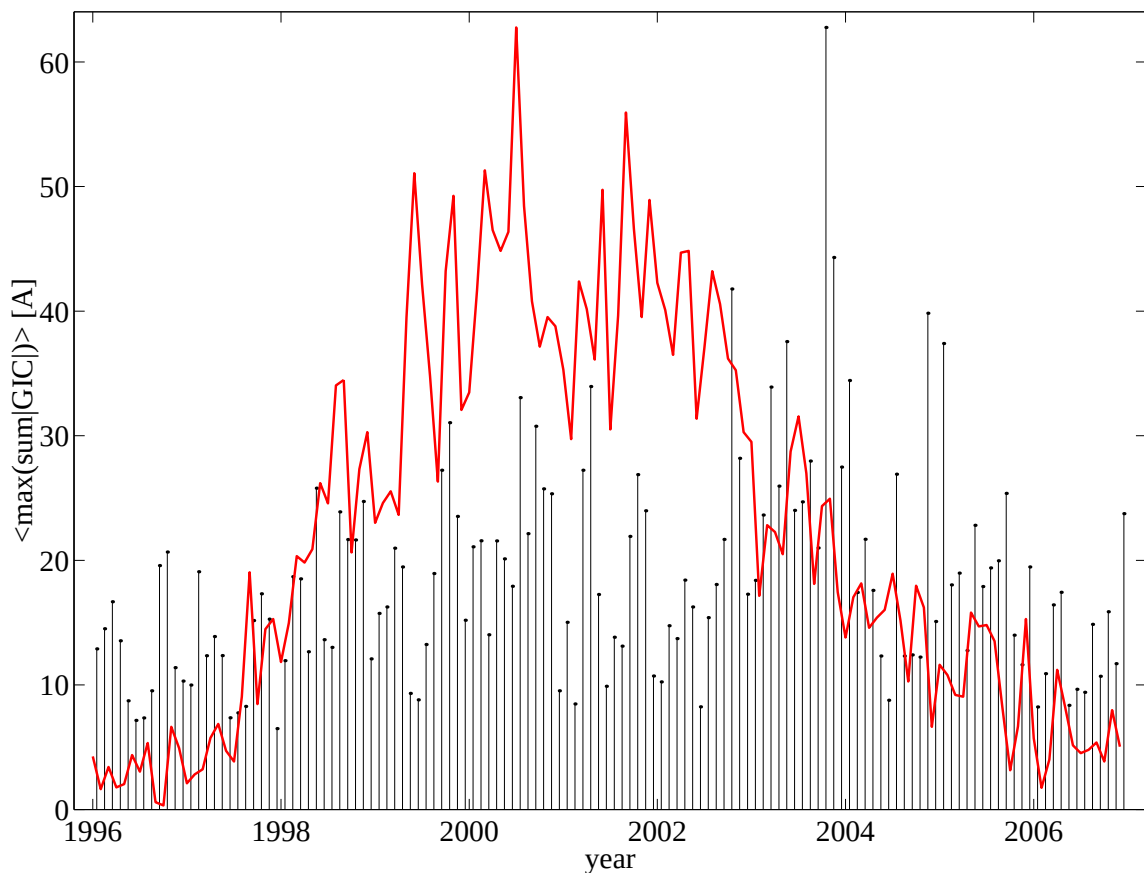
EURISGIC-hanketta johtaa Ilmatieteen laitos ja Suomen lisäksi siihen osallistuvat Ruotsi, Iso-Britannia, Unkari, Venäjä ja Yhdysvallat. Laaja maantieteellinen osanotto on luonnollista, koska tavallisista alailmakehän myrskyistä poiketen voimakkaat avaruusmyrskyt vaikuttavat maailmanlaajuisesti. Maaliskuun 2011 alussa alkanut hanke kestää kolme vuotta, ja sille myönnetty EU-rahoitus on noin miljoona euroa.

3. GIC-MALLINNUKSEN ENSIMMÄISET EUROOPAN LAAJUISET TESTIT

Aiemmat GIC-mallinnukset ovat koskeneet suhteellisen pieniä maantieteellisiä alueita, jolloin maanpinta on voitu olettaa tasoksi. Koko Eurooppa on jo niin laaja, että pallogeometrian käyttö on tarpeen. Aiempi mallinnusmenetelmä (Viljanen et al., 2004) yleistyy suoraviivaisesti:

- 1) Interpoloidaan mitattu magneettikenttä sähköverkon solmupisteisiin. Tässä sovelletaan alkeisvirtamenetelmää (spherical elementary current systems), jossa magneettikenttä mallinnetaan ionosfääriin sijoitetulla ekvivalenttivirtajärjestelmällä. Pallogeometria on tässä luonnostaan mukana.

- 2) Lasketaan horisontaalinen sähkökenttä olettaen paikallisesti ainoastaan syvyydestä riippuva maan sähköjohtavuus. Kunkin solmupisteen kohdalla voidaan käyttää eri johtavuusmallia. Tässä askeleessa approksimoidaan maanpinta tasoksi.



Kuva 1: Suomen kantaverkon suurimpien mallinnettujen päivittäisten GIC-arvojen kuukausikeskiarvot vuosina 1996-2006 (verkkomalliksi oletettu vuosien 1978-79 tilanne). Yhtenäinen käyrä on auringonpilkkuluku.

3) Lasketaan kunkin siirtojohdolla yhdistetyn solmupisteparin välinen jännite olettamalla tällä välillä sähkökenttä vakioksi, joka on solmupisteissä laskettujen kenttien keskiarvo. Pallo- ja tasogeometrinen menetelmä eroavat toisistaan ainoastaan tässä vaiheessa.

4) Jännitteet syötetään sähköverkon tasavirtamalliin, josta saadaan GIC muuntajien maadoitusjohdoissa ja siirtojohdoissa. Laskennallisesti varsinainen ero aiempiin mallinnuksiin on sähköverkon solmupisteiden huomattavasti suurempi määrä. Kuvitteellisen 500 solmupisteen ja 750 siirtojohdon verkon GIC-mallinnus 11 vuoden jaksolle kestää pari tuntia tehokkaalla Linux-palvelimella eli laskentatehon suhteen ongelmia ei ole. Kuva 1 esittää Suomen kantaverkon mallituloksia, joista erottuu suuri GIC-aktiivisuus laskevan auringonpilkkujakson aikana erityisesti lokakuussa 2003.

KIITOKSET

Näihin tuloksiin johtanut tutkimus on saanut rahoitusta Euroopan yhteisön seitsemännestä puiteohjelmasta (2007-2013) avustussopimuksen nro 260330 mukaisesti. Fingrid Oyj ja Gasum Oy ovat edistäneet suomalaista GIC-tutkimusta vuosikymmenien ajan.

LÄHTEET

- Beamish, D., T.D.G. Clark, E. Clarke and A.W.P. Thomson, 2002. Geomagnetically induced currents in the UK: geomagnetic variations and surface electric fields, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **64**, 1779-1792.
- Boteler, D.H., R.J. Pirjola and H. Nevanlinna, 1998. The effects of geomagnetic disturbances on electrical systems at the earth's surface, *Adv. Space Res.*, **22**, 17-27.
- Cliver, E.W. and L. Svalgaard, 2004. The 1859 solar-terrestrial disturbance and the current limits of extreme space weather activity, *Sol. Phys.*, **224**, 407-422.
- Janhunen, P., 1996. GUMICS-3: A global ionosphere-magnetosphere coupling simulation with high ionospheric resolution, *Proceedings of Environmental Modelling for Space-Based Applications*, **ESA SP-392**.
- Molinski, T.S., 2002. Why utilities respect geomagnetically induced currents, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **64**, 1765-1778.
- Pirjola, R., 2002. Review of the calculation of surface electric and magnetic fields and of geomagnetically induced currents in ground-based technological systems, *Surv. Geophys.*, **23**, 71-90.
- Pulkkinen, A., S. Lindahl, A. Viljanen, and R. Pirjola, 2005. October 29-31, 2003 geomagnetic storm: geomagnetically induced currents and their relation to problems in the Swedish high-voltage power transmission system, *Space Weather*, **3**, S08C03, doi:10.1029/2004SW000123.
- Pulkkinen, A., M. Hesse, S. Habib, L. Van der Zel, B. Damsky, F. Policelli, D. Fugate, W. Jacobs and E. Creamer, 2010. Solar shield: forecasting and mitigating space weather effects on high-voltage power transmission systems, *Nat. Hazards*, **53**, 333-345, doi:10.1007/s11069-009-9432-x.
- Thomson, A.W.P., A.J. McKay, E. Clarke and S.J. Reay, 2005. Surface electric fields and geomagnetically induced currents in the Scottish Power grid during the 30 October 2003 geomagnetic storm, *Space Weather*, **3**, S11002, doi:10.1029/2005SW000156.
- Tsurutani, B.T., W.D. Gonzalez, G.S. Lakhina and S. Alex, 2003. The extreme magnetic storm of 1-2 September 1859, *J. Geophys. Res.*, **108**(A7), 1268, doi:10.1029/2002JA009504.
- Viljanen, A., A. Pulkkinen, O. Amm, R. Pirjola, T. Korja, and BEAR Working Group, 2004. Fast computation of the geoelectric field using the method of elementary current systems and planar Earth models, *Ann. Geophys.*, **22**, 101-113.
- Viljanen, A., A. Pulkkinen, R. Pirjola, K. Pajunpää, P. Posio and A. Koistinen, 2006. Recordings of geomagnetically induced currents and a nowcasting service of the Finnish natural gas pipeline system, *Space Weather*, **4**, S10004, doi:10.1029/2006SW000234.
- Wik, M., A. Viljanen, R. Pirjola, A. Pulkkinen, P. Wintoft and H. Lundstedt, 2008. Calculation of Geomagnetically Induced Currents in the 400 kV Power Grid in Southern Sweden, *Space Weather*, **6**, S07005, doi:10.1029/2007SW000343.
- Wik, M., R. Pirjola, H. Lundstedt, A. Viljanen, P. Wintoft and A. Pulkkinen, 2009. Space weather events in July 1982 and October 2003 and the effects of geomagnetically induced currents on Swedish technical systems, *Ann. Geophys.*, **27**, 1775-1787.

I lk:n painovoimaverkon (FOGN) uudelleenmittaus 2009 - 2011

H. Virtanen, J. Mäkinen, J. Näränen, A. Raja-Halli ja H. Ruotsalainen

Geodeettinen Laitos, Heikki.Virtanen@fgi.fi

Abstract

First order gravity network (FOGN) of Finland was first measured 1962 - 1963 with Worden Master relative gravimeter. The network consisted of 41 stations, with an average spacing of 120 km. The accuracy was 0.03 - 0.06 mgal. FOGN was updated 2009 - 2010 using the outdoor operable absolute gravimeter A10. Altogether 51 field sites were occupied at 47 places. New sites were established especially in Lapland, where the original network had several large gaps in spatial coverage. In the case that the original station had been destroyed or was not suitable for A10 measurement, new site was selected from nearby. Of the original stations 28 were intact in 2010. This work is complemented with supporting measurements, which consist of 3-levels gradient measurements, relative ties when FOGN and A10 stations are not identical, leveling to bench mark, coordinates, photos and sketches. These measurements will be completed 2011. The accuracy of the new network is 0.01 mgal or better. The gravity will be published as a function $g=g(z)$ of elevation z above station instead a single value. Future uses of the FOGN shall be the same as the old uses: Reference for gravity survey by FGI and others. No geodynamical tasks were added. All sites are outdoors, accessible at any time without prior arrangements and easy to find even in winter with plenty of snow. Stations are reasonably-permanent, usually in monumental buildings. In addition, revision of Finnish National Gravity net will be carried out, a new epoch 2000.0 consistent with N2000.

1. I lk:n PAINOVOIMAVERKKO

Suomessa on Geodeettinen Laitos (GL) on mitannut heilureilla perusverkon koko maahan 1924 -1937, käsittäen 187 asemaa. Worden Master jousigravimetrin (Nro 227) saaminen käyttöön 1955 teki mahdolliseksi luoda huomattavasti tarkempi verkko Suomeen. Aimo Kiviniemi mittasi uuden painovoimaverkon 25.5. - 3.9. 1962 (Kuva 1). Asemia oli kaikkiaan 41 ja keskimääräinen välimatka oli 120 km. Se muodostui kolmioista, jotka oli mitattu vähintään edestakaisin ja osa kolmeen kertaan. Ajokilometrejä kertyi henkilöautolla 36000. Nykyinen nollataso ja skaala on sovitettu IGSN71 järjestelmään Helsingin kautta 1971. Verkkoon tehtiin tarkistuksia vuonna 1988 käyttäen kahta LaCoste Romberg gravimetria ja suurempia silmukoita. Suomen kansallinen painovoimaverkko, jonka GL on mitannut käsittää noin 35000 pistettä, viiden kilometrin välein perustuu näihin I lk:n pisteisiin. Lisäksi Geologian Tutkimuskeskuksella ja kaivosyrityksillä on tihennysmittauksia, luokkaa 100000 pistettä. Verkon tarkoituksena on toimia vertausjärjestelmänä painovoimatutkimukselle sekä GL:lle ja muille toimijoille, erityisesti geologeille. Jokainen piste on ulkona ja helposti saavutettavissa autolla. Pisteet ovat olleet oletettavasti pitkäikäisissä monumentti-rakennuksissa, erityisesti kirkkojen portailla.

2. UUDELLEENMITTAUS 2009 – 2011

Kenttäolosuhteissa käytettävän absoluuttigravimetrin A10 käyttöönotto on tehnyt mahdolliseksi luoda nopeasti tarkka vertailujärjestelmä painovoimatutkimuksiin. Tarvitsematta tehdä edestakaisia mittauksia, voidaan yksi piste mitata kentällä noin kahdessa tunnissa tarkkuudella 0.01 mgal tai tarkemmin. Vuosina 2009 ja 2010 mitattiin I lk:n painovoimaverkko uudestaan Puolasta lainatulla A10 laitteella (Institute of Geodesy and Cartography, IGIK) neljällä kampanjalla 55 päivässä (Kuva 2). Mittauksiin sisältyivät myös säännölliset vertailumittaukset Suomen absoluuttipainovoimaverkon mittauspaikoille, joissa mittauksia on tehty FG5 absoluuttigravimetrillä. Lisäksi A10:n laserin tarkistuksia tehtiin MIKES:ssä. Mittauspaikkoja oli kaikkiaan 51. Mittaukset pyrittiin tekemään alkuperäisillä paikoilla, mikäli mahdollista. Alkuperäisistä asemista oli koskemattomia 28, muutoksia oli esimerkiksi johtuen pyörätuolirampeista. Vain muutamilla paikkakunnilla oli alkuperäinen mittauspaiikka kokonaan hävinnyt. Joitakin uusia pisteitä perustettiin erityisesti Lappiin. Tärkeänä lisänä verkon uudistamiseen sisältyivät apumittaukset, jotka aloitettiin 2010 ja tarkoituksena on saada ne päätökseen 2011. Näihin mittauksiin kuuluvat mm. 3-tasoinen gradienttimittaus, vaaitus lähimpään korkeuskiintopisteeseen ja sidosmittaukset, mikäli alkuperäinen paikka oli muuttunut. Gradientti ja sidosmittaukset tehtiin Scintrex CG-5 gravimetrillä. Lisäksi koordinaatit on määritelty VRS-GPS-laitteistolla ja takymetrillä. Paikat myös valokuvattiin ja laadittiin perusteelliset pisteselostukset. Pisteen painovoima-arvoa ei anneta yhtenä lukuna, vaan korkeuden funktiona $g=g(z)$ yhteen metriin saakka. Vertikaaligradientti on osoittautunut poikkeavan voimakkaasti ns. normaaligradientista. Näin ollen verkon tarkka käyttö on tulevaisuudessa mahdollista erilaisilla laitteilla, joiden referenssitaso on erilainen. Verkon käyttötarkoitus on sama kuin aiemmin, toimia referenssinä erilaisissa painovoimatutkimuksissa. Uudelleen mittauksella ei ole varsinaisia geodynaamisia tavoitteita, joskin pitkä aikajänne (40 vuotta) voisi antaa siihen mahdollisuuksia. Suomen painovoimaverkko tullaan myös uudistamaan, ollen myös yhteensopiva N2000 järjestelmän kanssa.

Kuvassa 3 on esitetty I lk:n painovoimaverkon mittaustilanne kesän 2010 jälkeen, jolloin kaikki absoluuttimittaukset oli tehty ja apumittauksista noin puolet. Apumittauksiin kuluu aikaa noin 1 – 2 päivää, riippuen vaaitusmatkoista ja tarvittavista sidosmittauksista.

KIITOKSET

Geodeettisen Laitoksen mittaajat kiittävät Marcin Sekowskia (Institute of Geodesy and Cartography, Varsova, Puola) A10 mittauksista ja tekniikan yo. Jaakko Kuokkasta apumittauksiin osallistumisesta.

LÄHTEET

- Kiviniemi, A., 1964. The first order gravity net of Finland, *Suomen Geodeettisen laitoksen julkaisuja*, nro 39, Helsinki 1964, 45 sivua.
- Kääriäinen, J. ja J., Mäkinen, 1997, The 1979 – 1996 gravity survey and the results of gravity survey of Finland 1945 – 1996, *Suomen Geodeettisen laitoksen julkaisuja*, nro 125, Kirkkonummi 1997, 24 sivua, 1 kartta.

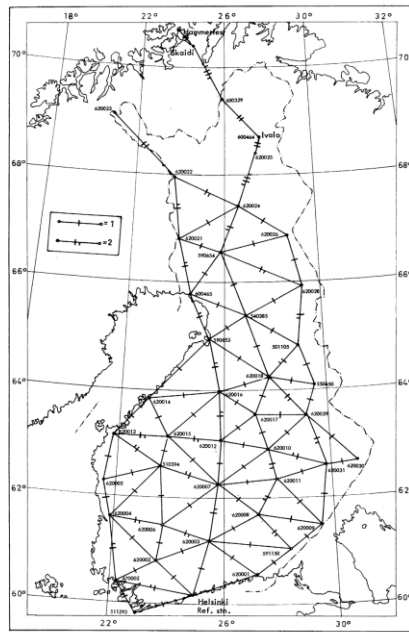
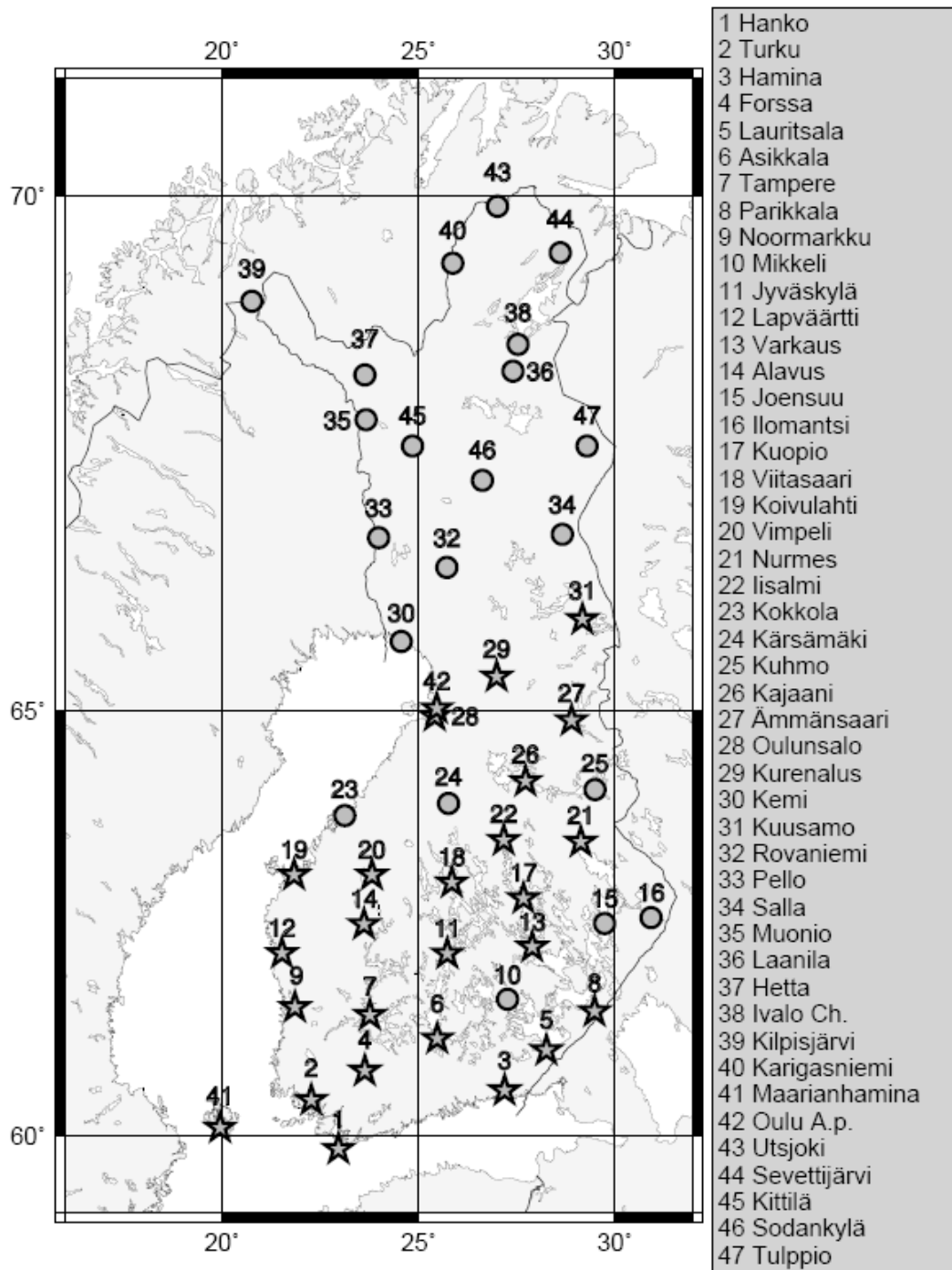


Fig. 1. The first order gravity net of Finland. 1 = double measurement, 2 = triple measurement

Kuva 1. Ensimmäisen luokan painovoimaverkko 1962 -1963.



Kuva 2. A10 absoluuttigravimetri Turun vartiovuorella. Laitteen painovoimamittauksen vertailukorkeus on 68 cm.



Kuva 3. Mittaustilanne vuonna 2010. Pallot ovat mitattuja A10 pisteitä ja tähdet ovat paikkoja joissa apumittaukset ovat myös tehty (noin 50%). Paikkakuntaluettelo on oikealla, joillakin paikkakunnilla on kaksi mittauspistettä.

15 ilmastomallin simuloimat muutokset Oulun päivittäisten keskilämpötilojen jakaumassa 2000-luvulla

J.S. Ylhäisi

Helsingin yliopisto, Fysiikan laitos, jussi.s.ylhaisi@helsinki.fi

Abstract

Studies of climate model analysis are often based on monthly mean values, but also higher order parameters, such as variability, can be used. I analyze the daily mean temperatures from 15 global climate models and define the percentile-divided distribution both for the present-day climate of 1981-2000 and projected future climate 2081-2100. The temperature changes in Oulu are presented. The results show consistent changes in the daily mean temperature variability in the model ensemble, as the distribution is reduced from both low and high ends. Still, the features have seasonal differences: in the summertime the temperature is expected to change in a relatively uniform manner across the distribution. The mean temperature changes are expected to be the strongest during the wintertime, reducing also the inter-annual low-frequency temperature variability.

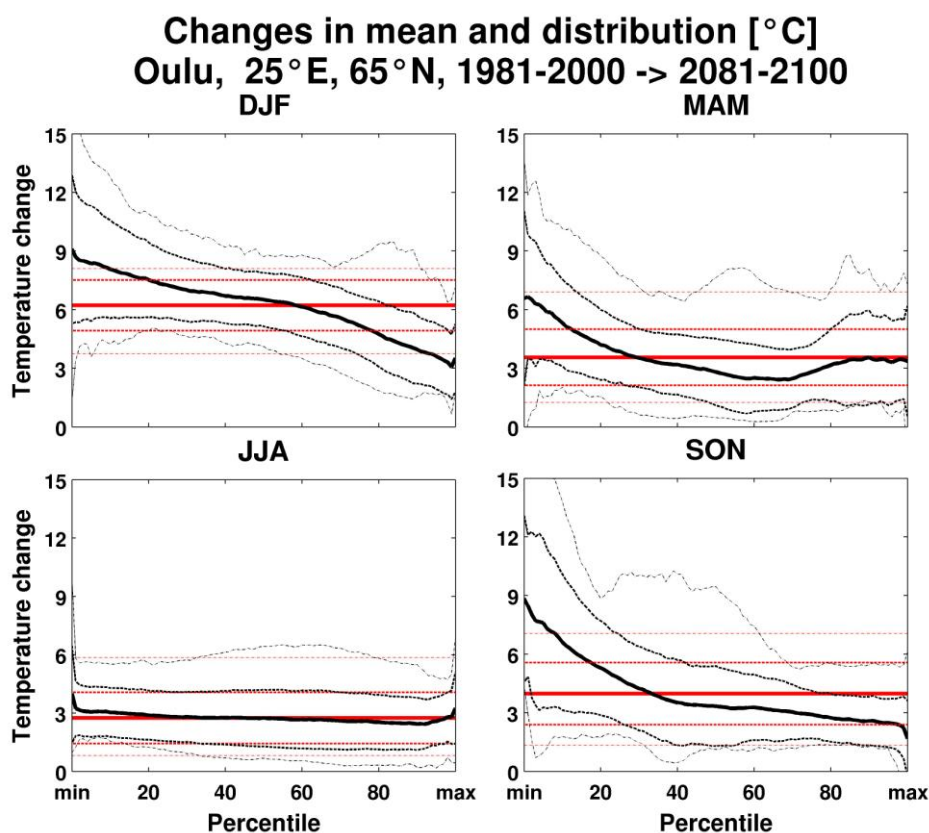
1. JOHDANTO

Suomi sijaitsee maantieteellisesti merellisen ja mantereisen ilmastotyyppien välissä. Muutamia sille tunnusomaisia piirteitä ovat neljä vuodenaikaa, vuotuinen lumipeite sekä varsin suuri päivittäisten lämpötilojen vaihtelu. Etenkin talvisaikaan vaihtelu on suurta ja päivittäisten keskilämpötilojen lämpötilajakauma tyypillisesti vinojakautunut kylmiä lämpötiloja kohti. Useissa tutkimuksissa, joissa tutkitaan 2000-luvulla tapahtuvia ilmastomuutoksia, on keskitytty käyttämään kuukausikeskilämpötiloja niiden yksinkertaisuuden vuoksi. Tässä tiivistelmässä esitän kuitenkin tuloksia, jotka pohjautuvat 15 maailmanlaajuisen ilmastomallin päivittäisiin aikasarjoihin. Käyttämäni mallisimulaatiot ovat samoja, joita käytettiin edellisessä vuoden 2007 IPCC:n neljännessä arviointiraportissa. Sosio-ekonomiset päästöihin vaikuttavat tekijät jätettiin tutkimuksessa huomioimatta, mallisimulaatiot perustuvat emissioskenaarioon A1B. Mielenkiintoni kohteena on päivittäisten lämpötilojen vaihtelevuus, jota varten määritän malleille lämpötilan jakauman 101 prosenttipisteen avulla kahdella ajanjaksolla: 1981-2000 sekä 2081-2100. Kunkin prosenttipisteen muutos ajanjaksojen välillä on näiden arvojen erotus. Laskelmat esitetään koko mallijoukolle, Oulua lähinnä olevalle hilapisteelle.

2. TULOKSIA

Kuva 1 havainnollistaa ennakoituja muutoksia päivittäisissä lämpötiloissa. Kuvasta nähdään varsin suuria erot vuodenaikojen välillä, sekä keskimääräisen lämpötilan että jakauman muutosten osalta. Nykytietämyksen mukaan talven ja syksyn keskilämpötilat kasvavat eniten korkeilla leveysasteilla, mikä näkyy myös Oulun hilapisteessä. Merkittävä osa tästä

lämpenemisestä aiheutuu muutoksista jää- ja lumipeitteen laajuudessa. Kesällä lämpötilan odotetaan muuttuvan hyvin samalla tavalla jakauman kaikissa osissa, mutta erityisesti talvella ja syksyllä päivän pienimmät keskilämpötilat lämpenevät enemmän ja korkeimmat vähemmän kuin keskimääräinen vuodenajan keskilämpötila. Näin ollen päivittäisten keskilämpötilojen vaihtelevuus pienenee molemmista päistään. Koska keskimääräisten lämpötilojen muutoksen epävarmuus on usein pienempää, voidaankin kysyä, kuinka hyödyllistä tämä informaatio vaihtelevuudesta on? Ylhäisi ja Räisänen (2011) tutkivat tätä kysymystä tarkemmin, mallien välisen muutoksen signaali/häly –suhteen sekä ristivalidoinnin avulla. Osoittautuu, että suuremmasta hajonnasta huolimatta informaatio jakauman muutoksista on hyödyllistä ja jakauman voidaan odottaa pienenevän korkeilla leveysasteilla. Tämä pätee myös jakauman alimmille prosenttipisteille, vaikka mallien välinen muutoksen hajonta on niille suurempaa. Päivän ylimpien keskilämpötilojen muutoksen signaali sen sijaan on suurempi.



Kuva 1. Simuloidut lämpötilan muutokset (pystyakseli) lämpötilan prosenttipisteille (vaaka-akseli, käyrät viivat) sekä keskimääräisille lämpötiloille (vaakasuorat viivat) Oulua lähimmässä hilapisteessä vuosisadan loppuun mennessä. Neljä paneelia esittävät eri vuodenaikoja (DJF=talvi, MAM=kevät, JJA=kesä, SON=syksy). Paksuin viiva on mallitulosten keskiarvo, paksu katkoviiva (keskiarvo±keskihajonta), ohut katkoviiva mallijoukon suurin/pienin arvo.

LÄHTEET

Ylhäisi, J.S. ja J. Räisänen, 2011. 21st century changes in daily temperature variability in CMIP3 climate models, *Journal of Climate*, valmisteilla.