

Pro gradu -tutkielma
Geofysiikka

**Maan magneettikentän dipolimallin toimivuus
inklinaatiojakauman perusteella**

Toni Veikkolainen
2010

Ohjaajat: Kimmo Korhonen, Lauri J. Pesonen
Tarkastajat: Kimmo Korhonen, Lauri J. Pesonen

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto

Tiedekunta/Osasto — Fakultet/Sektion — Faculty		Laitos — Institution — Department	
Matemaattis-luonnontieteellinen		Fysiikan laitos	
Tekijä — Författare — Author			
Toni Veikkolainen			
Työn nimi — Arbetets titel — Title			
Maan magneettikentän dipolimallin toimivuus inkliinaatiojakauman perusteella			
Oppiaine — Läroämne — Subject			
Geofysiikka			
Työn laji — Arbetets art — Level		Aika — Datum — Month and year	
Pro gradu		11/2010	
		Sivumäärä — Sidoantal — Number of pages	
		90	
Tiivistelmä — Referat — Abstract			
<p>Maan magneettikenttä on 99-prosenttisesti sisäsyntyistä alkuperää ja muodostuu dynamoperiaatteen mukaan Maan ulkoymäessä. Carl Friedrich Gauss osoitti 1800-luvulla, että kenttää voidaan kuvata palloharmoonisten termien summalla. Nykyisin tähän teoriaan perustuvat mm. IGRF-mallit (International Geomagnetic Reference Field), jotka ovat tarkin saatavilla oleva kuvaus Maan magneettikentästä. Keskimäärin hetkellisen kentän voimakkuudesta dipolin osuus on 3/4 ja ei-dipolaaristen termien 1/4, mutta kentän aikakeskiarvon on oletettu olevan puhdas pyörimisakselin suuntainen dipolikenttä. Tämän ns. GAD-hypoteesin (Geocentric Axial Dipole) pätevyyttä on arvioitu useilla menetelmillä. Tässä työssä testaus on perustunut kentän inkliinaation vaihteluun leveysasteen funktiona. Jokainen dipolin (GAD), kvadrupolin (G2) ja oktopolin (G3) yhdistelmä tuottaa tietyn inkliinaatiojakauman. Näitä teoreettisia jakaumia on verrattu eri mannerten sekä lopuksi koko maailman havainnoista laskettuihin kokeellisiin jakaumiin. Työssä on käytetty vain prekambrista dataa (yli 542 miljoonan vuoden ikäisistä kivistä). Perusoletuksena on, että kun mantereet liikkuvat riittävän pitkään, niiden vaelluskäyrät kattavat koko maapallon. Helsingin yliopiston paleomagneettisessa tietokannassa oli yhteensä 2823 mittaukset. Havaintojen laadun, iän ja kivityypin vaikutusta jakaumiin on testattu. Teoreettisten ja kokeellisten jakaumien vertailuun on käytetty χ^2-testausta. Myös ajallis-alueellista keskiarvoistusta on käytetty päällekkäisyyksien karsimiseksi. Magmakivi-havainnoista tehdyn mallinnuksen perusteella Maan keskimääräistä magneettikenttää kuvaa parhaiten keskeisdipolin ja hyvin heikon oktopolin (10 % GAD:ista) yhdistelmä. Luotettavimmista paleomagneettisista tuloksista, ns. avainnavoista, laskettu jakauma näyttää GAD:ia lähes täydellisesti, sillä sen kvadrupoli on nolla ja oktopolikin vain 1 % GAD:ista. Missään aiemmassa tutkimuksessa ei ole saatu näin hyvin dipolimalliin sopivaa jakaumaa yli 400 vuosimiljoonan takaiselle aineistolle, vaan matalat inkliinaatiot ovat yleensä korostuneet etenkin sedimenttikivissä. Saaduista tuloksista huolimatta dipolimallin toimivuuden varmistamiseksi tarvitaan edelleen lisää laadukasta havaintoaineistoa ja osoitus Maan mannerliikkeiden pitkän aikavälin satunnaisuudesta.</p>			
Avainsanat — Nyckelord — Keywords			
GAD-hypoteesi, geomagnetismi, keskeisdipoli, multipoli, inkliinaatiojakauma			
Säilytyspaikka — Förvaringsställe — Where deposited			
Helsingin yliopisto, fysiikan laitos, geofysiikan ja tähtitieteen osasto			
Muita tietoja — övriga uppgifter — Additional information			

Tiedekunta/Osasto — Fakultet/Sektion — Faculty		Laitos — Institution — Department	
Faculty of Science		Department of Physics	
Tekijä — Författare — Author			
Toni Veikkolainen			
Työn nimi — Arbetets titel — Title			
The validity of the dipole model of geomagnetic field according to inclination distribution			
Oppiaine — Läroämne — Subject			
Geophysics			
Työn laji — Arbetets art — Level		Aika — Datum — Month and year	Sivumäärä — Sidoantal — Number of pages
Master's thesis		11/2010	90
Tiivistelmä — Referat — Abstract			
<p>The magnetic field of the Earth is 99 % of the internal origin and generated in the outer liquid core by the dynamo principle. In the 19th century, Carl Friedrich Gauss proved that the field can be described by a sum of spherical harmonic terms. Presently, this theory is the basis of e.g. IGRF models (International Geomagnetic Reference Field), which are the most accurate description available for the geomagnetic field. In average, dipole forms 3/4 and non-dipolar terms 1/4 of the instantaneous field, but the temporal mean of the field is assumed to be a pure geocentric axial dipolar field. The validity of this GAD (Geocentric Axial Dipole) hypothesis has been estimated by using several methods. In this work, the testing rests on the frequency dependence of inclination with respect to latitude. Each combination of dipole (GAD), quadrupole (G2) and octupole (G3) produces a distinct inclination distribution. These theoretical distributions have been compared with those calculated from empirical observations from different continents, and last, from the entire globe. Only data from Precambrian rocks (over 542 million years old) has been used in this work. The basic assumption is that during the long-term course of drifting continents, the globe is sampled adequately. There were 2823 observations altogether in the paleomagnetic database of the University of Helsinki. The effect of the quality of observations, as well as the age and rocktype, has been tested. For comparison between theoretical and empirical distributions, χ^2 testing has been applied. In addition, spatiotemporal binning has effectively been used to remove the errors caused by multiple observations. The modelling from igneous rock data tells that the average magnetic field of the Earth is best described by a combination of a geocentric dipole and a very weak octupole (less than 10 % of GAD). Filtering and binning gave distributions a more GAD-like appearance, but deviation from GAD increased as a function of the age of rocks. The distribution calculated from so called keypoles, the most reliable determinations, behaves almost like GAD, having a zero quadrupole and an octupole 1 % of GAD. In no earlier study, past-400-Ma rocks have given a result so close to GAD, but low inclinations have been prominent especially in the sedimentary data. Despite these results, a greater deal of high-quality data and a proof of the long-term randomness of the Earth's continental motions are needed to make sure the dipole model holds true.</p>			
Avainsanat — Nyckelord — Keywords			
GAD hypothesis, geomagnetism, geocentric dipole, multipole, inclination distribution			
Säilytyspaikka — Förvaringsställe — Where deposited			
University of Helsinki, Department of Physics, Division of Geophysics and Astronomy			
Muita tietoja — övriga uppgifter — Additional information			

Sisältö

1	Johdanto	1
2	Maan keskimääräinen magneettikenttä	4
2.1	Palloharmoninen esitysmuoto	5
2.2	Gaussin kertoimet	8
2.3	Paleomagneettinen menetelmä	11
3	GAD-hypoteesi ja sen testaus	16
3.1	Testausmenetelmiä	18
3.2	Inklinaatiojakaumaan perustuva menetelmä	20
3.3	Jakaumien χ^2 -testaus	27
3.4	Havaintojen ja mallinnuksen virhelähteitä ja rajoitteita	28
4	Inklinaatiojakaumat mantereiden mukaan	29
4.1	Manner 1: Intia	30
4.2	Manner 2: Etelä-Kiina	32
4.3	Manner 3: Pohjois-Kiina	33
4.4	Manner 4: Eurooppa	34
4.5	Manner 5: Ural	34
4.6	Manner 6: Ukraina	35
4.7	Manner 7: Grönlanti	36
4.8	Manner 8: Skotlanti	36
4.9	Manner 9: Brittein saaret	38
4.10	Manner 10: Siperia	38
4.11	Manner 11: Timan	39
4.12	Manner 12: Baltica	40
4.12.1	Napaisuuden vaikutus tuloksiin	40

4.13	Manner 13: Laurentia	42
4.13.1	Inklinaation etumerkin vaikutus tuloksiin	44
4.14	Manner 14: Etelä-Amerikka	46
4.15	Manner 15: Afrikka	47
4.16	Manner 16: Australia	48
4.17	Pienet mantereet	49
5	Globaali inklinaatiojakauma	66
5.1	Datan laadun vaikutus tuloksiin	66
5.2	Kivityypin ja iän vaikutus tuloksiin	69
5.3	Datan luokittelu maantieteellisesti ja ajallisesti	71
5.3.1	Keskiarvoistettu avainnapadata	75
5.4	Rajoitetusti globaalin havaintojoukon käyttö	77
5.5	Herkkyystestaus	79
6	Johtopäätökset	82
6.1	Paras globaali inklinaatiojakauma	83

Kiitokset

Tämän opinnäytetyön toteutumisesta saan kiittää useita geofysiikan ja muiden fysikaalisten tieteiden opettajia ja tutkijoita, joiden luentoja olen vuosien varrella kuunnellut. Ilman heitä en olisi päässyt näin pitkälle. Tärkeimpänä on ollut ohjaajani, DI **Kimmo Korhonen**. Hän toimitti minulle tarvittavat *Python*-ohjelmistot sekä opasti niiden käytössä. Annan myös suuret tunnustukset Geofysiikan ja tähtitieteen osaston tutkimusavustajille **Jaakko Ostamolle** ja **Niilo Kiesiläiselle**, joiden työpanoksen ansiosta paleomagneettinen tietokanta sai tässä tutkielmassa tarvittavan muotonsa. **Lauri Pesosen** sekä **David Evansin** (Yalen yliopisto, Yhdysvallat) 10 vuotta sitten aloittaman havaintojenkeruuprojektin tulokset ovat tuottaneet uusia, mullistavia tuloksia. Työskentely aineiston parissa on ollut hyvin mielenkiintoista, ja perhepiirini sekä ystävieni tuki ovat olleet korvaamattoman arvokkaita sen aikana. Annan lämpimimmät kiitokset kaikille tuki-joilleni.

Luku 1

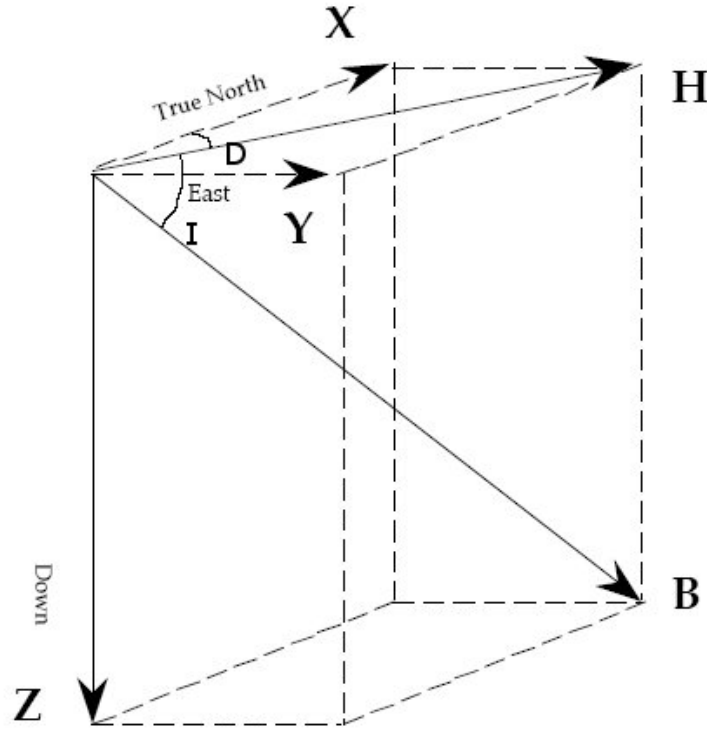
Johdanto

Paleomagnetismi on vähän yli 50 vuotta sitten syntynyt tieteenala, jonka tavoitteena on tuottaa tietoa Maan sekä muiden planeettojen magneettikenttien käyttäytymisestä geologisilla ajanjaksoilla. Se on myös tuottanut kvantitatiivista tietoa mannerliikkeistä ja auttanut eri alueiden geologisessa kartoituksessa. Avaimena geomagnetismin menneisyyteen on kivien jäännösmagnetoituma eli remanenssi, joka ei häviä edes ulkoisen kentän kadotessa.

Alusta lähtien paleomagneettisten havaintojen tulkinta on nojannut ns. GAD-hypoteesiin (*Geocentric Axial Dipole*) [Briden & Irving, 1964], jonka mukaan Maan magneettikentän aikakeskiarvo on pyörimisakselin suuntainen ja keskipisteestä lähtevä dipolikenttä. Kentässä on toki kullakin ajanhetkellä rajaton määrä ns. ei-dipolaarisia termejä ja kokonaiskenttä on C.F. Gaussin 1800-luvulla tekemien johtopäätösten perusteella dipolikentän sekä muiden kenttien vektorisumma. Termien lisäksi puhutaan myös asteista: 1. asteen kenttä on dipoli, 2. asteen kenttä kvadrupoli ja 3. asteen kenttä oktapoli. Kymmenen ensimmäisen asteen termit aina 1024-napaiseen kenttään saakka kuvaavat Maan ulkoitimesta geodynamopereiatteen mukaan toimivaa kenttää, johon tämän tutkimuksen mielenkiinto kohdistuu. Korkeampien asteiden kentät ovat peräisin kallioperästä alle 50 km:n syvyydestä. Myös Maan lähiavaruuden sähkömagneettisilla ilmiöillä on vaikutuksensa, mutta se on laskennallisesti erotettavissa sisäisen kentän kontribuutiosta.

GAD-hypoteesin pätevyyttä on tutkittu useilla menetelmillä, jotka ovat tavallisesti vaatineet tietoa planeettamme ilmastohistoriasta. Parhaiten sitä on ollut saatavilla fanerotsooiselta ajalta (viimeiset 542 vuosimiljoonaa). Maan magneettikentän vaiheet ulottuvat kuitenkin pidemmälle, ja huomattava osa paleomagneettisista mittauksista on peräisin prekambrisista kivistä. Tietoa kentän käyttäytymisestä on saatu valtamerien keskiselänteiden molemmiin puolin levittäytyvistä nauhamaisista magneettisista anomaliaista, mutta niistä saatava tieto rajoittuu viimeisten 170 vuosimiljoonan ajalle. Tämä jakso on alle 4 % Maan iästä.

Tutkimuksen pohjana olevat paleomagneettiset havainnot pohjautuvat kivien remanenttiin magnetoitumaan $N\vec{R}M$. Radioaktiivisen hajoamisen ohella NRM on toinen geofysikaalinen suure, jolla on geologinen muisti. NRM on erityyppisten magneettisten mineraalien, kuten magnetiitin, hematitiin ja magneettikiisun ominaisuus, joka jää kiveen sen muodostumishetkellä. Magnetoituma lukkiutuu kiveen lämpötilan laskiessa Curie-pisteen alapuolelle, mutta ilmiön kesto on voinut riippua hyvin erilaisista ajoista. Hitaimmin jäähtyneiden syväkivien kemiallinen koostumus on voinut muuttua tapahtuman aikana olennaisesti, kun ainek-



Kuva 1.1: Maan magneettikentän komponenttijako [Nevanlinna, 2002].

seen on sekoittunut magmaa ympäristöstä. Pintakivien, kuten laakiobasalttien, tapauksessa tällaista kontaminaatiota ei ilmene. Käytännön töissä yleisiä virhelähteitä ovat näytteiden magneettinen anisotropia, magnetometrin puutteet ja huolimattomuus kairaus- sekä leikkausvaiheessa. Kivistä etenkin suuntautuneet metamorfiitit ovat todellisuudessa vahvasti anisotrooppisia, vaikka niiden magneettiset suureet on usein oletettu isotrooppisiksi. Näytteisiin on alkuperäisen NRM:n jälkeen lähes aina muodostunut sekundaarisia remanenssin komponentteja, jotka täytyy poistaa demagnetoimalla näytteet laboratoriossa. Samalla tieto kiven magnetismin vaiheista pyyhkiytyy pysyvästi pois. Suurin osa mineraaleista, kuten yleiset maasälpä ja kvartsi, ovat heikommin ulkoiseen magneettikenttään reagoivia dia- tai paramagneettisia aineita, jotka eivät kannan NRM:ää.

Kun näyte on onnistuneesti demagnetoitu, siitä voidaan määrittää Maan muinaisen magneettikentän suunta paikassa, jossa näyte syntyaikanaan sijaitti. Magneettikenttä \vec{B} , joka synnyttää näytteeseen NRM:n, voidaan esittää kahden kulmasuureen avulla (kuva 1.1). Deklinaatio (D) eli kompassista tuttu eranto on vaakasuoran kenttävektorin (H) ja maantieteellisen pohjoisen välinen kulma ja se vaihtelee välillä $0^\circ \leq D \leq 360^\circ$. Inklinaatiokulma (I) on puolestaan kokonaiskenttävektorin (F) ja vaakasuoran kenttävektorin (H) välillä ja sen arvoille pätee $-90^\circ \leq I \leq 90^\circ$. Kenttä voidaan ilmaista myös vektorin suorakulmaisten komponenttien $B(X)$, $B(Y)$ ja $B(Z)$ avulla. Edellä kuvatut geomagneettiset elementit on esitetty kuvassa 1.1. Toisin kuin (D) ja (I), ne kertovat myös kenttävoimakkuudesta eli intensiteetistä. Myös NRM voidaan jakaa kulmakomponentteihin D_{NRM} , I_{NRM} tai karteesisiin komponentteihin $NRM(X)$, $NRM(Y)$ ja $NRM(Z)$.

Paleomagneettisten havaintojen laadullisen ja määrällisen kasvun myötä **M.E. Evans** esitteli oman apuneuvonsa GAD-mallin testaukseen [Evans, 1976]. Tässäkin tutkimuksessa sovellettu menetelmä perustuu kenttävektorin kaltevuuskulman eli inkliinaation jakaumaan maantieteellisen leveysasteen funktiona. Kun puh-taiden multipolikenttien inkliinaatiojakaumat tunnetaan, voidaan χ^2 -testauksella arvioida, voiko havaittu jakauma selittyä pelkän dipolikentän avulla. Arviointia vaikeuttaa, että jakaumat eivät ole yksikäsitteisiä, vaan tietty kvadrupolin ja ok-tupolin yhdistelmä voi tuottaa dipolia muistuttavan jakauman. Korkeampiasteisia kenttiä ei mallinnuksessa huomioida.

Tässä tutkimuksessa tavoitteena on tuottaa arvio dipolimallin toimivuudesta yksinomaan prekambriksen datan perusteella. Aineistona on 2821 havaintoa sisältävä Helsingin yliopiston paleomagneettinen tietokanta, josta laskettavia tilastollisia tunnuslukuja sekä frekvenssejä verrataan teoreettisiin tuloksiin. Eri mantereilta saatuihin aineistoihin sovitetaan erisuuruisten dipoli-, kvadrupoli- ja oktupolikenttien muodostamia inkliinaatiojakaumia Evansin menetelmällä [Evans, 1976]. Näistä kootaan globaali jakauma, jota vertaillaan aiempien tutkimusten, mm. **Piperin** ja **Grantin** [Piper & Grant, 1989], **Kentin** ja **Smethurstin** [Kent & Smethurst, 1998] sekä **Tauxen** ja **Kodaman** [Tauxe & Kodama, 2009] vastaaviin jakaumiin. Näytteiden iän, paleomagneettisen luotettavuuden ja kivityypin vaikutusta jakauman muotoon tutkitaan myös. Havaintojen ajallis-alueellisella keskiarvoistuksella (*spatiotemporal binning*) pyritään vähentämään päällekkäisyyksiä, jotka toisinaan vaikuttavat jakaumia vääristävästi. Työn lopullinen päämäärä on **van der Voon AV**-laatuluokitteluun (**A**utomatisoitu **Voo**-luokitus) [van der Voo, 1993] perustuvia suodatuskriteereitä käyttämällä löytää mahdollisimman hyvä Maan magneetikenttää kuvaava malli.

Luku 2

Maan keskimääräinen magneettikenttä

Geomagneettinen kenttä koostuu sisä- ja ulkosyntyisestä osasta. Ulkosyntyisen kentän ilmiöt liittyvät Maan ja Auringon vuorovaikutukseen yläilmakehässä ja lähiavaruudessa, mutta kokonaiskentästä noin 99 % muodostavaa sisäsyntyistä kenttää ylläpitää sulan rautanikkeliseoksen kiertoliike Maan ulkoytimessä 2900-5200 km:n syvyydellä. Maan pyörimisliikkeen ja mahdollisesti myös coriolisilmiön myötä kenttä kiertyy silmukoille niin, että tuloksena on toroidaalinen kenttä (α -ilmiö). Ulkoytimen konvektiosoluissa kenttäviivat suoristuvat, ja kenttä muuttuu takaisin poloidaaliseksi (ω -ilmiö). Magnetohydrodynaamisesti kenttä perustuu α - ja ω -ilmiöiden vuorotteluun sekä induktioperiaatteeseen ja se on arkeisista kivistä tehtyjen mittausten perusteella ainakin 3.4 vuosimiljardin ikäinen [Yoshihara & Hamano, 2004], mahdollisesti jopa yhtä vanha kuin planeettakin. Kenttä häviäisi vain muutamien vuosituhansien aikana, ellei nestevirtauksia olisi. Muiden magneettikenttien tapaan kyseessä on lähteetön pyörrekenttä, joka noudattaa Maxwellin yhtälöitä.

C.J. Maxwell julkaisi kaavansa sekä differentiaali- että integraaliyhtälöinä. Sähkömagnetismin käytännön sovelluksissa jälkimmäiset ovat kätevämpiä, mutta kentäteoreettisissa tarkasteluissa on hyödyllisintä käyttää differentiaalimuotoisia kaavoja 2.1-2.4. Niissä \vec{H} = magneettikenttä [Am^{-1}], \vec{J} = virrantiheys [Am^{-2}], \vec{D} = sähkövuon tiheys [Cm^{-2}], ρ_t = avaruusvaraustiheys [Cm^{-3}], \vec{B} = magneettivuon tiheys [T], \vec{E} = sähkökentän voimakkuus [Vm^{-1}], \vec{r} = paikkavektori [m] ja t = aika [s]. Käytössä ovat SI-yksiköt [Eloranta, 2007]. Kaava (2.1) esittää Ampèren kiertämälakia, (2.2) Gaussin lakia sähkökentälle, (2.3) Gaussin lakia magneetikentälle ja (2.4) Maxwell-Faradayn lakia.

$$(2.1) \quad \nabla \times \vec{H}(\vec{r}, t) = \vec{J}(\vec{r}, t) + \frac{\partial \vec{D}(\vec{r}, t)}{\partial t}$$

$$(2.2) \quad \nabla \cdot \vec{D}(\vec{r}, t) = \rho_t(\vec{r}, t)$$

$$(2.3) \quad \nabla \cdot \vec{B}(\vec{r}, t) = 0$$

$$(2.4) \quad \nabla \times \vec{E}(\vec{r}, t) = -\frac{\partial \vec{B}(\vec{r}, t)}{\partial t}$$

Ensimmäinen kaava ei ole Ampèren alkuperäisessä muodossa, vaan sen oikealla puolella on Maxwellin esittämä sähkövirran siirtymäkenttää kuvaava korjaustermi $\partial \vec{D} / \partial t$. Ampère huomasi, että sähkövirralla on magneettisia vaikutuksia, mutta Maxwell oivalsi, että myös muuttuva sähkökenttä voi tehdä niin. Gaussin laki puolestaan kertoo, että sähkökentän lähteinä ovat yksittäiset varaukset. Kolmannen kaavan perusteella magneettisia monopoleja ei ole ja magneettikentät ovat täten lähteettömiä eli solenoidaalisia. Maxwell-Faradayn lain mukaan taas pyörteinen sähkökenttä synnyttää muuttuvan magneettikentän, ja kääntäen, magneettikenttä indusoi sähkökentän.

2.1 Palloharmoninen esitysmuoto

Maxwellin yhtälöiden mukaan Maan magneettikenttää voidaan sähkömagneettisessa tyhjiössä kuvata skalaaripotentialilla. Kenttä on tällöin solenoidaalinen, ja muodostuu solenoidaalisten poloidi- ja toroidikenttien vektorisummasta. Tämä approksimaatio pätee erittäin hyvin Maan ulkopuolella aina 50 km:n korkeudelta lähtien, kun magnetosfäärin ilmiöt jätetään huomiotta. Koska $\vec{J} = 0$ ja $\partial \vec{D} / \partial t = 0$, myös $\nabla \times \vec{H} = 0$. Niinpä magneettikenttä on konservatiivinen, siis sillä on skalaaripotentiali [Merrill *et al.*, 1995]:

$$(2.5) \quad \vec{H} = - \nabla \psi$$

Vapaassa tilassa $\vec{B} = \mu_0 \vec{H}$, missä μ_0 on tyhjiön permeabiliteetti $4.7 \times 10^{-7} \text{Hm}^{-1}$. Näin ollen $\nabla \cdot \vec{H} = 0$. Lähteettömässä tilassa potentiaalitentä noudattaa Laplacen yhtälöä:

$$(2.6) \quad \nabla^2 \psi = 0$$

Kun θ on latitudi ja ψ on longitudi, pallokoordinaatistossa yhtälö 2.6 saa muodon:

$$(2.7) \quad \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} = 0$$

Tämä on osittaisdifferentiaaliyhtälö, joka kuvaa kentän muuttumista laskentapisteessä ja sen läheisyydessä. Kuitenkin ratkaisuksi on saatava kentän potentiaali koko avaruudessa tai sen osassa. Kentän arvot ovat yleensä tiedossa vain jollakin avaruuden reunalla, joten kyse on reuna-arvotehtävästä. Ns. reuna-arvojen perusteella voidaan laskea reunan ulkopuolinen kenttä ilman tietoa sisäpuolisesta kentästä. Menetelmää on pitkään sovellettu Maan painovoimakentän tutkimuksessa, mutta myös geomagneettiselta kannalta se on erittäin hyödyllinen, koska Maan magneettikentän aiheuttaa sähköinen varausjakauma, jonka tarkkaa muotoa ja suuruutta on mahdoton saada selville.

Laplacen yhtälön ratkaiseminen onnistuu muuttujien erottelulla. Ratkaisuja ovat kaavan 2.8 mukaiset ortogonaaliset Legendren polynomit. Yhtälössä $M=n/2$ tai

$M=(n-1)/2$ sen mukaan, kumpi on kokonaisluku.

$$(2.8) \quad \begin{aligned} P_n(x) &= \sum_{m=0}^M (-1)^m \frac{(2n-2m)!}{2^m m! (n-m)! (n-2m)!} x^{n-2m} \\ &= \frac{(2n!)}{2^n (n!)^2} x^n - \frac{(2n-2m)!}{2^n m! (n-m)! (n-2m)!} \end{aligned}$$

Ratkaisut voidaan esittää joko paikkamuuttuja x :n tai kulmamuuttujien $\sin(n\phi)$ ja $\cos(n\phi)$ avulla. Ensimmäiset ovat:

$$\begin{aligned} P_0(t) &= 1 & P_0(\sin \phi) &= 1 \\ P_1(x) &= x & P_1(\sin \phi) &= \sin \phi \\ P_2(x) &= \frac{3}{2}x^2 - \frac{1}{2} & P_2(\sin \phi) &= -\frac{3}{4}\cos(2\phi) + \frac{1}{4} \\ P_3(x) &= \frac{5}{2}x^3 - \frac{3}{2}x & P_3(\sin \phi) &= -\frac{5}{8}\sin(3\phi) + \frac{3}{8}\sin \phi \end{aligned}$$

Legendren polynomien avulla ilmaistuna Laplacen yhtälön ratkaisu on pyörähdyssymmetrisessä tapauksessa kaavan 2.10 mukainen, kun A_n ja B_n ovat vakioita:

$$(2.9) \quad \psi(r, \theta) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(A_n r^n + \frac{B_n}{r^{n+1}} \right) P_n(\cos \theta)$$

Laplacen yhtälön yleinen ratkaisu on puolestaan muotoa

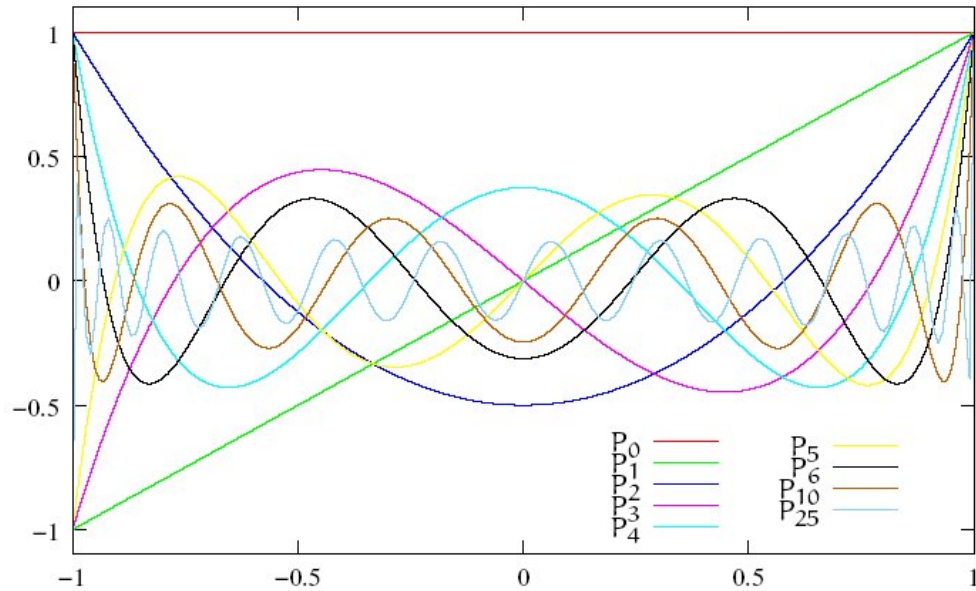
$$(2.10) \quad \psi(r, \theta, \phi) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} [A_{nm} r^n + B_{nm} r^{-n-1}] Y_n^m(\theta, \phi)$$

Kaavassa 2.10 A_{nm} ja B_{nm} ovat vakioita ja $Y_n^m(\theta, \phi)$ edustaa asteen n ja järjestyksluvun m palloharmonisia funktioita. Ne kuvaavat aaltomuotoja pallopinnalla ja ne jaetaan kolmeen tyyppiin: zonaalisiin eli vyöhykefunktioihin, sektoriaalisiin eli sektorifunktioihin ja tesseraalisiin eli ruutufunktioihin. Vyöhykefunktioit ($m=0$) ovat pituusasteesta riippumattomia. Sektorifunktioiden ($m=n$) etumerkit vaihtelevat vain pituusasteiden mukaan, mutta funktioiden arvoilla on myös leveysasteeriippuvuus. Ruutufunktioiden etumerkit ja arvot muuttuvat säännöllisesti sekä longitudi- että latitudisuunnassa, ja tuloksena on shakkilautamainen kuvio. Kaikilla funktioilla on välillä $-90^\circ \leq \phi \leq +90^\circ$ $n-m$ nollakohtaa, kuten kuvan 2.17 esimerkeistä voi huomata.

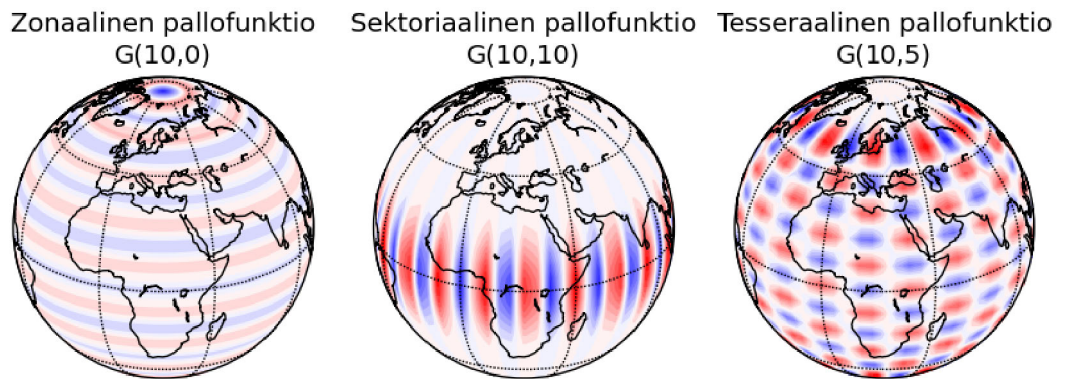
Vaikka palloharmoniset funktioit näyttävät aaltoilevan, niitä ei voi suoraan verrata yhden ulottuvuuden perusaaltofunktioihin siniin ja kosiniin. Niille on kuitenkin määritettävissä puoliaallonpituus

$$(2.11) \quad \frac{\pi r}{n-m}$$

Täten on helppo laskea, kuinka suuria maanpinnan piirteitä arvot m ja $n-m$ vastaavat, kun kaavaan sijoitetaan Maan säde $r = 6.378 \times 10^3$ km. Puoliaallonpituus määrittää pallofunktiokehityksen resoluution, kuten taulukosta 2.1



Kuva 2.1: Legendren polynomeja. Parilliset ovat origon suhteen symmetrisiä ja saavuttavat kohdissa ± 1 arvon 1. Parittomat ovat origon suhteen antisymmetrisiä [Vermeer, 2010].



Kuva 2.2: Esimerkkejä pallofunktioista. Termit m ja n määräävät yksikäsitteisesti niiden käyttäytymisen. Kuvasta huomaa selvästi, että sektoriaaliset funktiot eivät käyttäydy pituusastesuunnassa kuten zonaaliset funktiot leveysastesuunnassa.

Taulukko 2.1: Palloharmonisia puoliaallonpituuksia.

n-m	puoliaallonpituus
10	2000 km
20	1000 km
100	200 km
500	40 km

voi nähdä. Heikkoutena palloharmonisessa menetelmässä on vaatimus mittausdatan globaalista kattavuudesta ja yhdenmukaisuudesta. Jos nämä ehdot eivät täyty, magnetismia on mallinnettava esimerkiksi paikallisten dipolien summakenttää hyödyntäen. Näin on esimerkiksi Marsin jäännösmagnetismin tutkimusten perusteella on tehty [Langlais *et al.*, 2001].

2.2 Gaussin kertoimet

Carl Friedrich Gauss esitti 1800-luvulla, että geomagneettinen kenttä on kuvattavissa dipolin ja erillisten korkeampiasteisten kenttien vektorisummana. Täten hän vahvisti **William Gilbertin** vuonna 1600 esittämän oletuksen, jonka mukaan magneettikentän lähteet ovat Maan sisällä [Nevanlinna, 2002]. Myöhemmin Gaussin teorian pohjalle on rakennettu lukuisia malleja planeettamme magneettikentästä. Kenttäteorian kannalta hyödyllisintä on ilmaista kenttäkomponentit pallokoordinaatistossa:

$$(2.12) \quad B(X) = \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial \theta}, B(Y) = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \phi}, B(Z) = \frac{\partial \psi}{\partial r}$$

Geomagneettisen kentän malleissa, kuten *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* -järjestön vuodesta 1900 lähtien laskemassa IGRF:ssä (*International Geomagnetic Reference Field*) skalaaripotentiali on ilmaistu Gaussin kertoimien g_n^m , h_n^m ja Schmidtin polynomien avulla. Legendren ($P_{n,m}$) ja Schmidtin (P_n^m) polynomien välillä on voimassa yhteydet

$$(2.13) \quad P_n^m = \begin{cases} P_{n,m} & \text{kun } m = 0 \\ P_n^m = P_{n,m} \cdot [2(n-m)!/(n+m)!] & \text{kun } m > 0 \end{cases}$$

Schmidtin polynomien avulla määriteltynä skalaaripotentiali saa muodon 2.14, jossa kulmamuuttujien erillisyyks näkyy selvästi.

$$(2.14) \quad \psi = \frac{a}{\mu_0} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta) (g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi))$$

Mitä tarkempi kuva kentästä halutaan, sitä useampia Gaussin kertoimia tarvitaan. Kutakin astetta n vastaava g_n^m -termien määrä on n ja napojen määrä puolestaan

2^n . Siis dipolia edustavat termit g_1^0 ja g_1^1 , kvadrupolia g_2^0 , g_2^1 ja g_2^2 ja niin edelleen. Kaikilla dipolia korkeampiasteisilla kentillä g_n^m -termejä on kaavan 2.16 osoittamalla tavalla enemmän kuin h_n^m -termejä. Kvadrupolikenttää voidaan kuvata neliöllä, jonka vastakkaisissa kulmissa on erimerkkiset varaukset, ja oktupolikenttää puolestaan kuutiolla. Koska ω -ilmiö on symmetrinen päiväntasaajan suhteen ja α -ilmiö antisymmetrinen, termit jakautuvat symmetrisiin dipoliperheen termeihin ja antisymmetrisiin kvadrupoliperheen termeihin [Roberts, 1971]. Kun m on palloharmoninen järjestysluku ja n on aste, dipoliperheen termeille $m + n$ on pariton ja kvadrupoliperheen termeille parillinen. Kunkin asteen kenttä koostuu molempien perheiden termeistä. Kolmen ensimmäisen asteen kentille termit ovat seuraavat:

kenttä	antisymmetriset	symmetriset
dipoli	g_1^0	g_1^1, h_1^1
kvadrupoli	g_2^1, h_2^1	g_2^0, g_2^2, h_2^2
oktupoli	g_3^0, g_3^2, h_3^2	$g_3^1, g_3^3, h_3^1, h_3^3$

Koska magneettisia monopoleja ei ole, termi g_0^0 on nolla. Siis asteeseen n saakka laskettu termien g_n^m kokonaismäärä on

$$(2.15) \quad g_n^m = \left[\frac{2(n+1)}{2} \right] n = \frac{n^2 + 3n}{2}$$

Vastaavasti termejä h_n^m on asteeseen n saakka

$$(2.16) \quad h_n^m = \left[\frac{n+1}{2} \right] n$$

Tarvittavat palloharmoniset kertoimet saadaan IGRF-mallista kunkin asteen termien vektoraalisena yhteenlaskuna. Tässä tutkielmassa kiinnostus ei kohdistu kertoimien absoluuttisiin arvoihin, vaan niiden suhteellisiin osuuksiin, kun dipoli on vertailukohtana. GAD-kertoimella normalisoiduille palloharmonisille kertoimille pätee kaavan 2.17 mukaan:

$$(2.17) \quad Gn = \frac{g_n^0}{g_1^0}$$

Koska kokonaiskenttä on dipolikentän ja muiden kenttien summa, kaava 2.17 edellyttää, että $n > 1$. Tässä työssä käytössä ovat arvot $n = 2$ ja $n = 3$. Tässä työssä vain zonaaliset kertoimet ovat kiinnostuksen kohteena, sillä ne kuvaavat vain leveysastesuunnassa muuttuvaa kenttää. Yhtälön 2.14 mukaisen potentiaalin ψ laskennan täytyy pohjautua vähintään $(n+1)^2 - 1$ mittaukseen. Siis dipoli-, kvadrupoli- ja oktupolikentistä koostuvaa mallia varten 8 on minimi. Tämäkin edellyttää havainnoilta riippumattomuutta, samanaikaisuutta ja tasaista maantieteellistä jakaumaa. Gauss itse laski kertoimet asteeseen $l = 4$ saakka, eli ennusti 16-napaisen kentän luonteen. Todellisuudessa IGRF-mallikertoimien

Taulukko 2.2: IGRF-2015:n kertoimien suuruudet 16-napaiseen kenttään asti, kun n on aste ja m järjestysluku.

	n	m	g	h
dipoli	1	0	-29439.5	0
	1	1	-1502.4	4801.1
kvadrupoli	2	0	-2453.1	0
	2	1	3006.5	-2822.7
	2	2	1682.1	-639.9
oktupoli	3	0	1346.2	0
	3	1	-2345.8	-117.5
	3	2	1217.2	237.2
	3	3	593.7	-547.3
heksadekapoli	4	0	905.6	0
	4	1	819.0	288.4
	4	2	122.1	-195.2
	4	3	-335.1	182.4
	4	4	78.2	-313.2

määrittäminen vaatii huomattavasti useampia tuloksia, joiden tulee olla tasaisesti maanpinnalle jakautuneita. Teoriassa jokainen piste vaikuttaa kaikkien astelukujen kentiin. Sovitukseen käytetään pienimmän neliösumman menetelmää ja sarjakehitelmiä.

IGRF-kertoimet muuttuvat ajan saatossa ja malleja varten ne lasketaan uudelleen joka viidennelle vuodelle. On jopa esitetty, että parillisten termien vahvistuminen parittomien kustannuksella lisää napaisuuskäännösten todennäköisyyttä, kun kenttä muuttuu epävakammaksi [Merrill *et al.*, 1995]. Malleja lasketaan ennusteina lähitulevaisuutta varten, kun edellisen mallin mukainen sekulaarimuutos huomioidaan. Taulukko 2.2 esittää uusimman mallin, siis IGRF2015.0:n mukaiset Gaussin kertoimet 4. asteen kenttään saakka [DGRF/IGRF Geomagnetic Field Model 1900-2015 and Related Parameters].

Verrattaessa vuoden 1990 kertoimia uusimpiin on havaittavissa, että korkeimpien asteiden termit muuttuvat lyhyillä ajanjaksoilla huomattavasti enemmän kuin dipoli, kvadrupoli ja oktupoli. Koska magneettikenttä vaimenee eksponentiaalisesti asteen n funktiona, riittävän pienet ja kaukaiset termit oletetaan usein nolliksi. Etäisyyden r suhteen dipolikentän potentiaali vaimenee suhteessa r^{-2} ja magneettivuon tiheys peräti suhteessa r^{-3} . Sekulaarivaihtelun ja virheiden yhteisvaikutus on kuitenkin huomioitava kertoimia laskettaessa.

Havainnoista laskettaviin palloharmonisiin kertoimiin vaikuttaa huomattavasti geomagneettisen datan laatu. Toisinaan osa kertoimista on vaihdellut hyppäyksenomaisesti (*jerk*) vain vuoden aikaskaalassa, mutta ilmiötä ei ole varmasti voitu yhdistää ulkoilmien tapahtumiin, kuten poloidaalisen ja toroidaalisen kentän epätasapainoon. Mahdollisesti kyseessä on vain seuraus Maan ja Auringon magneettikenttien yhteisvaikutuksesta [de Michelis *et al.*, 2000]. Jos Maan sädettä merkitään a :lla ja ytimen sädettä b :llä sekä α on kenttävoimakkuudesta riippuva parametri [nT], kertoimien varianssit noudattavat kaavaa 2.18 [Merrill *et al.*, 1995].

$$(2.18) \quad \sigma_n^2 = \frac{(b/a)^{2n}}{(n+1)(2n+1)} \alpha^2$$

Koska IGRF-mallit on laadittu kuvaamaan vain geodynamon synnyttämää kenttää, niihin ei ole otettu mukaan mielivaltaisen suurta määrää Gaussin kertoimia. IGRF-1900.0:ssa kenttä on laskettu asteeseen $n = 10$ saakka, kun taas vuoden 2000 mallista lähtien rajana on ollut $n = 13$. Tätä korkeamman asteen kertoimet kuvaavat Maan kuoren magneettisia anomalioita, joiden kokoluokka on useimmiten korkeintaan satoja kilometrejä. Toki myös ytimessä on tämän kokoluokan piirteitä, mutta niiden vaikutus hukkuu kuorisyntyyisen kentän vaihtelujen alle. Koska Maan kiinteässä vaipassa magneettisia lähteitä ei ole, tehospektrin kuvaaja poikkeaa eksponentiaalisesta mallista jyrkästi asteen $n = 14$ kohdalla. Siis Maan magnetismi on hyvin jyrkästi kaksijakoista ja lähteet pääosin kahdella erisäteisellä vyöhykkeellä. Napaisuuskäännösten aikaan on jopa todennäköistä, että hetkellinen geomagneettisen kentän napojen määrä ei ole mikään kahden potenssi.

Aina vuodesta 1590 lähtien tehtyjen geomagneettisten tulosten pohjalta **Jackson et al.** kokosivat yksityiskohtaisen *gufm1*-mallin. Sen kuvaamassa keskimääräisessä kentässä ei-dipolaaristen termien osuus on huomattava. Vaikka vanhin käytetty havaintoaineisto perustuukin varsin epätarkkoihin, laivamatkojen aikana tehtyihin kompassimittauksiin, havaitut epäsäännöllisyydet saattavat todella juontaa juurensa Maan alavaipan sähkömagneettisesta heterogeenisyydestä [Jackson *et al.*, 2000]. Se on yhteydessä nestevirtausten vaihteluihin [Hide, 1989]. Kaukana päiväntasaajasta sijaitsevat suuren magneettivuon alueet, kuten Siperia, ovat pysyneet lähes paikoillaan vuosisatojen ajan. Myös Etelä-Atlantin edelleen syvenevä negatiivinen anomalia ja geomagneettisen kentän kiertyminen länteen ovat hyvin näkyvissä. Eipä ihme, että sisä- ja ulkoytimen välisten termisten ja sähkömagneettisten ilmiöiden merkitys sekulaarivaihtelun kannalta on herättänyt runsaasti keskustelua. Näiden yhteyksien ymmärtäminen vaatii kuitenkin syvällistä magnetohydrodynamiikan tuntemusta ja jää tämän tutkimuksen ulkopuolelle.

2.3 Paleomagneettinen menetelmä

Paleomagneettisen metodologian keksiminen 1950-luvulla oli geotieteiden alalla saavutus, jota voi merkittävytydessään täysin verrata suhteellisuusteoriaan fysiikassa. Varhaisemmat yritykset kivinäytteiden iänmäärittämisessä ja Maan manerliikkeiden tutkimisessa perustuivat luotettavuudeltaan vaihtelevaan paleontologiseen aineistoon. Havainto Maan magneettikentän säilymisestä kivinäytteissä avasi kuitenkin ikkunan paljon syvemmälle planeettamme historiaan. Enää havainnot eivät rajoittuneet nuoriin sedimentteihin, vaan jopa monien miljardien vuosien ikäiset magmakivet olivat rajatta käytettävissä. Suomalaisten kannalta uuden tieteenalan synty oli erityisen merkittävää, sillä kallioperämme on lähes täysin prekambrista [Pesonen, 1987].

Geologisten materiaalien magnetoitumiskykyä kuvataan susceptibiliteetilla (χ_s), joka on SI-järjestelmässä yksikötön suure. Jos näyte hieman heikentää ulkoista kenttää, se katsotaan diamagneettiseksi ($\chi_s < 0$). Jos ilmiö on heikko mutta ulkoista kenttää vahvistava, kyse on paramagneettisesta näytteestä ($\chi_s > 0$). Dia-

Taulukko 2.3: Pysyvän magnetismin kantajamineraaleja. Tilavuussuskeptibiliteetti χ_s [Lowrie, 1997] ja Curie-lämpötila **Huntin et al.** mukaan [Hunt *et al.*, 1995]. Poikkeuksena magneettikiisu, jolle (*pyrrhotite*), jolle χ_s teoksesta [Lowrie, 1997] ja T_c teoksesta [Svoboda, 2004]

mineraali	χ_s ($10^{-6}SI$)	T_c ($^{\circ}C$)	tyyppi
hematiitti ($\alpha - Fe_2O_3$)	500...40000	675	parasiittinen antiferromagneettinen
maghemiiitti ($\gamma - Fe_2O_3$)	$1...57 \times 10^6$	600	ferrimagneettinen
magnetiitti (Fe_3O_4)	$1...57 \times 10^6$	575...585	ferrimagneettinen
magneettikiisu (Fe_7S_8)	1.5	320	ferrimagneettinen

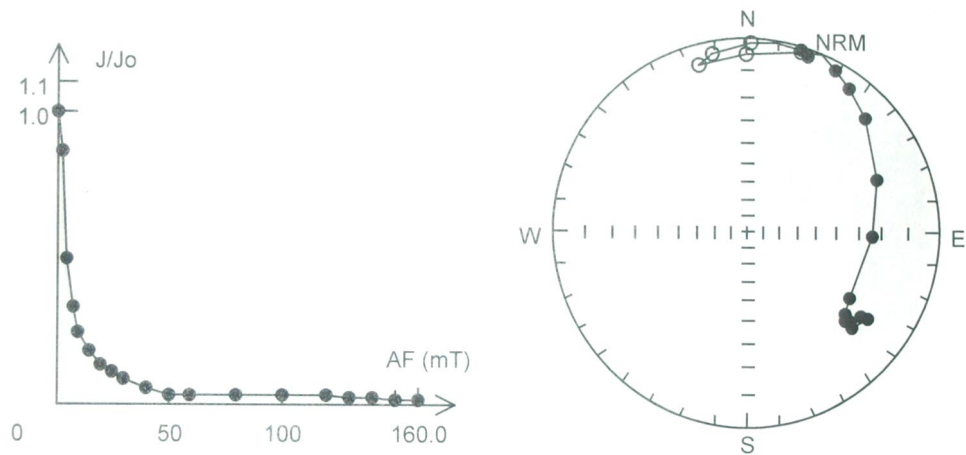
ja paramagneettiset näytteet menettävät magnetisminsa ilman ulkoisen kentän läsnäoloa. Paleomagneettiselta kannalta kiinnostavia ovat ainoastaan ferromagneettiset näytteet ($\chi_s \gg 0$), jotka reagoivat ulkoiseen kenttään voimakkaasti ja säilyvät magneettisina, vaikka ulkoinen kenttä poistuu. Toisin kuin dia- ja paramagneettisilla aineilla, magnetoituma kasvaa epälineaarisesti kentän funktiona ja muodostaa ns. hystereesikäyrän. Ferromagneettisten mineraalien ns. jäännösmagnetoituma eli remanenssi muodostuu, kun kivi syntyessään jäähtyy alle sille ominaisen Curie-lämpötilän ja magneettiset alkeisalueet asettuvat vallitsevan kentän suuntaisiksi. Curie-pisteen yläpuolisessa lämpötilassa näyte on vielä paramagneettinen.

Kiven magnetoituma jaetaan indusoituun (M_i) ja remanenttiin (M_r) osaan, ja niiden suhdetta kutsutaan Königsbergerin arvoksi Q . Se määritetään näytteistä kaavan 2.19 perusteella, kun NRM = kiven normaali remanentti magnetoituma, χ_s tilavuussuskeptibiliteetti (10^{-6} SI-yksiköissä), μ_0 on tyhjiön permeabiliteetti ($4 \times 10^{-7} TmA^{-1}$) ja B on magneettikentän nykyinen voimakkuus mittauspaiikalla. Pysyvä remanenssi on mahdollinen vain, jos $Q > 1$.

$$(2.19) \quad Q = \frac{(NRM)\mu_0}{B\chi_s}$$

Normaali remanentti magnetoituma on vektorisuure. Usein se koostuu alkuperäisen, jäähtymisessä lukkiutuneen termoremanenssin (TRM) ohella myöhemmistä komponenteista, kuten kemiallisesta remanenssista (CRM), shokkiremanenssista (SRM) tai viskoosista remanenssista (VRM). Usein sekundaariset termit oletetaan primääriä magnetoitumaa heikommiksi ja siten sellaisiksi, että ne voidaan poistaa joko termisellä tai vaihtovirtaan perustuvalla demagnetoinnilla. Suprajohtava magnetometri ($SQUID$, Superconducting Quantum Interference Device) sisältää 3-akselisen vaihtovirtaan perustuvan demagnetointijärjestelmän, joka on varsinkin heikosti magneettisille näytteille sopiva. Helsingin yliopistolla käytössä on $SQUID$ -magnetometri, jossa näytteet demagnetoituvat vaihtovirran (AF) tuottaman magneettikentän vaikutuspiirissä niin, että kenttää kasvatetaan asteittain aina 160 mikrotleslaan saakka [Salminen, 2009]. Kuva 2.3 osoittaa prosessin etenemisen sekä lopulliset kenttäkomponenttien arvot.

Terminen demagnetointi suoritetaan lämmittämällä näyte asteittain (portaittain)



Kuva 2.3: Helsingin yliopiston Geofysiikan tutkimuslaboratoriossa suoritettu Roraiman (Amazonian kratoni, Guyanan kilpi) anortosiitin (1525 Ma) [Heinonen *et al.*, 2010] vaihtovirtademagnetointi. Vasemmalla näkyy remanenssin sekundaaristen komponenttien liki eksponentiaalinen heikkeneminen. Oikealla näkyy NRM-vektorin suunnan siirtyminen lähes isoympyrää pitkin pohjoisesta kaakkoon. Deklinaation arvot luetaan kehältä pohjoisesta katsoen myötäpäivään, inklinaatio puolestaan etäisyytenä reunasta. Primäärin NRM:n suunnaksi tulee demagnetoinnin loppupiste $D = 126^\circ$ ja $I = 14^\circ$. Suljetut symbolit osoittavat alaspäin ja avoimet ylöspäin suuntautuvaa kenttävektoria. Magnetoituman primäärisyydestä ei ole täyttä varmuutta.

Curie-pisteen yläpuolelle ja sitten jäädyttämällä huoneenlämpötilaan. Toimenpiteet suoritetaan magneettisessa tyhjiössä, ja jäljelle jäävä remanenssi mitataan kunkin lämmitys-jäähdytysprosessin jälkeen. 1950-luvulla mittaukset rajoittuivat punaisiin sedimentteihin ja vahvasti magneettisiin basaltteihin, mutta laitteiden herkkyyden 1000-kertaistuminen 1960-luvun ja 1990-luvun alun välillä laajensi tutkimuskenttää käytännössä kaikenlaisiin kivilajeihin. Olipa menetelmä mikä tahansa, ilman huolellista demagnetointia ei luotettavaa paleomagneettista dataa voi saada [Butler, 1992].

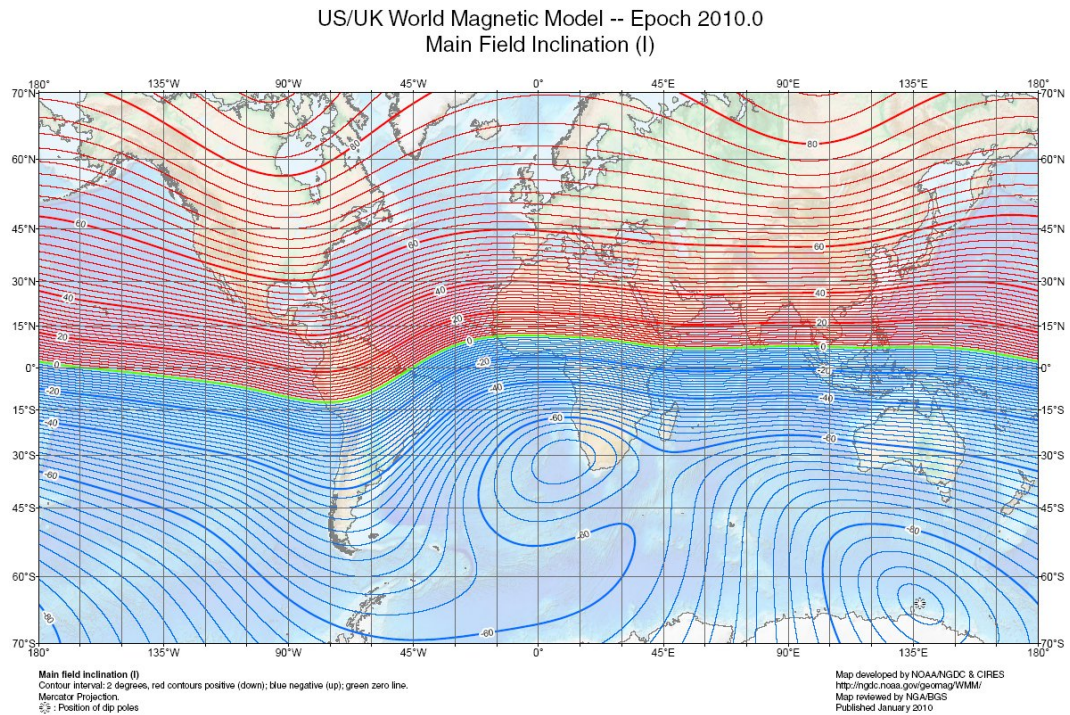
Paleomagneettiset tulokset esitetään kahden kulmasuureen avulla. Ne ovat remanenssin deklinaatio D_{NRM} ja inkliinaatio I_{NRM} . Nämä ovat helposti laskettavissa remanenssin suorakulmaisten komponenttien $NRM(X)$, $NRM(Y)$ ja $NRM(Z)$ avulla. Käytetyn GAD-mallin aksiaalisen symmetrian vuoksi $D = 0$ kaikkialla ja I riippuu vain leveysasteesta λ dipolin perusyhtälön 3.7 mukaisesti. Näin ollen näytteenottoaikan muinainen leveysaste λ saadaan laskettua, mutta pituusastetta ei. Niinpä paleomagneettiset mannerliikekartat, esim. [Pesonen *et al.*, 2003] esittävät aina alueen leveysastetta ajan funktiona.

Tulosten vertailu paleomagneettisten suuntien avulla on vaikeaa, kun samanikäisten näytteiden sijainnit ovat kaukana toisistaan. Syynä on I_r :n riippuvuus muinaisesta leveysasteesta. Siksi on ryhdytty käyttämään tekniikkaa, jossa aksiaalisen keskeisdipolin dominoiva vaikutus poistetaan. Tähän sopii paleomagneettisen navan (P_{lat}), (P_{lon}) käsite. Tämän navan täsmällinen määrittäminen edellyttää toistuvia mittauksia samasta geologisesta yksiköstä. Havaitut VGP:t hajaantuvat usein jopa 30-40 asteen etäisyydelle, mutta niiden paikkakeskiarvona saadaan paleomagneettisen navan nykyinen leveys- ja pituusaste Fisher-statistiikkaa käyttäen. Pisteiden jakaumaa pallopinnalla esittää kaavan 2.20 mukainen todennäköisyysfunktio, jossa dA on pinta-alkio, κ keskittymisparametri ja θ suuntakulma yksittäisen näytteen ja keskiarvoistetun näytejoukon välillä.

$$(2.20) \quad P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sin \kappa} e^{\kappa \cos \theta}$$

Paleomagneettisen navan sijainnille määritetään lisäksi suure A_{95} , joka on 95 %:n luottamusväliä vastaavan ympyrän säde asteina. Keskipisteenä on napa. Mitä pienempi A_{95} on, sitä tarkemmin napa on määritetty. Samalta mantereelta (krationista) mitattujen eri-ikäisten näytteiden avulla voidaan määrittää näennäinen napaväelluskäyrä, joka kuvaa mantereen liikettä ajan funktiona. Kyseessä on erinomainen tulosten erottamistapa, kun eri-ikäisistä kivistä on paljon havaintoja. Käyrä kuvaa pikemminkin mantereen liikettä kuin navan todellista liikettä. Koska käyrän työstäminen vaatii hyvin tarkkaa tietoa näytteiden pysyvän magnetismin syntyästä, kivien ajoitukset tehdään radiometrisesti. Yleisimmin käytettyjä ovat rubidium-strontium ($^{87}Rb-^{87}Sr$), kalium-argon ($^{40}K-^{40}Ar$), argon-argon ($^{40}Ar-^{39}Ar$) ja uraani-lyijy ($^{238}U-^{235}Pb$) -menetelmät. Koska isotooppien puoliintumisaajat ovat hyvin erilaisia, sopivan ajoituskeinon valinta tehdään näytteen iän perusteella.

Mitä enemmän Maan todellinen pitkän aikavälin magneettikenttä poikkeaa geosen-trisistä dipolista, sitä epävarmemmin paleomagneettisiin tuloksiin on suhtauduttava. **Hatakeyama** ja **Kono** havaitsivat, että matalilta magneettisilta leveysasteilta saadut nuorten näytteiden inkliinaatioarvot ovat selvemmin virheellisiä kuin



Kuva 2.4: WMM2010-mallin mukainen Maan magneettikentän inkliinaation globaali jakauma. Positiiviset samanarvokäyrät on merkitty punaisella, negatiiviset sinisellä ja magneettinen ekvaattori vihreällä. Magneettinen pohjoisnapa jää latitudivälin $70^{\circ}N, S$ ulkopuolelle. Lainattu lähteestä <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/DoDWMM.shtml>

napa-alueilta tai toisaalta aivan päiväntasaajan tuntumasta otetut. GAD-hypoteesin mukaisessa kentässä, jossa $g_1^0 = 30 \mu T$, virhe on suurimmillaan noin 2.8° leveysasteilla $20^{\circ}N, S$. Mitatut inkliinaation arvot ovat systemaattisesti liian pieniä GAD-hypoteesin ennustamiin nähden, ja virhe kasvaa sekulaarimuutoksen nopeuden funktiona. Mahdollinen selitys tähän on aksiaalisen dipolin epäkeskisyys, jonka vuoksi magneettikentän samanarvopintojen ja maanpinnan leikkauskulma vaihtelee totutusta poikkeavalla tavalla. Erityisen selvästi ilmiö erottuu pohjoisella pallonpuoliskolla [Hatakeyama & Kono, 2001].

Joistakin paleomagneettisista näytteistä saadut inkliinaatioarvot edustavat demagnetoinnista huolimatta nykyistä eivätkä muinaista kenttää. Riski tähän on ilmeinen esimerkiksi Etelä-Amerikan pohjoisosassa, josta mm. **Théveniaut et al.** määrittivät useita matalia inkliinaatioita. Nämä Ranskan Guyanasta saadut arvot vaihtelivat välillä $6.1^{\circ} \leq I \leq 33.1^{\circ}$ [Théveniaut et al., 2006]. Etenkin matalimmat arvot ovat hyvin lähellä kuvan 2.4 mukaista kyseisen alueen inkliinaatiota. Itse asiassa tarvitaan vain voimakas salamanisku kalliioon, jotta sen magnetoituma muuttuisi peruuttamattomasti. Esimerkiksi Pohjois-Brasilian Roraimasta kerätyille näytteille on paikoin käynyt todennäköisesti näin, koska Q-arvot ovat poikkeuksellisen suuria. Myös arkeomagneettisissa näytteissä on tavattu sama ilmiö [Jones & Maki, 2005].

Luku 3

GAD-hypoteesi ja sen testaus

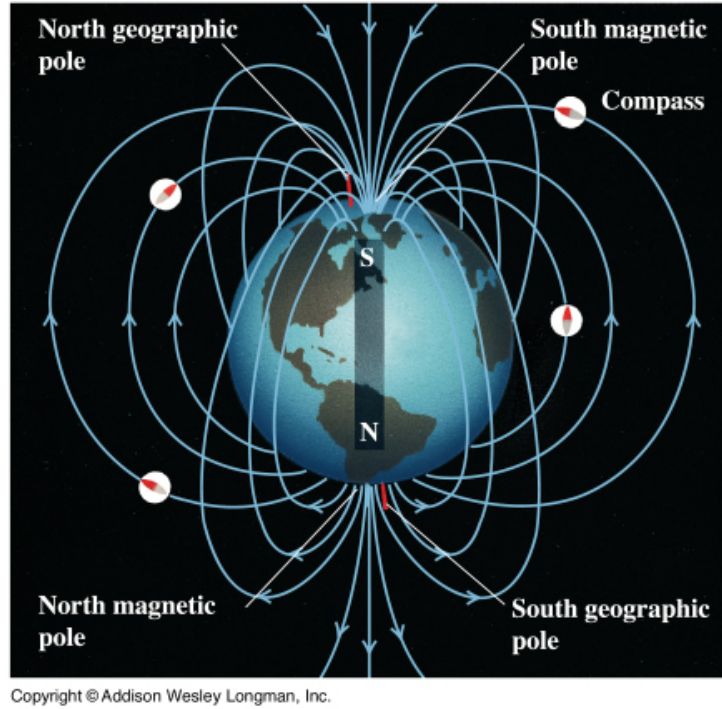
Maan muinaisen magneettikentän tutkimus on alusta lähtien nojannut oletukseen geosentrisestä, pyörimisakselin suuntaisesta dipolikentästä. Tämän ns. GAD-hypoteesin (*geocentric axial dipole*) [Briden & Irving, 1964] perusteella muutamien miljoonien vuosien ajalle tai pidemmälle jaksolle lasketussa keskimääräisessä kentässä ei-dipolaariset termit katoavat, vaikka nykyisestä kentästä ne muodostavat jopa 20 % ja napaisuuskäännösten aikaisesta kentästä vielä enemmän. Lisäksi eri-ikäisten paleomagneettisten napojen on havaittu keskittyvän maantieteellisten napojen ympärille, vaikka magneettiset navat liikkuvatkin alati. Ne kiertävät maantieteellisiä napoja noin 10 000 vuoden jaksolla, ja viimeisten 1400 vuoden aikana tämä ns. *sekulaarivaihtelu* on suuntautunut länteen noin 0.4° vuodessa [Campbell, 1997]. GAD-hypoteesin pätevyydestä on tosin kiistelty paljon [Piper & Grant, 1989] [Kent & Smethurst, 1998] [Tauxe & Kodama, 2009], sillä luotettavimmat paleomagneettiset tulokset on saatu merenpohjasta mesotsooiselta ja kenotsooiselta kaudelta ja varsinkaan vanhimpien maanpäällisten näytteiden perusteella lasketut kenttäkomponenttien aikakeskiarvot eivät ole mallin mukaisia [Meert *et al.*, 2003].

GAD-hypoteesin mukaisessa kentässä inkliinaatio I on verrannollinen maantieteelliseen leveysasteeseen ja deklinaatio $D = 0$ kaikkialla. Malli ennustaa, että pohjois- ja etelänavalla magneettikentän vektori on kohtisuorassa maanpintaa vastaan ja $I = \pm 90^\circ$. Päiväntasaajalla kenttä on maanpinnan tangentin suuntainen ja inkliinaatio on nolla. Aksiaalista dipolia paremmin havaintoihin sopii noin 11.5° Luoteis-Grönlannin suuntaan kallistettu dipoli. Eräs esimerkki siitä on kuvassa 3.1. Tällaisen kentän tarkastelu vaatii kuitenkin pallotrigonometriaa yksinkertaisen geometrian sijaan, ja muunnokset magneettisten sekä maantieteellisten koordinaattien välillä ovat tarpeen.

Deklinaation ja inkliinaation yhteydet pohjoiseen, itään ja pystysuuntaan osoitaviin kenttäkomponentteihin $B(X)$, $B(Y)$ ja $B(Z)$ ovat seuraavat:

$$(3.1) \quad D = \tan^{-1} \frac{B(Y)}{B(X)}$$

$$(3.2) \quad I = \tan^{-1} \frac{B(Z)}{(B(X)^2 + B(Y)^2)^{1/2}}$$



Kuva 3.1: Kallistetun dipolimallin mukainen geomagneettinen kenttä. [San José State University, Department of Physics and Astronomy]

Kenttäyhtälöiden perusteella GAD-mallin mukainen kenttä on navoilla kaksi kertaa niin voimakas kuin päiväntasaajalla, ja itse asiassa yksi tapa tarkastella dipoli-hypoteesin toimivuutta perustuukin intensiteettiin (B). Maan pinnalla havaittavassa nykyisessä magneettikentässä intensiteetti on pienimmillään Brasilian eteläosan kohdalla (23 nT) ja suurimmillaan magneettisten napojen sekä Siperian anomalian kohdalla (67 nT) [DGRF/IGRF Geomagnetic Field Model 1900-2015 and Related Parameters]. Muinaisen magneettikentän intensiteettiä on kuitenkin vaikea määrittää prekambrisista näytteistä, eikä sitä tähän tutkimukseen käytetyssä tietokannassa esiinny lainkaan. Sen sijaan **Tanaka et al.** päättelivät 1123 magmakivihavainnon perusteella, että fanerootsooisen ajan magneettikentän intensiteetti puoltaa GAD-mallia [Tanaka *et al.*, 2007].

Magneettikentän intensiteetti ilmaistaan laskuteknisistä syistä yleensä ortogonaalisissa komponenteissa kaavojen 3.5 ja 3.4 mukaisesti. Yhtälöissä μ_0 on tyhjiön permeabiliteetti, λ on geomagneettinen leveysaste ja r on etäisyys magneettikentän lähteestä sillä oletuksella, että se on Maan keskipisteessä. Kun geomagneettinen leveysaste on maksimissaan, $\sin\lambda = 1$ ja kentällä on vain vertikaalikomponentti $B(Z)$:

$$(3.3) \quad Z = 2 \left(\frac{\mu_0}{4\pi} \right) mr^{-3} \sin \lambda$$

Päiväntasaajalla kentän intensiteetti on puolet siitä mitä navoilla ja vain horisontaalinen komponentti $B(H)$ esiintyy:

$$(3.4) \quad H = \left(\frac{\mu_0}{4\pi}\right) mr^{-3} \cos \lambda$$

Kentän kokonaisvoimakkuus saadaan laskemalla komponentit vektoraalisesti yhteen ja ottamalla itseisarvo:

$$(3.5) \quad B = \vec{B} = \sqrt{B(H)^2 + B(Z)^2} = \left(\frac{\mu_0}{4\pi}\right) mr^{-3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \lambda}$$

Paleomagnetismin kannalta GAD-malli on ehdottoman tärkeä, koska Maan mannerten muinaisten liikkeiden laskeminen perustuu siihen. Kenttäkomponenttien arvoja on määritetty jopa yli kolmen vuosimiljardin ikäisistä kivistä. Näytteiden muinaiset leveysasteet on saatu helposti geodynamon perusyhtälön 3.7 avulla, ja näistä voidaan edelleen laskea halutun mantereen latitudisuuntainen liike kiertyminen maantieteellisen navan suhteen. Pituusasteita GAD-hypoteesin mukaisesti kentästä ei voi ratkaista, koska malli olettaa kentän olevan pyörähdysymmetrinen. Hetkellisessä kentässä dipolikentän ja kokonaiskentän navat eivät käytännössä koskaan yhdy. Edellisiä kutsutaan geomagneettisiksi navoiksi, jälkimmäisiä taas vain magneettisiksi navoiksi tai paleomagnetismissa virtuaalisiksi navoiksi (*dip poles*). Dipolikentän navat sijaitsevat säännöllisesti Maan vastakkaisilla puolilla, kokonaiskentän navat taas eivät.

3.1 Testausmenetelmiä

GAD-hypoteesin testaamiseen on esitetty useita menetelmiä [Pesonen & Korhonen, 2008] [Evans *et al.*, 2010] [Pesonen *et al.*, 2010] **Korhonen et al.** luettelivat kahdeksan eri tapaa [Korhonen *et al.*, 2008]. Vanhin niistä perustuu magneettikentän ja ilmaston väliseen epäsuoraan yhteyteen. Testaukseen sopivia ovat ilmastoherkät sedimentit, joita muodostuu vain trooppisessa ympäristössä. Matalien leveysasteiden evaporiitit, koralliriuttakivet ja hiiliesiintymät ovat myös käytettävissä tutkimuksiin. Muinaisten koralliriuttojen remanentista magnetoitumasta laskettujen paleolatitudien on osoitettu vastaavan nykyisten koralliriuttojen leveysastejakaumaa, joka on lähes symmetrinen päiväntasaajan suhteen välillä $30^\circ N, S$. Vuonna 1964 **Edward Irving** määrittäi syvänmeren sedimenteistä Maan magneettikentän inkliinaation I ja kenttävoimakkuuden B . Hän vertasi tuloksia dipolimallin mukaiseen yhtälöön 3.6. Yhtälöissä λ on leveysaste, B_λ on intensiteetti leveysasteen funktiona ja B_e on intensiteetti päiväntasaajalla.

$$(3.6) \quad B_\lambda = B_e(4 - 3\cos^2\lambda)^{1/2}$$

Sedimenttien käyttöä paleomagneettisiin tutkimuksiin rajoittaa Kingin lain mukainen inkliinaation vääristyminen pieniä arvoja kohti [King, 1955]. Jo vuonna 1955 havaitulle ilmiölle on tarjottu useita selityksiä, kuten virheelliset napavaeluskäyrät, pysyvät zonaaliset multipolit ja havaintosarjojen rajoittuminen liian

lyhyelle aikavälille. **Cogné et al.** arvelivat Aasian laatan tapauksessa, että tektonisilla tapahtumilla, lähinnä Intian mannertörmäyksellä, on ollut vaikutusta tuloksiin [Cogné *et al.*, 1999]. Kent ja Smethurst esittivät madaltumisen syyksi, että mantereet olivat kivien muodostumisaikaan tavallisemmin matalilla kuin korkeilla leveysasteilla. Etenkin paleomagnetismin alkuvuosina runsaasti näytteitä kerättiin punaisista hiekkakivistä, joita muodostuu vain päiväntasaajan läheisyydessä. Koska $\tan I = 2 \tan \lambda$, pienistä inkliinaatioarvoista seuraa vielä pienempiä leveysasteen arvoja.

Kent ja Smethurst havaitsivat yleisesti, että GAD-teorian mukaiset inkliinaatiot täytyisi kertoa tekijällä 0.6, jotta tulokset olisivat yhtäpitävä paleotsooisista ja prekambrisista kivistä saatujen kanssa [Kent & Smethurst, 1998]. Lisäksi lähellä päiväntasaajaa erittäin nopea eroosio vääristää tuloksia. Absoluuttisten kenttävoimakkuuksien arviointi ei näistä syistä yleensä onnistu. Komponenttien arvot ovat kuitenkin huolellisen demagnetoinnin avulla määritettävissä. Ilmastotutkimuksilla päästään kurkistamaan kauemmas menneisyyteen kuin merellisen litosfäärin kivinäytteitä tutkimalla, koska merenpohja subduktoituu vaippaan jo ennen 200 vuosimiljoonan ikää. Tätä vanhempaa merellistä litosfääriä esiintyy vain hyvin rajatuilla alueilla.

Maan magneettikentän napaisuuden on havaittu kääntyvän epäsäännöllisin väliajoin, ja vertaamalla todellisia käännöstapahtumia simuloituihin dipolikentän polariteetin vaihdoksiin on voitu arvioida dipolimallin toimivuutta [Pesonen & Nevanlinna, 1981]. Yksikin epäsäännöllinen transitio, kuten 1.06 vuosimiljardin takainen siirtymä käänteisestä (R) polariteetista normaaliin (N), todistaa ei-dipolaaristen kenttien suuren merkityksen. Käännöstä edeltävän kentän inkliinaation suhde leveysasteeseen osoittautui tässä tapauksessa selvemmin GAD-hypoteesista poikkeava kuin käännöksen jälkeisen kentän. Niin sanotun jäännöskentän on havaittu muuttuvan keskeisdipolikentän kaltaiseksi kvadrupolivaiheen kautta: ensin Maan toiselle puolelle muodostuu tulevan polariteetin mukainen alkiodipoli ja myöhemmin toiselle puolelle toinen samankaltainen. Näiden yhdistyminen tuottaa likimain GAD-mallin mukaisen kentän.

Parhaiten napaisuuskäännökset ovat näkyvissä valtameren pohjien magneettisena raitaisuutena, jossa N - ja R -polariteetit vuorottelevat. Kuitenkaan merenpohjan näytteitä tutkimalla ei saada tietoa jurakautta varhaisemmista geomagneettisen kentän tapahtumista [McElhinny, 2004]. Esim. **Acton et al.** tutkivat Brunhesin normaalipolariteetikaudella (viimeisten 0.78 Ma:n aikana) muodostuneiden merenpohjan anomalioiden symmetrisyyttä, ja päätyivät tulokseen, jossa oktopoli on nolla ja kvadrupoli on $6.0 - 6.7 \pm 5.7\% : n$ GAD:ista [Acton *et al.*, 1996].

Muinaisten supermannerten, kuten Pangaeen, Rodinian ja Kenorlandin, sijainnit on perinteisesti laskettu GAD-hypoteesin mukaisilla malleilla. Niitä voidaan kuitenkin parantaa huomioimalla geomagneettisen kentän ei-dipolaariset termit, kuten **van der Voo** ja **Torsvik** tekivät Pangaeen tapauksessa [van der Voo & Torsvik, 2001]. Toisinaan tuloksia on saatu diabaasijuonista, jotka helposti tunnistettavina ja magneettisesti anomaalisina ulottuvat jonkin mantereen poikki jopa tuhansien kilometrien matkalla. Usein ne ovat muodostuneet vanhemman graniittisen kallioperän rakoihin, kuten Suomessa ja Pohjois-Amerikassa, ja ne voidaan ajoittaa joko radiometrisesti tai rakennegeologisin perustein [Pesonen, 1987]. Kun näytteenotto on leveysasteiden suhteen riittävän kattava, latitudin ja inkliinaation yhteys on laskettavissa ja verrattavissa geodynamon perusyhtälön

kuvaajaan. Menetelmä ei kuitenkaan toimi, jos vyöhykkeen suunta on lännestä itään ja täten näytteiden leveysasteet eivät vaihtelee. Tällöinhän tulokset sijoittuvat GAD-kentässä inkliinaation samanarvokäyrälle. Muotoanisotropian vääristävä vaikutus näkyy inkliinaatiossa enimmillään noin kymmenenä asteena ja sitä on lähinnä hyvin ohuissa merenpohjan juonikivissä [Coe, 1979].

3.2 Inkliinaatiojakaumaan perustuva menetelmä

M.E. Evans esitti inkliinaation jakauman leveysasteen funktiona viimeisten 600 vuosimiljoonan ajalle 1271 havainnon perusteella. Hän laski keskiarvot kullekin geologiselle kaudelle ja tulokset olivat karkeasti dipolimallin mukaisia [Evans, 1976]. Kuitenkin **Piper** ja **Grant** sekä **Kent** ja **Smethurst** löysivät selviä poikkeamia erityisesti paleotsooisen (542-251 miljoonaa vuotta sitten) ja mesotsooisen (251-65.5 Ma) maailmankauden havaintojen perusteella lasketuista magneettikentistä [Piper & Grant, 1989] [Kent & Smethurst, 1998]. Heidän aineistonsa vanhimmat näytteet ennustivat selvimpiä poikkeamia GAD-mallista. Teoria sopi kuitenkin paremmin havaintoihin, kun ulkoytimen osuus ytimen kokonaistilavuudesta oletettiin nykyistä suuremmaksi ja dipolikenttään lisättiin aksiaalinen oktopoli, jonka voimakkuus oli noin 25 % dipolista. Sen sijaan kuvasta 3.4 näkyy, että pelkkä 10 % dipolin voimakkuudesta oleva kvadrupolitermi ei mainittavasti muuttanut tuloksia, koska se on päiväntasaajan suhteen symmetrinen. Tämän termin etumerkillä ei siis ollut merkitystä. Kuitenkin jos oktopoli oli oletettu negatiiviseksi, eli samansuuntaiseksi kuin dipoli, inkliinaatio saavutti testeissä GAD-malliin verrattuna jyrkempiä arvoja. Sen sijaan positiivisesta oktopolista seurasi mainio yhteensopivuus havaintojen kanssa. Inkliinaatiojakauman kaava on johdettavissa geodynamon perusyhtälöstä 3.7:

$$(3.7) \quad \tan I = 2 \tan \lambda$$

Kun käytetään normaalin latitudin λ sijasta kolatitudia eli napakulmaa θ ,

$$(3.8) \quad \theta = 90^\circ - \lambda$$

saadaan inkliinaatio kutakin pyörimisakselin suuntaista multipolia kohden.

$$(3.9) \quad \tan I = \frac{-(1+n)P_n}{\partial P_n / \partial \theta}$$

Inkliinaation jakauma leveysasteen funktiona ei ole tasainen, koska geodynamon perusyhtälö ei ole lineaarinen ja Maan pallonmuotoisuus on otettava huomioon. Jos tilastollisesti merkitsevä määrä näytteitä on kerätty satunnaisista paikoista Maan pinnalta, noin 8.8 % tuloksista asettuu välille $0^\circ \leq I \leq 10^\circ$, mutta vain 5.7 % välille $80^\circ \leq I \leq 90^\circ$. Teoreettisen jakauman tulee olla vasemmalle vino, sillä pituuspiirit yhtyvät navoilla ja täten kahden leveyspiirin välinen pinta-ala on

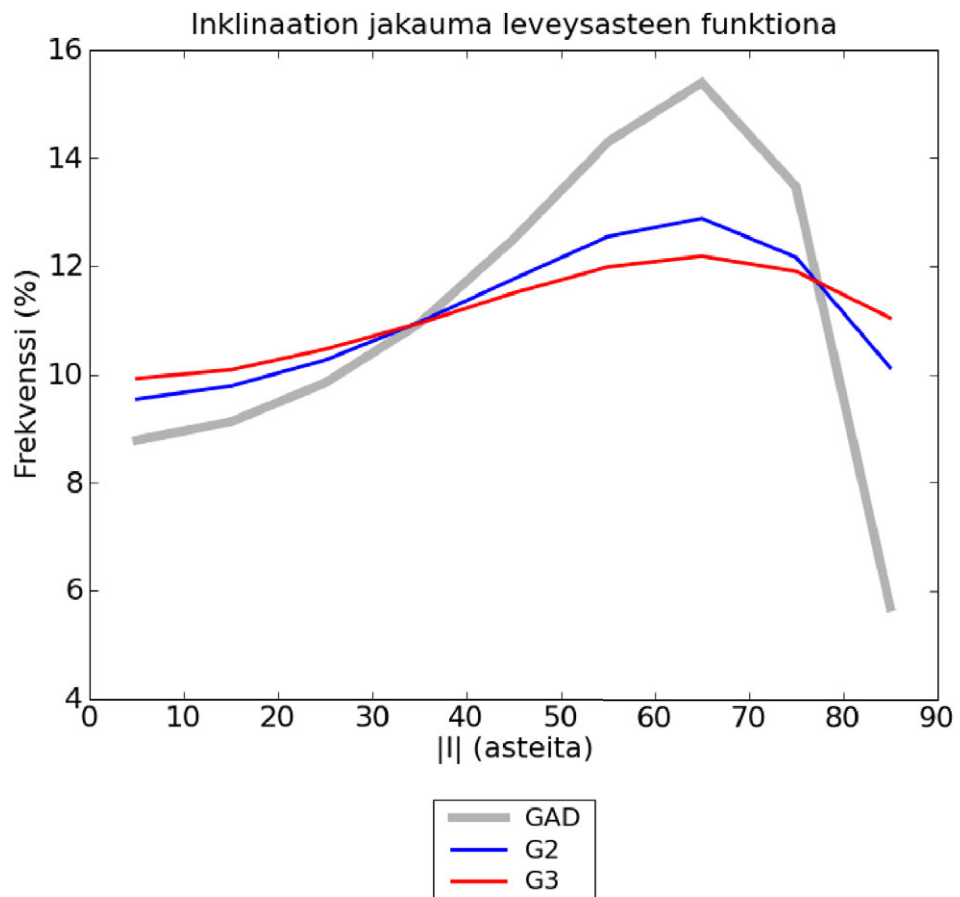
Taulukko 3.1: Dipolin, kvadrupolin ja oktupolin teoreettiset (analyttiset) inkliinaatiojakaumat.

intervalli	GAD (dipoli)	G2 (kvadrupoli)	G3 (oktupoli)
0° – 10°	8.78 (%)	9.54 (%)	9.92 (%)
10° – 20°	9.12 (%)	9.78 (%)	10.08 (%)
20° – 30°	9.84 (%)	10.26 (%)	10.46 (%)
30° – 40°	10.94 (%)	10.96 (%)	10.94 (%)
40° – 50°	12.50 (%)	11.76 (%)	11.50 (%)
50° – 60°	14.28 (%)	12.54 (%)	11.98 (%)
60° – 70°	15.38 (%)	12.88 (%)	12.18 (%)
70° – 80°	13.46 (%)	12.16 (%)	11.90 (%)
80° – 90°	5.70 (%)	10.12 (%)	11.04 (%)

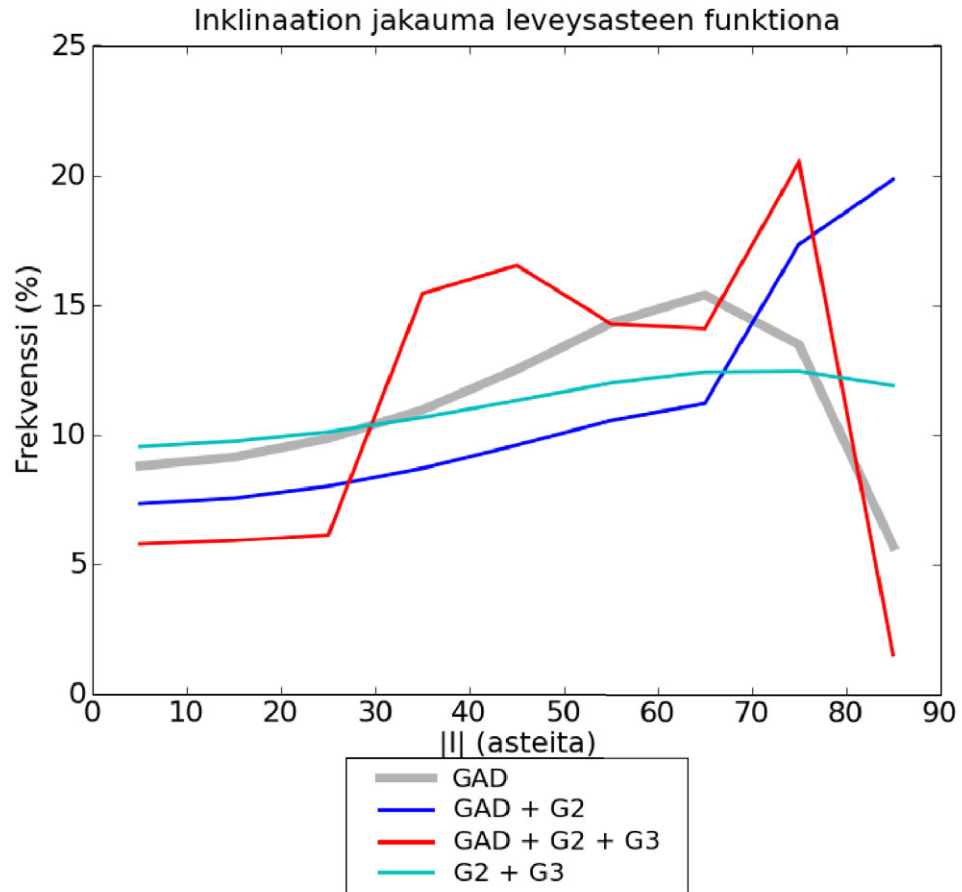
suurimmillaan päiväntasaajan tuntumassa [Merrill *et al.*, 1995]. Havaitun jakauman huippu poikkeaa teoreettisesta kvadrupolin, oktupolin ja korkeampien asteiden termien vuoksi. GAD-mallin mukaan jakauman mediaanin pitäisi olla kohdassa $\lambda = 49^\circ$, mutta havaintojen perusteella sille pätee $\lambda = 40^\circ$ [Grower, 2005]. Jos inkliinaation arvot on saatu ihmiskunnan ajalta peräisin olevista näytteistä, mitaukset ovat arkeomagneettisia. Niitä on käytetty globaalien *CALS3K*- ja *CALS7K*-mallien kokoamiseen. **De Santis** ja **Qamili** tutkivat näiden mallien perusteella, kuinka Maan magneettikenttä oli muuttunut viimeisten 7000 vuoden aikana. Jakson alkuvaiheissa dipolikentän voimakkuus pysyi melko tasaisena, mutta 1700 vuotta sitten dipoli alkoi heikentyä jyrkästi ja ei-dipolaariset kentät vahvistua [De Santis & Qamili, 2010].

Taulukko 3.1 esittää puhtaiden dipoli-, kvadrupoli- ja oktupolikenttien inkliinaatiojakaumia. Koska frekvenssien arvot ovat prosentteina ja summakenttiä ei laskea, kenttävoimakkuuksilla ei ole merkitystä näihin käyriin, vaan ainoastaan kenttien geometrialla. Jos tarkastelun kohteena olisivat kenttien superpositiot, kuten tässä tutkimuksessa myöhemmin tehdään, kenttien suuruudet toistensa suhteen olisi huomioitava. Kuvaajat osoittavat selvästi, että jakaumat muistuttavat yhä enemmän tasajakaumaa, kun napojen määrä lisääntyy. Syynä tähän on kentän keskiarvoistuminen. Olkoonpa voimakkuus mikä tahansa, sen hajonta paikan suhteen pienenee. Toisaalta Maan pallonmuotoisuudesta aiheutuva latitudiväliden pinta-alan vaihtelu aiheuttaa sen, että tietyt inkliinaation arvot ovat silti todennäköisempiä kuin toiset. Kuvasta 3.2 näkyy inkliinaation vaihtelu leveysasteen funktiona kolmen ensimmäisen asteen kentille.

Kent ja **Smethurst** keskiarvoistivat näytteiden parametrit jakamalla (*binning*) maanpinnan latitudi- ja longitudisuunnissa $10^\circ \times 10^\circ$ suuruisiin alueisiin. Heidän geologisiin kausiin perustuva jakonsa oli muuten samanlainen kuin Evansilla, mutta koko prekambri oli pilkottu 50 Ma:n pituisiin jaksoihin. Havaintojen mukaan kenotsooisella ajalla kenttä oli GAD-hypoteesin mukainen, mutta tämä johtui lähinnä näytteenottoaikojen tasaisesta jakautumisesta, joka kompensoi ajanjakson lyhyyttä. Satunnaisten mannerliikuntojen aiheuttama paleomagneettisten napojen keskiarvoistuminen ei vaikuttanut tulokseen niinkään paljon. Paleotsooisista ja prekambrisista näytteistä valtaosa oli peräisin Euroopasta ja Pohjois-Amerikasta, kun taas entisen Gondwana-mantereen osat olivat aliedustettuina.



Kuva 3.2: Puhtaan dipolikentän (GAD), kvadrupolikentän (G2) ja oktupolikentän (G3) inklinaatioiden latitudijakaumat. Luokkien frekvenssit ovat taulukossa 3.1.



Kuva 3.3: Neljä mallia Maan magneettikentälle. Ne on piirretty 10000 havainnon simulointiin perustuen. Kvadrupoli (G2) ja oktopoli (G3) ovat kumpikin voimakkuudeltaan puolet (50 %) dipolista (GAD). Mallissa 1. pelkkä GAD. Malli 2 (GAD + G2) ei vastaa havaintoja, sillä paleomagneettiset tutkimukset eivät osoita vääristymää suurten inklinaatioiden suhteen. Malli 3 (GAD + G2 + G3) kuvaa kaksihuippuista jakaumaa. Tällaisia on havaittu joidenkin kratonien inklinaatioissa. Malli 4 kuvaa laakeaa, lähes tasaista I :n jakaumaa. Sellaista ei ole vielä minkään alueen inklinaatioissa havaittu. Napaisuuskäännösten aikaan dipolikenttä on toki hyvin heikko, mutta jopa oktopolia korkeampiasteiset kentät voivat olla niin vahvoja, että tällainen malli olisi tilanteen kuvaamiseen riittämätön.

Aineiston puutteellisuuden vuoksi todisteet GAD-mallin toimivuudesta tai toimimattomuudesta eivät siksi ole aukottomia [Kent & Smethurst, 1998].

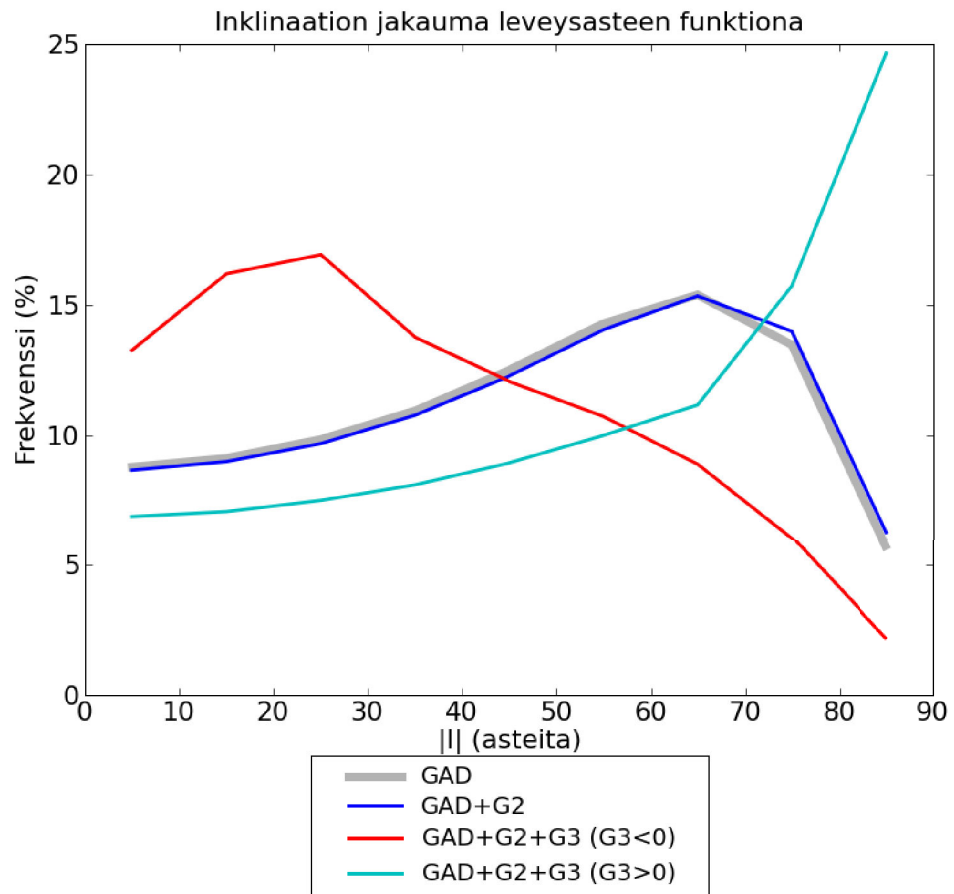
Bloxham hylkäsi numeerisen mallinsa perusteella Kentin ja Smethurstin oletuksen, jonka mukaan sisäytimen tilavuuden kasvu 1-2 vuosimiljardia sitten aiheutti voimakkaita ei-dipolaarisia ilmiöitä silloiseen geomagneettiseen kenttään. Hänen käytössään oli yhteensä 3655 mittausta aikaväliltä 0-250 Ma ja 3503 näytettä varhaisemmilta jaksoilta, osa niistä jopa prekambriselta ajalta yli 542 Ma:n takaa. Vain alkuperäistä termistä remanenttia magnetoitumaa edustavat mittaukset oli otettu huomioon, jotta sekundääriset ilmiöt, kuten detritaalin (*DRM*) ja kemiallinen (*CRM*) remanenssi, eivät olisi vääristäneet tuloksia. Bloxhamin mukaan välin 0-250 Ma havaintojen perusteella inkliinaation mediaani oli kohdassa 48° , mutta varhaisempien näytteiden perusteella selvästi matalammalla leveysasteella 30° . Käytetty globaali paleomagneettinen tietokanta antoi kaikkien havaintojen mediaanille arvon 40° [Bloxham, 2000].

Bloxhamin havaitseman ns. inkliinaatiovirheen selitykseksi on esitetty lateraalista lämpövuon vaihtelua ytimen ja vaipan rajapinnalla (*CMB = core-mantle boundary*). Tämä ilmiö pystyy aiheuttamaan pysyvän oktopolaarisen kentän, joka saattaa olla nykyisin yhtä voimakas kuin ennenkin. GAD-hypoteesin näennäinen toimivuus ja oktopolin heikkous viimeisten 250 vuosimiljoonan aikana onkin luultavasti seuraus siitä, että aikaväli on keskimääräisen geomagneettisen kentän laskentaan liian lyhyt. **McElhinny** toisaalta olettaa GAD-mallin olevan pätevä jopa 400 vuosimiljoonan taakse asti, ja hänen mukaansa hypoteesit oktopolin olemassaolosta perustuvat ajallisesti ja paikallisesti epätasaisen näytteenoton aiheuttamiin harhakäsityksiin [McElhinny, 2004].

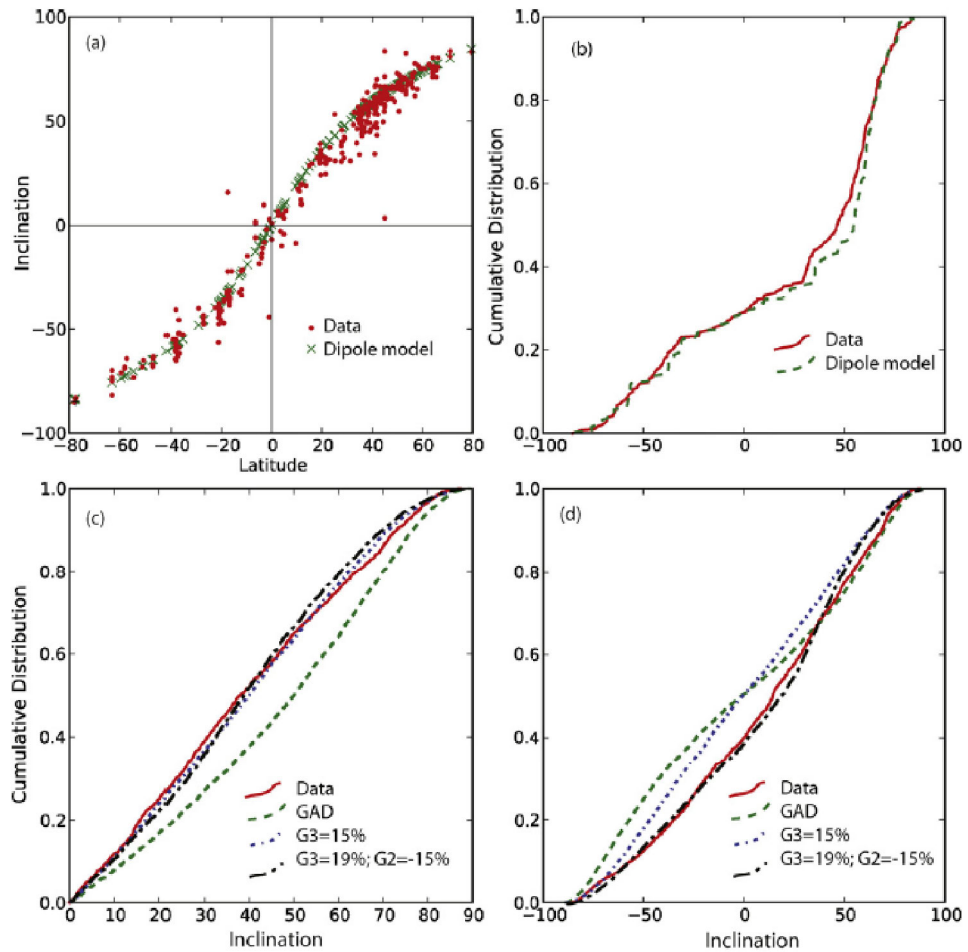
Tauxe ja **Kodama** osoittivat, että paleomagneettisten napojen oletetut sijainnit muuttuvat selvästi, kun dipolikenttään lisätään oktopolaarinen komponentti, joka on noin 20 % GAD:ista. Lähtökohtana heillä olivat USA:sta Minnesotan Keweenawaanin 1.1 miljardia vuotta vanhoista laavoista saadut tulokset ja vertailukohtina liitukauden suurista magmaprovinssista (*LIP = Large Igneous Provinces*) tehdyt mittaukset. Prekambrisia ne eivät olleet, vaan kivistä vanhimmat olivat liitukaudelta. Keweenawaanin havainnot jakautuivat kahteen ryhmään, joista ensimmäisessä inkliinaatiot olivat jyrkempiä kuin toisessa. Hematiitti antoi suurempia arvoja kuin magnetiitti [Tauxe & Kodama, 2009]. **Pesonen** ja **Nevanlinna** havaitsivat, että ilmiö voi selittyä kahdella oskilloivalla dipolilla [Pesonen & Nevanlinna, 1981].

Tauxe ja Kodama tekivät sovituksia myös Färsaarten aineistoon. Havainnot edellyttivät aksiaalista oktopolia, jonka voimakkuus olisi 0-30 % dipolista ja suunta käänteinen dipoliin nähden. Osoittautui myös, että havaintojoukon venymän (*elongation*) ja inkliinaation välistä riippuvuutta (E-I) voidaan käyttää sedimenttiperäisen inkliinaatiovirheen korjauksiin viimeisten 5 vuosimiljoonan aikaisille havainnoille. Huomattavaa oli, että *I* ja *I*:n kertymäfunktiot antoivat ristiriitaisia tuloksia. Lopulta Kentin ja Smethurstin tulokset, joissa G2 oli 10 % ja G3 oli 25 % GAD:ista, hylättiin aivan vääräsuuntaisina. Inkliinaation kumulatiiviseen jakaumaan sopivimmat kertoimet olivat G2 = 19 % ja G3 = 15 %.

Tässä tutkielmassa korkeampien asteiden kentät on aiempien tutkimusten tapaan jätetty huomiotta, koska ne ovat pieniä ja vaikeasti mallinnettavia. Kuvan 3.1 esittämät teoreettiset käyrät pohjautuvat 10000 teoreettisen (simuloidun) havain-



Kuva 3.4: Kentin ja Smethurstin malli ($GAD + G2 + G3$) ($G3 < 0$) Maan magneetikentälle. Dipolin kanssa samansuuntainen oktupoli ($G3$), voimakkuudeltaan 25 % GAD :ista, aiheuttaa huomattavasti suuremman poikkeaman dipolista (GAD) kuin kvadrupoli ($G2$), joka on ainoastaan 10 % GAD :ista. Vahvasta oktupolaarisesta komponentista seuraa inkлинаatiojakauman painottuminen matalia arvoja kohti varsinkin, jos kvadrupoli on samaan aikaan heikko tai olematon. Jos oktupolin merkki vaihdetaan, tulos on $GAD + G2 + G3$) ($G3 > 0$). Korkeat inkлинаatiot ylikorostuvat niin vahvasti, että malli ei kuvaa mitään havaittua inkлинаatiojakautumaa.



Kuva 3.5: Tauxen ja Kodaman testitulokset GAD-hypoteesille. **a)** Inklinaation ja leveysasteen välinen riippuvuus (klassinen $\tan I = 2 \tan \lambda$ -testaus) 0-5 vuosisilmioonan ikäisten inklinaatioarvojen perusteella. **b)** Osan a) havaintojen kertymäfunktio. **c)** I :n kertymäfunktio, joka perustuu yli 250 Ma vanhoihin havaintoihin, sekä kaksi teoreettista mallia. **d)** Muuten sama kuin c), mutta inklinaation etumerkki on huomioitu. Selvästikin oktupolilla on suuri merkitys mallien toimivuuden kannalta.

non joukkoon. Tämä on riittävän suuri, jotta havaintopisteiden luonnollinen vaihtelu katoaa keskiarvoistuksella. Esimerkiksi vain 100 havaintoon perustuvat ei-dipolaaristen kenttien kuvaajat näkyvät portaittaisina murtoviivoina, koska yksittäisten arvojen vaikutus lopputulokseen on suurempi. Globaalin dipolimallin testaukseen tarvittavan paleomagneettisen datan määrän täytyy olla riittävän suuri, mieluiten nelinumeroinen luku.

3.3 Jakaumien χ^2 -testaus

Havaintujen ja teoreettisten jakaumien vertailussa Pearsonin χ^2 -testaus eli khiin neliötestaus on yksi käytetyimpiä menetelmiä. Sitä voidaan käyttää myös kahden eri muuttujan välisen riippumattomuuden osoittamiseen. Tässä tutkielmassa testauksen lähtökohtana on aina nollahypoteesi, joka olettaa GAD:in toimivaksi. Vaihtoehtoinen hypoteesi puolestaan hylkää GAD:in. Testauksessa käytettävän datan täytyy noudattaa diskreettiä jakaumaa [Milton & Arnold, 1998]. Niinpä jatkuvana suurena I vaatii luokittelua, ja 10 asteen luokkakoko asettaa vapausasteiden määräksi 8. Luokkien havaintujen ja teoreettisten frekvenssien erojen perusteella määritetään arvo testisuurelle X^2 yhtälön 3.10 mukaan. Kaavassa n on luokkien lukumäärä, H_i on havaittu frekvenssi ja T_i on teoreettinen GAD-mallin mukainen frekvenssi.

$$(3.10) \quad X^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(H_i - T_i)^2}{T_i}$$

Osoittajan neliöinti takaa sen, että positiiviset ja negatiiviset residuaalit mallijoukon ja havaintojoukon välillä eivät kumoa toisiaan laskennassa. χ^2 -testin hyödyntämistä rajoittaa vaatimus riittävän suurista luokista ja frekvenssien absoluuttisuudesta. Minkään luokan havaintojen määrä ei saa olla nolla ja korkeintaan 20 %:lla luokista se saa alittaa arvon 5. Testisuure X^2 on kullekin välille erikseen laskettujen arvojen summa ja sen arvoa on tässä tutkimuksessa verrattu 8 vapausasteen kriittiseen arvoon. Tämä kriittinen χ^2 -arvo on 5 %:n riskitasolla 15.507, 1 %:n riskitasolla 20.090 ja 0.001 %:n riskitasolla 26.125 [Milton & Arnold, 1998]. Olipa χ^2 -testisuureen arvo mikä tahansa, p-arvo on laskettavissa numeerisella integroinnilla χ^2 -jakauman todennäköisyysfunktioista. Tulos kuvaa todennäköisyyttä sille, että jakauma tuottaa nollahypoteesin mukaisen tuloksen. Riippuu tutkitavasta kohteesta, kuinka suurella kriittisellä arvolla nollahypoteesi yleensä katsotaan päteväksi.

Mitä selvemmin testisuureen arvo ylittää riskitason kriittisen arvon, sitä perustellummin voidaan olettaa, että nollahypoteesi kumoutuu. Tässä tutkimuksessa inkliinaatiojakaumille on laskettu testisuureen arvot useimmiten, kun luokkakoko on sen sallinut. Testaus edellyttäisi periaatteessa havainnoilta riippumattomuutta, mutta siitä ei ole takeita, koska monilta mantereilta tuloksia on saatu geologisesti samankaltaisilta vyöhykkeiltä. Jotkin jakaumat poikkeavat GAD:ista jopa silmämääräisesti niin paljon, että testausta ei välttämättä tarvitsisi tehdä. Tässä tutkielmassa se on kuitenkin yhdenmukaisuuden ja vertailukelpoisuuden vuoksi tehty kaikille tilastollisesti merkitseville jakaumille.

3.4 Havaintojen ja mallinnuksen virhelähteitä ja rajoitteita

Dipolimallin testauksen kannalta inkliinaatio on kentää suuntaa kuvaavista suureista hyödyllisempi, koska GAD:issä $D = 0$ ja toisaalta deklinaation arvot ovat toisinaan hyvin epäluotettavia ja herkkiä pienillekin muutoksille. Tämä aiheutuu siitä, että D on huonosti määritelty singulariteettiensa, siis magneettisten napojen, ympäristössä. Jos dipolin sijasta tarkastellaan kvadrupolia, inkliinaation mitausvirhe saavuttaa maksiminsa korkeammilla leveysasteilla (30°) kentän antisymmetrisyyden vuoksi. Termien g_2^1 ja h_2^1 summakentällä on nimittäin solmukohdat navoilla sekä päiväntasaajalla. Mallinnusta kuitenkin helpottaa se, että ei-dipolaaristen Gaussin kertoimien ajallinen vaihtelu noudattaa varsin hyvin normaalijakaumaa ainakin viimeisten 5000 vuoden aikana [Walker & Backus, 1996].

Palloharmonisessa analyysissä tehty oletus Maan keskipisteessä sijaitsevista Gaussin kertoimien mukaisista lähteistä on puhtaasti matemaattinen ja epäfysikaalinen, koska magneettikenttää ei muodostu sisäytymässä. Samaa kenttää voidaan kuvata kahdella eri mallilla, jotka antavat aivan saman tuloksen. Esimerkiksi keskipisteestä poikkeutettu dipolikenttä sekä keskeisdipolin ja korkeampien multipolien summakenttä voivat olla yhtä päteviä malleja. Laajojen paikallisten anomalioiden, kuten viime vuosisatoina kasvaneen Siperian positiivisen anomalian, sisällyttäminen malleihin on ongelmallista, koska alueen kokoa vastaavat aallonpituudet eivät vaimene kovin nopeasti alueen ulkopuolella. Ongelma on analoginen yksiuotteisessa Fourier-analyysissä esiintyvän *ringing*-ilmiön kanssa [Campbell, 1997].

Geomagneettisissa satelliittimittauksissa vaaditaan hyvin tarkkaa tietoa mittalaitteen sijainnista. Jotta 30 000 nT:n vahvuisen kentän komponentit voitaisiin erottaa *MAGSAT*:in tarkkuudella 6 nT, satelliitin paikka täytyisi tuntea 2×10^{-4} radiaanin eli 40 kaarisekunnin tarkkuudella. Globaalien tarkastelujen kannalta maanpäällisissä mittauksissa ongelmana on Maan meri- ja manneralueiden epätasainen jakautuminen, sillä yli 2/3 maamassasta on pohjoisella pallonpuoliskolla. Lisäksi useiden magneettisten observatorioiden mittauksiin vaikuttavat voimakkaat paikalliset anomaliakentät. Avaruudesta tapahtuvan kartoituksen kannalta vain maantieteellisesti laajajhot magneettiset anomaliat ovat merkityksellisiä, sillä korkeus toimii alipäästösuodattimena. Esimerkiksi Quebecissä sijaitseva juonikivien aiheuttama 25 metrin laajuinen ja peräti 10 μT :n vahvuinen anomalia ei ole havaittavissa satelliittien kiertoradoilta [Backus *et al.*, 1996].

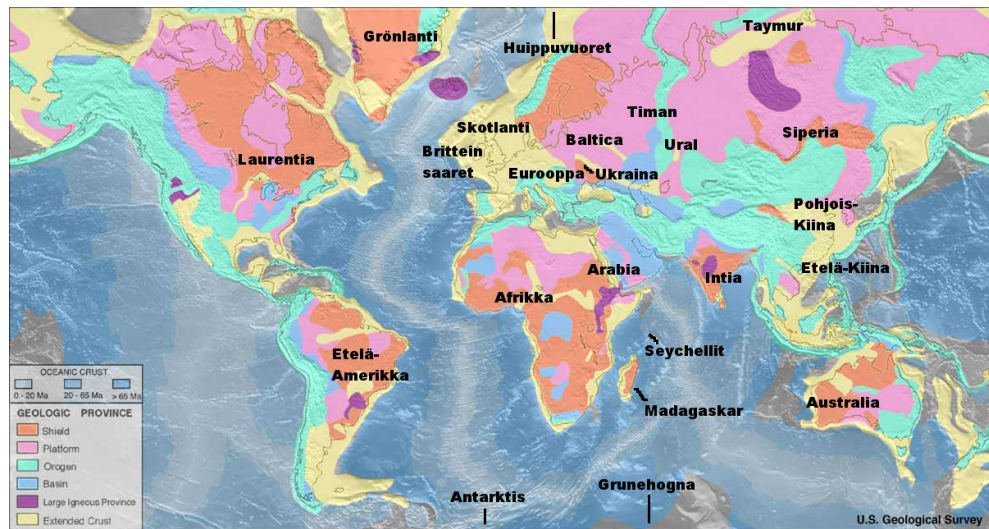
Luku 4

Inkлинаatiojakaumat mantereiden mukaan

Yksi luotettavimpia tapoja GAD-hypoteesin pätevyyden arviointiin perustuu inkлинаation jakaumaan leveysasteen funktiona. Tarkkaan ottaen kyse on inkлинаation itseisarvon, siis I :n jakaumasta, mutta tässä työssä puhutaan yksinkertaisuuden vuoksi vain inkлинаatiojakaumista. Testauksen täytyy kuitenkin pohjautua sekä ajallisesti että paikallisesti kattavaan mittaussaineistoon. Tätä tutkimusta varten käytössä oli Helsingin yliopiston paleomagneettinen tietokanta, jonka aineisto on koottu käsityönä suomalaisista ja ulkomaisista vertaisarvioituista artikkeleista. Tietokannassa on yli 2800 havaintoa kaikkiaan 24:lta mantereelta, joista osa on entisiä, osa nykyisiä. Manner ei tässä tarkoita samaa kuin maanosa, vaan se on määritelty tektonisin perustein alueeksi, jonka kuori ei ole merellistä. Niinpä esimerkiksi Huippuvuoret on tämän kriteerin perusteella manner, mutta Islanti ei ole, koska se on muodostunut kokonaan nuoresta merellisestä litosfääristä [Sigmundsson & Sæmundsson, 2008].

Prekambriset kilvet ovat mantereiden sisällä olevia stabiileja geologisia blokkeja. Ne voivat koostua nykyisin toisissaan kiinni olevista kratoneista, joita usein reunustavat orogeeniavyöhykkeet, kuten Fennoskandian tapauksessa. Kratonit, kuten Kuola ja Karelia Baltican kilvellä, ovat voineet olla meso- ja paleoproterotsooisella ajalla kokonaan toisistaan erillään ehkä osana ns. superkratonia. Näin esim. Karelia saattaa olla kuulunut Superior-provinsin kanssa Superia-superkratoniin [Bleeker *et al.*, 2006] Tässä työssä kratoneita ei kuitenkaan esitetä omina mantereinaan vaan kunkin kilven kratonit kuuluvat nimenomaan mantereeseen. Esimerkiksi Laurentia sisältää Slave-, Superior- ja Wyoming-kratonit yhdessä. Tietokannan maantieteellisesti laajimpia mantereita ovat Afrikka ja Laurentia, suurimpia taas Grunehogna ja Seychellit. Sijainnit on esitetty kartassa 4.1. Orogenioiden värittämän Euroopan osalta yhtenäisen kratonin käsite on hieman epäselvä, joten kaikki selvärajaisten geologisten yksiköiden ulkopuoliset havainnot on koottu yhteen *Europe*-tiedostoon. kuten Yleensä kratonien vanhimmat havainnot ovat kilpialueilta, kun taas nuorempia näytteitä on saatu sedimenttipeitteisiltä platformeilta.

Tutkimuksen aluejako ei täysin noudata geologisten provinssien rajoja, mutta sillä ei ole suurta merkitystä, koska lopulliset johtopäätökset on joka tapauksessa tehtävä globaalin aineiston perusteella. Tilastolliset tunnusluvut on laskettu ja data on luokiteltu kratoneille, joilta on käytössä ainakin kymmenen havaintoa. Lisäksi mallin yhteensopivuutta GAD:in kanssa on testattu, mikäli datajoukon suuruus ja laatu ovat sen sallineet. Havaintojen laadun mittana on käytetty tilas-



Kuva 4.1: Mantereet, joiden paleomagneettiseen dataan tämä tutkimus perustuu. Toiset ovat lähes puhtaasti kilpialueita, toiset taas sedimenttipeittoisia. Orogeenioita ja niiden lähiseutuja on kuitenkin vältetty, sillä manntörtmäykset muuttavat kenttäkomponenttien arvoja usein odottamattomalla tavalla. Nykyisistä maanosista prekambriksen kallioperän osuus on suurin Afrikassa, pienin taas Euroopassa. Karttapohja: *U.S. Geological Survey*.

tollisista parametreista määritettyä **van der Voon** kokonaislukumuotoista AV-kriteeriä (0-6), jossa 0 on huonoin ja 6 paras [van der Voo, 1993]. Lasketut teoreettisten jakaumien kuvaajat perustuvat simuloituihin datajoukkoihin, joiden suuruudet ovat samoja kuin havaintoaineiston laajuus. Satunnaisvaihtelun vuoksi simulaatiodatan generointi saattaa tuottaa eri kerroilla hieman erilaisia jakaumia, mutta erot ovat mitättömiä aineiston laajuuteen nähden. Oktupolikomponentti (G_3) on kaikissa jakaumissa samanmerkkinen kuin GAD, koska erimerkkisenä se ei sopisi matalien inkliinaatioiden hallitsemiin datajoukkoihin.

Vähiten havaituille kratoneille (*Pienet kratonit*) on laskettu yhteinen tiheysjakauma. Alueet on esitetty kuvassa 4.1 sekä taulukossa 4.1. Mitään suodatusta ei ole tehty, vaan jakaumiin on sovitettu mallit raakadatan perusteella. Näin on mahdollista päätellä, mitkä kratonit ovat sellaisenaan hyviä globaalin mallinnuksen kannalta. Tiheysjakaumien sijasta olisi voitu piirtää Bloxham-tyyppisiä [Bloxham, 2000] kumulatiivisia jakaumia, mutta niistä on vaikeampi silmämääräisesti arvioida inkliinaation sijoittumista eri latitudiväleille. Piirretyt histogrammit on selvytyden vuoksi sijoitettu luvun loppuosaan siinä järjestyksessä, kuin ne esiintyvät teksteissä. Poikkeuksina ovat kaksi laajimmin kartoitettua mannterta, Baltica ja Laurentia, joiden aineistojen avulla on tutkittu myös magneettikentän napaisuuden ja inkliinaation etumerkin vaikutusta jakauman muotoon.

4.1 Manner 1: Intia

Intian niemimaalta käytössä oli kaikkiaan 122 mittaustulosta. Kaikki ovat prekambriasia, sillä nuorimman ikä on 550 miljoonaa vuotta (Ma). Keski-ikä on

Taulukko 4.1: Tutkimuksessa käytetyt mantereet.

Alue	geologiset yleispiirteet ja näytteiden sijainti
Afrikka	Prekambrinen, koostuu useista kilvistä ja niiden välisistä platformeista. Suurin osa näytteistä Kalahari-Kapvaalin alueelta. Etelä-Afrikka yliedustettuna.
Antarktis	Poimuvuoristoa lännessä, prekambrinen itäosa.
Arabia	Pääosin prekambrinen, etelässä poimutusta, aiemmin osa Afrikkaa, puhutaan Arabian-Nubian kilvestä.
Australia	Vanhin kallioperä lännessä, kulunutta vuoristoa idässä. Näytteet pääosin laakeasta keskiosasta.
Baltica	Itä-Euroopan kratoni, sisältää platformeja sekä mm. Fenoskandian kilven. Tutkimustuloksia mm. Kuolasta ja Karjalasta.
Brittein saaret	Melko tasaiset eteläosat tektonisesti yhteneviä Luoteis-Euroopan manneralueen kanssa.
Etelä-Amerikka	Amazonian kratoni pohjoisessa, Andien orogenia lännessä. Näytteet lähinnä Brasiliasta ja Guyanasta.
Etelä-Kiina	Pohjoisosaa nuorempi, sijaitsi aiemmin toisella mannerlaatalla.
Eurooppa	Monimutkainen alpiininen orogenia etelässä, vanhempia alueita pohjoisessa ja idässä. Tulokset Ranskasta ja Kaukasukselta.
Grönlanti	Enimmäkseen Kanadan kilven prekambria magmakiviä.
Grunehogna	Arkeinen alue Itä-Antarktiksella, irronnut afrikkalaisesta Kapvaalin kratonista.
Huippuvuoret	Prekambria vyöhykkeitä ja nuorta kiviainesta lähekkäin.
Intia	Hyvin säilynyt kratoni maailman suurimman orogenian eteläpuolella. Jakautuu pienempiin geologisesti erilaisiin alueisiin, joilta kaikilta useita tuloksia.
Laurentia	Kratoni Pohjois-Amerikassa Kalliovuorten itäpuolella ja Appalakkien länsipuolella. Laajin ja alueellisesti tasaisin datajoukko.
Madagaskar	Afrikan itäpuolinen mikromanner.
Pohjois-Kiina	Kratoni ulottuu itärannikolta lännen vuoristoalueiden lähelle.
Seychellit	Prekambrista kiviainesta, irtosi Gondwanamantereesta samaan aikaan kuin Intia.
Siperia	Arkeista aluetta Baikäljärveltä Jäämerelle saakka.
Skotlanti	Kaledonisen orogenian (440-490 Ma) poimuvuoristoja, mutta pohjoisessa myös prekambria alueita.
Tarim	Luoteis-Kiinassa, koostuu metamorfisesta pohjasta ja Nanhuan sedimenteistä.
Taymur	Niemimaa Pohjois-Siperiassa kilpialueen pohjoispuolella.
Timan	Uralin länsipuolinen alue, platformi Itä-Euroopan kratonin reunalla.
Ukraina	Platformien rajaama kilpialue Itä-Euroopan kratonin lounaisosassa.
Ural	250-300 Ma vanha vuorijono, muodostui Siperian ja Baltican törmäyksessä. Havainnot hyvin pieneltä orogenian ulkopuoliselta alueelta.

Taulukko 4.2: Intian inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	24 (19.7 %)	10 (8.20 %)	19.6
10° – 20°	10 (8.20 %)	12 (9.84 %)	0.333
20° – 30°	15 (12.3 %)	12 (9.84 %)	0.333
30° – 40°	16 (13.1 %)	12 (9.84 %)	0.333
40° – 50°	19 (15.6 %)	16 (13.1 %)	0.5625
50° – 60°	10 (8.20 %)	18 (14.8 %)	3.56
60° – 70°	7 (5.74 %)	18 (14.8 %)	6.72
70° – 80°	9 (7.38 %)	16 (13.1 %)	3.0625
80° – 90°	12 (9.84 %)	8 (6.56 %)	2
yhteensä	122 (100 %)	122 (100 %)	36.51

1506 Ma ja vanhimpia ovat Singhbhumin deformatuneet hematiittipitoiset jaspiskivet 3150 Ma:n takaa [Das *et al.*, 1996]. Näytteistä lähes 2/3 on peräisin myöhäisarkeiselta Dharwarin alueelta maan eteläosasta. Tämän seudun litologia edustaa Gondwanamannerta hyvin monipuolisella tavalla, vaikka kivistä useimmat ovatkin metamorfoituneita. Jäljet prekambriesta kallioperästä ovat selvimminkin poispeyhyntyneet vain 70 Ma:n ikäisten Deccanin laakiobasalttien alueelta maan länsiosasta [Pati *et al.*, 2007].

Nuorimmat tulokset ovat kvartsiitista ja hiekkakivestä, vanhimmat puolestaan charnockiiteista, jotka ovat hypersteenipitoisia graniitteja. Keski-Intian Budelkhandista tuloksia on 21, Itä-Intiassa sijaitsevasta Singhbhumista taas kahdeksan. Rajashanin seitsemän tulosta sijoittuvat 730-761 Ma:n ikäisinä ajallisesti hyvin pienelle välille. Yhden näytteen iästä ei ole tarkkaa tietoa. Hajanäytteet jakautuvat Bastarin (2), Itä-Ghatsin (2) ja Tamil Nadun (1) kesken. Keskiarvo on 38.8° ja mediaani 38.0°. Intia on tutkimuksen ainut manner, jolla välin $80^\circ \leq I \leq 90^\circ$ frekvenssi on suurempi kuin GAD-jakaumassa, mutta toisaalta myös aivan matalimpien inkliinaatioiden osuus on huomattavan kokoinen. Suure I jakautuu latitudiväleille taulukon 4.2 mukaisesti. Kuvassa 4.6 mallisovitus $GAD + G2 + G3$ asettuu sopivasti jakauman huippujen ja pohjien väliin, vaikka sen käyrä onkin huomattavasti tasaisempi kuin kokeellinen jakauma.

4.2 Manner 2: Etelä-Kiina

Tutkimuksessa käytetyt Etelä-Kiinan kratonilta kootut havainnot painottuvat prekambriksen ajan loppupuolelle. Nuorin näyte on Dengyingistä 547 Ma:n takaa ja vanhimmat jakautuvat 1350 Ma:n ikäisinä useiden kiviyksiköiden (Dawokeng, Dayanping, Shicaohe, Songziyuan ja Taizi) kesken. Keski-ikä on 865 Ma, eli huomattavasti vähemmän kuin Intian kivissä. Etelä-Kiinan sedimenttivalentainen data on heikkolaatuisempaa kuin Intian: vain 10 havaintoa 28:stä täyttää kriteerin $AV \geq 3$. Datan luokittelussa ja suureen I frekvenssijakauman laskennassa vertailukohtana on jälleen teoreettinen dipolikentän mukainen I :n jakauma. Etelä-Kiinan tuloksista saatu I :n keskiarvo on 43.0° ja mediaani 52.3°. Arvot ovat lähempänä GAD-hypoteesin mukaisia kuin Intian laajemmassa ja korkeampilaa-

Taulukko 4.3: Etelä-Kiinan inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	2	7.14	8.78
10° – 20°	6	21.4	9.12
20° – 30°	1	3.57	9.84
30° – 40°	1	3.57	10.94
40° – 50°	2	7.14	12.50
50° – 60°	12	42.9	14.28
60° – 70°	1	3.57	15.38
70° – 80°	2	7.14	13.46
80° – 90°	1	3.57	5.70

Taulukko 4.4: Pohjois-Kiinan inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	13	19.7	8.78
10° – 20°	14	21.2	9.12
20° – 30°	7	10.6	9.84
30° – 40°	10	15.2	10.94
40° – 50°	7	10.6	12.50
50° – 60°	4	6.06	14.28
60° – 70°	5	7.58	15.38
70° – 80°	6	9.09	13.46
80° – 90°	0	0.0	5.70

tuisessa havaintojoukosta lasketut, vaikka jakauman muoto poikkeakin huomattavasti dipolimallin mukaisesta käyrästä. χ^2 -testausta ei jakaumalle voi luokkakokojen pienuuden vuoksi tehdä. Tulokset näkyvät taulukossa 4.3 ja kuvassa 4.7.

4.3 Manner 3: Pohjois-Kiina

Pohjois-Kiinan dataa dominoivat matalat inkliinaatiot. Yhteensä 68 havainnon joukossa suurin I :n arvo on 75.3°. Keskiarvo on 31.7° ja mediaani vain 28.4°. Puolet havainnoista toteuttaa ehdon $AV \geq 3$. Vanhimmat näytteet ovat Pohjois-Qianxin ja Qian'anin 2 vuosimiljardin ikäisistä metamorfisista kivistä [Piper & Jiasheng, 1999]. Huomattava osa tuloksista on kuitenkin keski- (1600-1000 Ma) ja myöhäisproterotsooisista (1000-542 Ma) sedimenteistä. Koko Pohjois-Kiinan data jakautuu luokkien kesken taulukon 4.4 näyttämällä tavalla. Koska 22.2 %:lla luokista (2:lla 9:stä) frekvenssi alittaa arvon 5, χ^2 -testausta ei ole tällekkään jakaumalle suoritettu. Toisin kuin Etelä-Kiinan havainnot, Pohjois-Kiinan datajoukko on melko hyvin kuvattavissa dipolin, kvadrupolin ja oktupolin summan avulla kuvan 4.8 osoittamalla tavalla.

Taulukko 4.5: Euroopan inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	3	9.38	8.78
10° – 20°	3	9.38	9.12
20° – 30°	3	9.38	9.84
30° – 40°	8	25.0	10.94
40° – 50°	7	21.9	12.50
50° – 60°	6	18.8	14.28
60° – 70°	2	6.25	15.38
70° – 80°	0	0.00	13.46
80° – 90°	0	0.00	5.70

4.4 Manner 4: Eurooppa

Euroopan varsin kirjava havaintojoukko jakautuu lähes tasan keski- ja myöhaisproterotsooisen ajan kesken. Nuorimmat tulokset ovat luoteisranskalaisen Cadomia-Armorican massivin ryoliiteista. Vanhimmat näytteet ovat puolestaan Neuvostoliitosta Kaukasuksen vuoriston gneisseistä ja ne edustavat Sciphean geologista yksikköä. Euroopan vain 32 havainnon joukkoon kuuluu tuloksia Tšekkoslovakian variskilaisista sedimenteistä, Barrandian porfyryriteistä, Saint Quayn dioriiteista ja jopa Jerseyyn juonikivistä. Inkliinaatiojakauma on taulukossa 4.5. Tässäkään tapauksessa χ^2 -testaus ei ole mahdollinen, koska havaitun jakauman oikeassa laidassa on liian vähän tuloksia. Inkliinaation jakautuminen näkyy taulukosta 4.5 ja kuvasta 4.9.

Euroopan havainnot ovat melkein yhtä vahvasti mataliin inkliinaatioihin painotuneita kuin Pohjois-Kiinan kratonilta saadut. I :n keskiarvo on 36.8° ja mediaani 38.2° . Yksikään I :n arvo ei ylitä lukemaa 54° , mutta matalien inkliinaatioiden ryhmässä kuvaaja seuraa kohtalaisen hyvin GAD-hypoteesin mukaista kuvaajaa. Vastaavuus on selvästi parempi kuin Intian, Pohjois-Kiinan ja Etelä-Kiinan datassa. Kuva 4.9 osoittaa, että laskettu tulos on hyvin vahvasti painottunut keskileveysasteille. Havainnoista 46.9 % on välillä $30 \geq I \geq 50$, kun taas GAD-kentässä samalle välille sijoittuisi vain 33 % havainnoista. Tulos edellyttää erittäin vahvaa ei-dipolaaristen komponenttien osuutta. Kvadrupolin tulee olla voimakkuudeltaan lähellä oktupolia, toisin kuin Pohjois-Kiinan tapauksessa. Toisaalta jos teoreettisessa mallissa olisi liian voimakas oktupoli, jakauman huippu levenisi ja madaltuisi. AV-kriteerien osalta länsieurooppalainen data on kohtalaisen laadukasta, kun taas **D.V. Grishinin et al.** ja **E.V. Shevlyagin**in neuvostoaikana tekemät mittaukset eivät ole kovin luotettavia.

4.5 Manner 5: Ural

Uralin 38 havainnosta lähes kaikki ovat peräisin **N.F. Danukalovin** ja **R.A. Komissarov**in tutkimuksista, jotka on julkaistu *Paleomagnetic directions and pole positions: Data for the USSR* -sarjassa 1970-luvulla. Datan laadussa on toivomisen varaa, sillä vain 14 havainnon AV-kriteeri on yli 2. Luotettavimmat ar-

Taulukko 4.6: Uralin inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	1	2.63	8.78
10° – 20°	4	10.5	9.12
20° – 30°	10	26.3	9.84
30° – 40°	14	36.8	10.94
40° – 50°	7	18.4	12.50
50° – 60°	2	5.26	14.28
60° – 70°	0	0.0	15.38
70° – 80°	0	0.0	13.46
80° – 90°	0	0.0	5.70

vot on saatu nuorimmista näytteistä, jotka muun joukon tavoin ovat sedimenttejä. Tärkeimmät kivilajiyksiköt ovat Avzyan, Basinsk, Katav ja Zilmerdak. Vanhimmat kivet ovat Taratashin intruusiokompleksista 2078 Ma:n takaa, nuorimmat puolestaan 573 vuosimiljoonan ikäisinä Basinskin sekä Kuk-Karaukin alueilta. Keski-ikä on 1004 Ma. Matalat inkliinaatiot ovat vahvemmin edustettuja kuin useimmilla muilla kratoneilla, koska I :n keskiarvo on vain 31.9° ja mediaani 32.0°. Taulukon 4.6 mukainen inkliinaatiojakauma näyttää vinoutuneelta, eikä sitäkään voi tutkia χ^2 -menetelmällä. Se näyttää kuvassa 4.10 lähes tasakylkisen kolmion muotoiselta ja suuret arvot puuttuvat siitä kokonaan. Sedimenttiperäinen inkliinaatiovirhe ei selitä ristiriitaa. Täydellistä teoreettista mallia ei tällaiseen datajoukkoon voi sovittaa, vaan mallissa GAD+G2+G3 suuria I :n arvoja on liikaa ja huippu jää liian matalaksi, vaikka sijaitseekin oikeassa paikassa.

4.6 Manner 6: Ukraina

Ukrainan manner osoittaa, että havaintojen määrä ei korvaa laatua. Suurin osa tuloksista on peräisin **S-A Elmingin**, **N.P. Mikhailovan** ja **S. Kravchenkon** ym. artikkeleista (esim. [Elming *et al.*, 2001]). Yli miljoonavuotisista magmakivistä 1970- ja 1980-luvuilla tehtyjä tutkimuksia on julkaistu Neuvostoliiton geofysiikan komitean nimissä 1970- ja 1980-luvuilla. Myöhempiä, selvästi luotettavampia havaintoja on runsaasti, ainakin jos vertailukohtana ovat muut Itä-Euroopan alueet. Ainoastaan kuusi I :n arvoa sijoittuu GAD-mallin mukaisen mediaanin $I = 49^\circ$ oikealle puolelle. Jos päätelmät pitäisi tehdä ainoastaan Ukrainan 61 havainnon keskiarvon 23.5° ja mediaanin 18.3° perusteella, dipoliteoria olisi hylättävä kokonaan. Jopa χ^2 -testaamiseen kelpaamaton inkliinaatiojakauma taulukossa 4.7 sen osoittaa. Vaikka Ukrainan data onkin magmakivivaltaista, tulokset ovat melko samannäköisiä kuin Euraasian sedimenttikivistä saadut. Niinpä tutkimusmenetelmiin saattaakin liittyä jokin systemaattinen virhe. Uralin datasta poiketen Ukrainan havainnoista yli puolet asettuu välille $0 \geq I \geq 20^\circ$. Kuvan 4.11 teoreettiset jakaumat ovat hyvin herkkä oktupolikomponentin poikkeamille. Korkeiden inkliinaatioiden määrä on niin pieni, että jakaumaa on vaikea yhdistää mihinkään malliin.

Taulukko 4.7: Ukrainan inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	12	19.7	8.78
10° – 20°	21	34.4	9.12
20° – 30°	13	21.3	9.84
30° – 40°	7	11.5	10.94
40° – 50°	4	6.55	12.50
50° – 60°	3	4.92	14.28
60° – 70°	1	1.63	15.38
70° – 80°	1	1.63	13.46
80° – 90°	1	1.63	5.70

4.7 Manner 7: Grönlanti

Maailman suurimman saaren keski- ja eteläosat kuuluvat geologisesti Pohjois-Amerikkaan. Prekambristen alueiden ohella Grönlannissa on myös myöhemmin syntynyttä kallioperää. Paleomagneettinen näytteenotto on kuitenkin keskittynyt kratonin alueelle, ja tuloksia on 94. Niiden saantia on hankaloittanut 4/5 saaren pinta-alasta kattava jääpeite. Näytteiden ikäjakauma kattaa 2752-575 vuosimiljoonan takaisen ajan, ja keskiarvo on peräti 1445 Ma. Juonikiviä, granitoideja, metamorfisia kiviä ja jopa sedimenttejä on hyödynnetty. Tulosten julkaisuvuodet ovat olleet 1961-2009, ja aina 1970-luvulta alkaen **J.D.A. Piperilla** on ollut keskeinen rooli tutkimuksissa (esim. [Piper & Stearn, 1977]).

Grönlannin havainnoissa suureen I keskiarvo on 40.3° ja mediaani 41.2° . Arvot ovat melko lähellä GAD-hypoteesin mukaisia, eikä useimmille kratoneille tyypillistä vääristymää matalien inkliinaatioiden suuntaan ole vahvasti näkyvissä. Jopa Intian kratonin verraten laadukkaasta datasta saadut tunnusluvut ovat pienempiä. Kriteerin $AV \geq 3$ täyttää 48 tulosta ja redusoidun I :n frekvenssit ovat taulukon 4.8 mukaisia. GAD:in sopivuutta jakaumaan on testattu χ^2 -menetelmällä. Tulokset osoittavat, että 5 %:n riskitasolla GAD on hylättävä. Ero kriittiseen χ^2 arvoon 15.507 on kuitenkin pienempi kuin millään muulla testatulla mantereella.

Grönlannin dataan sovitetuista kuvan 4.13 jakaumista GAD+G2+G3 muistuttaa havaittua jakaumaa jossain määrin, tosin huippu on matalampi ja välille $25^\circ \geq I \geq 55^\circ$ osuu laakea minimi. Vaikka mallinnus vaatii suurten ei-dipolaaristen kenttien olemassaoloa, χ^2 -testauksen perusteella Grönlannin havainnot toteuttavat GAD:in paremmin kuin verraten hyvät Australian tulokset. Syynä mallin 3. vahvaan kvadrupoliin ja oktupoliin on satunnaisvaihtelulla selittyvä Grönlannin havaitun jakauman sahalaitainen muoto, jota on vaikea mallintaa.

4.8 Manner 8: Skotlanti

Ison-Britannian pohjoisosa on geologisesti hyvin monimuotoinen, ja vain 80 000 km^2 :n alueella kivilajit vaihtelevat arkeisista gneisseistä aina nuoriin sedimentteihin saakka. Paleomagneettisista tuloksista pääosa on peräisin Ylämaiden (*Up-*

Taulukko 4.8: Grönlannin inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	13 (13.8 %)	8 (8.51 %)	3.125
10° – 20°	10 (10.6 %)	8 (8.51 %)	0.5
20° – 30°	16 (17.0 %)	10 (10.6 %)	3.6
30° – 40°	5 (5.32 %)	10 (10.6 %)	2.5
40° – 50°	10 (10.6 %)	12 (12.8 %)	0.333
50° – 60°	12 (12.8 %)	12 (12.8 %)	0
60° – 70°	19 (20.2 %)	16 (17.0 %)	0.5625
70° – 80°	6 (6.38 %)	12 (12.8 %)	3
80° – 90°	3 (3.19 %)	6 (6.38 %)	3
yhteensä	94 (100 %)	94 (100 %)	16.62

Taulukko 4.9: Skotlannin inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	8	16.7	8.78
10° – 20°	4	8.33	9.12
20° – 30°	7	14.6	9.84
30° – 40°	8	16.7	10.94
40° – 50°	6	12.5	12.50
50° – 60°	10	20.8	14.28
60° – 70°	5	10.4	15.38
70° – 80°	0	0	13.46
80° – 90°	0	0	5.70

lands) alueelta ja saarilta, kuten Hebrideiltä. Näiden seutujen prekambriin kallioperä on pääosin entistä merenpohjaa, jonka ikä on enimmillään yli kolme vuosimiljardia [Scottish Geology]. Mm. [Potts, 1990] sekä [Torsvik & Shult, 1987] ovat saaneet jopa sedimenteistä hyvin luotettavia mittausarvoja, ja Skotlanti onkin huolellisimmin kartoitettu sedimenttivaltainen manner. Näytteiden ikähaitari on 1800-625 miljoonaa vuotta keskiarvon ollessa 1308 Ma. Suureen I keskiarvoksi jää 35.5° ja mediaaniksi 36.1°. Tämänkin kratonin 48 inkliinaatiohavainnon jakaumalle taulukossa 4.9 leimaa-antavaa on suurten arvojen puuttuminen. Siitä syystä χ^2 -testausta ei voi luotettavasti suorittaa.

Kuvassa 4.12 dataan sovitettu jakauma on hyvin epäsäännöllinen, sahalaitainen ja siinä ei ole mitään trendiä. Tämä heijastaa alueen geologista kompleksisuutta. Hyvän teoreettisen mallikäyrän löytäminen ei ole kovin helppoa, mikä saattaisi hyvälaatuisen datan tapauksessa viitata jopa oktopolia korkeampiasteisten kenttien olemassaoloon. Nämä kentät ovat merkittäviä lähinnä napaisuuskäännösten aikaan. Havaittujen arvojen yhdistäminen polariteetin vaihdoksiin on kuitenkin hankalaa, koska vertailua varten ei ole olemassa prekambriisia merenpohjan magneettisia anomalioita.

Taulukko 4.10: Brittein saarten inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	1	4.76	8.78
10° – 20°	3	14.3	9.12
20° – 30°	2	9.52	9.84
30° – 40°	2	9.52	10.94
40° – 50°	6	28.6	12.50
50° – 60°	5	23.8	14.28
60° – 70°	1	4.76	15.38
70° – 80°	0	0.00	13.46
80° – 90°	1	4.76	5.70

4.9 Manner 9: Brittein saaret

Iso-Britannian etelä- ja keskiosien 21 havaintoa on saatu melko nuorista näytteistä, sillä alueen prekambriin kallioperä on kauttaaltaan neoproterotsooista ja edustaa Avalonian mikromannerta. Tällä kaledonisessa orogeniassa koskemattomaksi jääneellä alueella on myös runsaasti fanerotsooista kiviainesta. Avalonian jäänteitä on myös Euroopan manneralueen ja Etelä-Irlannin kallioperässä, mutta ei Skotlannissa [Cocks *et al.*, 1997]. Englannin ja Walesin tuloksista suurin osa on peräisin **J.D.A. Piperin** artikkeleista 1970- ja 1980-luvuilta (esim. [Piper, 1979]). Kivistä vanhimmat ovat 825 vuosimiljoonan takaa ja uusimmat vain 546 Ma:n ikäisiä. Niin vulkaniitteja (pintakiviä), plutoniitteja (syväkiviä) kuin sedimenttejäkin on käytetty. Näytteiden keski-ikä on 622 Ma, mikä on vähemmän kuin millään muulla havaintoalueella. Tulosten laatu vaihtelee paljon: AV-kriteerien vaihteluväli on 1-5.

Brittein saarten havainnoissa suureen I keskiarvoksi on saatu 41.3° ja mediaaniksi 46.0°. Jälkimmäinen arvo on vain 3° pienempi kuin GAD-hypoteesin mukainen lukema. Lähes mitättömät luokkakoot estävät χ^2 -testauksen, mutta inkliinaatiot on luokiteltu taulukkoon 4.10. Kuvan 4.14 jakauma on erittäin vahvasti keskileveysasteille painottunut ja muistuttaa jossain määrin Manner-Euroopan jakaumaa, jossa tosin on mukana paljon vanhempaa dataa kuin Brittein saarten mittauksissa. Manner-Euroopan havainnoista poiketen kvadrupoli dominoi okkupolia niukasti, ja pienikin muutos komponenttien voimakkuuksiin johtaa siihen, että mallikäyrä ei enää ole lähelläkään havaittuja tuloksia.

4.10 Manner 10: Siperia

Siperian laajan ja monimuotoisen alueen mittaukset alkoivat neuvostotutkijoiden toimesta 1960-luvun lopulla, jolloin **A.Y. Vlassov** ja **A.V. Popova** saivat varsin keskinkertaisia tuloksia Jenisei-joen sedimenteistä [Vlassov & Popova, 1968]. Myöhemmin **V.E. Pavlovin et al.** havaintoja on julkaistu *Fizika Zemli* -lehdessä sekä *Paleomagnetic directions and pole positions: Data for the (former) USSR* -sarjassa. Uusimmat merkinnät ovat vuodelta 2009. Tuloksia on yhteensä 161, mutta kriteeri $AV \geq 3$ täyttyy vain 62 havainnon osalta. Kaikille havainnoille

Taulukko 4.11: Siperian inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	46	27.5	8.78
10° – 20°	41	24.6	9.12
20° – 30°	35	21.0	9.84
30° – 40°	30	18.0	10.94
40° – 50°	10	5.99	12.50
50° – 60°	4	2.40	14.28
60° – 70°	1	5.99	15.38
70° – 80°	0	0.0	13.46
80° – 90°	0	0.0	5.70

$I \leq 61.4^\circ$, vaikka alueen nykyiset inkliinaatiot ovat hyvin korkeita. Inkliinaatioiden havaittu mataluus ei siis voi johtua siitä, että arvot edustaisivat nykyistä eivätkä muinaista kenttää. Samoista, useimmiten sedimentaarisisista kivilajiyksiköistä on saatu useita lähes samanlaisia arvoja, jotka ovat vääristäneet lievästi negatiivisiin arvoihin painottunutta jakaumaa.

Suureen I keskiarvo on 21.2° ja mediaani 19.0° . Arvot ovat lähellä Ukrainan kratonilta saatuja, vaikka kivilajit ovat erilaisia ja alueiden maantieteellinen etäisyys on tuhansia kilometrejä. Siperian data on frekvensseiltään taulukon 4.11 ja kuvan 4.15 mukaista. Tämä on tutkimuksen laajimmin kartoitettu χ^2 -testaukseen sopimaton manner. Lähinnä sedimenttiperäisen inkliinaatiovirheen vuoksi jakauma on niin vahvasti painottunut matalille latitudeille, että mikään teoreettinen malli ei pysty sitä kuvaamaan. Esiitetty malli $GAD + G2 + G3$ on erittäin herkkä oktopolikomponentin muutoksille. Vanhimmat Siperiasta havaitut kivet ovat kolmen vuosimiljardin takaa ja nuorimmat 557 Ma vanhoja. Granitoidien ja mafisten sekä ultramafisten kivien osuus on melko pieni.

4.11 Manner 11: Timan

Timanin kratoni muodostaa Itä-Euroopan prekambriksen alueen koillisrajan. Mitauksia tältä seudulta on 29 ja kaikki tulokset on julkaistu Neuvostoliiton tiedeakatemiaan nimissä 1970- ja 1980-luvuilla. Näytteiden keski-ikä on 831 miljoonaa vuotta ja kiviä näytteet ovat yhtä lukuunottamatta sedimenttejä. Inkliinaatiojakauma on varsin yksipuolinen etenkin, kun useille havainnoille $I = 0^\circ$ mahdollisesti havaintovirheiden seurauksena. Oikeasti datan laatu on kuitenkin kohtalainen, sillä 16 havaintoa 29:stä täyttää kriteerin $AV \geq 3$. Keskiarvo on 20.3° ja mediaani 23.0° . I -jakauma on taulukossa 4.12, joka ei sisällä X^2 -testisuureen arvoja. Kuvassa 4.16 näkyvää Timanin sedimenttivaltaiseen dataan perustuvaa jakaumaa on hyvin vaikea kuvata millään multipolikehitelmällä. Teoreettinen jakauma muuttuu terävähuippuisesta laakeampaan suuntaan, kun oktopolia kasvatetaan tarpeeksi.

Taulukko 4.12: Timanin inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	10	35.7	8.78
10° – 20°	3	10.7	9.12
20° – 30°	5	17.9	9.84
30° – 40°	9	32.1	10.94
40° – 50°	0	0.00	12.50
50° – 60°	1	3.57	14.28
60° – 70°	0	0.0	15.38
70° – 80°	0	0.0	13.46
80° – 90°	0	0.0	5.70

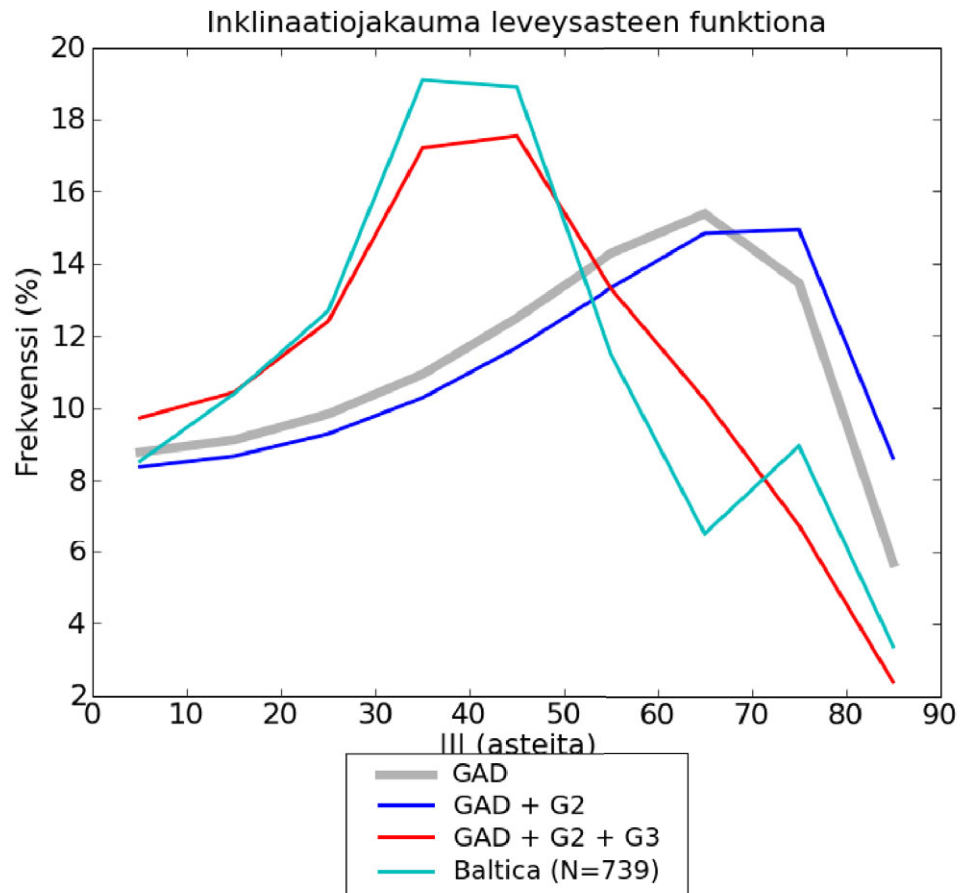
4.12 Manner 12: Baltica

Baltican prekambriin alue kattaa Fennoskandian kilven, joka ulottuu Suomen, Ruotsin ja Norjan alueille sekä Kuolan niemimaalle. Näytteet edustavat hyvin erilaisia ikiä ja kivityyppejä, vaikkakin magmakiviä on selvästi eniten. Nuorimpia ovat Fongen-Hyllingenin gabrot 541 Ma:n takaa ja vanhimpia noin 3 Ga sitten muodostuneet Karjalan gneissit. Keski-ikä on 1535 Ma, eli samaa luokkaa kuin Australian näytteillä. Jo 1960-luvulla alkanut suomalainen tutkimusperinne on jatkunut näihin päiviin saakka. **Satu Mertanen** ja **Lauri J. Pesonen** ovat tutkineet mm. Lapin ultramafisia intruusioita [Mertanen & Pesonen, 1994] ja Karjalan juonikiviä [Mertanen *et al.*, 1999], ja näiden havaintojen perusteella on saatu luotettava käsitys kilpialueen liikkeistä. Itä-Fennoskandiassa venäläinen paleomagneettinen tutkimus jatkui Neuvostoliiton hajoamisen jälkeenkin, toisin kuin valitettavan monilla muilla saman valtion alueilla. Esimerkiksi **Popov et al.** tekivät satoja tarkkoja mittauksia Vienanmeren seudun sedimenteistä [Popov *et al.*, 2005].

Balticasta havaintoja on yhteensä 739, ja alue onkin pinta-alaansa nähden erittäin kattavasti kartoitettu. Havaintojen keskiarvo on 40.1° ja mediaani 39.4°. Aivan GAD:in tuntumassa eivät nämä luvut ole. Datan laadulla voi olla vaikutusta tähän, sillä vain 37.9 % havainnoista täyttää $AV \geq 3$ -kriteerin. I -jakauma ei ole erityisen lähellä GAD:ia, kuten taulukko 4.13 ja kuva 4.2 osoittavat. Erityisesti X^2 -arvo on epätavallisen suuri.

4.12.1 Napaisuuden vaikutus tuloksiin

Paleomagneettisten havaintojen yksi tärkeimpiä suureita on syntyhetkellä vallinneen geomagneettisen kentän napaisuus eli polariteetti. Luotettavinta tietoa siitä on saatu merenpohjan kiviä tutkimalla, mutta niiden aikajana jää kauas prekambriin ulkopuolelle. Prekambrisille tuloksille ei mannerliikkeiden ja APWP:issa (*apparent polar wander path*, näennäinen napavaelluskäyrä) esiintyvien puutteiden vuoksi voida määrittää yksikäsitteistä, globaalia polariteettia. Napaisuus voidaan määrittää yksittäisille mantereille, jos APWP on hyvin tunnettu, siis siinä ei ole suuria aukkoja. Polariteettien vertailu mantereiden välillä on kuitenkin vielä mahdotonta. Ei voida myöskään tietää, vastaako yhdellä mantereella havaittu normaali



Kuva 4.2: Baltican paleomagneettisen datan jakauma (*Baltica*) sekä teoreettiset mallit: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (kvadrupoli 20 % *GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (oktupoli 22 % *GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät perustuvat 739 havaintoa kattavaan simuloituun joukkoon, kun taas kokeellinen malli pohjautuu alkuperäiseen havaintosarjaan. Mallin 3. toimivuuden kannalta on vahva kvadrupoli hyvin olennainen, sillä pelkkä voimakas oktupoli siirtäisi jakauman huipun pois keskileveysasteilta. χ^2 -testisuureen arvo on suurempi kuin millään muulla testatulla kratonilla, sillä havainnoista noin puolet sijoittuu jakauman korkeaan huipukohtaan välille $20^\circ \leq I \leq 50^\circ$.

Taulukko 4.13: Baltican inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	63 (8.53 %)	65 (8.80 %)	0.0615
10° – 20°	77 (10.4 %)	68 (9.20 %)	1.191
20° – 30°	94 (12.7 %)	72 (9.74 %)	6.72
30° – 40°	141 (19.1 %)	80 (10.8 %)	46.51
40° – 50°	140 (18.9 %)	92 (12.4 %)	25.04
50° – 60°	85 (11.5 %)	106 (14.3 %)	4.16
60° – 70°	48 (6.50 %)	114 (15.4 %)	38.21
70° – 80°	66 (8.93 %)	98 (13.2 %)	10.4
80° – 90°	25 (3.38 %)	44 (5.95 %)	8.20
yhteensä	739 (100 %)	739 (100 %)	140.5

(N) polariteetti toisen mantereen N-polariteettia. Täytyy myös muistaa, että N-polariteetin käsite prekambriella ajalla voi vastata joko *N*- tai *R*-polariteettia niillä kriteereillä, jotka soveltuvat alle 200 Ma:n ikäisille näytteille. Baltican kilven osalta tulokset on kuitenkin *alustavasti* luokiteltu kahteen populaatioon, joita tässä työssä kutsutaan normaaliksi (N) ja käänteiseksi (R). Tämä luokittelu saattaa ajan myötä vielä muuttua. Tietokantaa täsmennetään jatkuvasti, jotta muidenkin mantereiden sisällä saadaan napaisuus koodattua, mutta työ on vielä kesken ja tuloksiin on suhtauduttava varauksella.

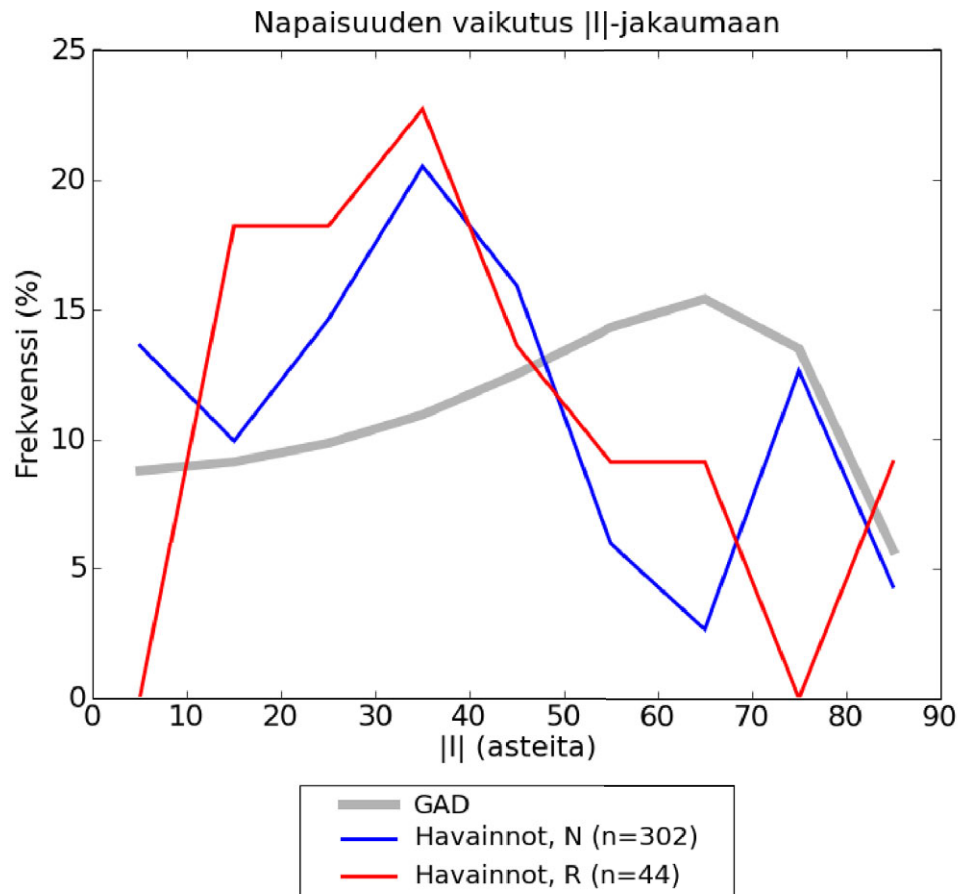
Tässä tutkimuksessa käytetty data on vahvasti normaalin polariteetin dominoimaa, tosin tulokset ovat lähes kaikkien kratonien osalta hyvin epävarmoja. Tarkastelun kohteeksi on otettu vain Baltica, jonka 739:stä havainnoista 346:lle on määritetty normaali (*N*) tai käänteinen (*R*) napaisuus. Joukossa N tuloksia oli peräti 302, luokassa R vain 44, vaikka teoriassa polariteetit ovat yhtä todennäköisiä. Näin suuri epäsuhta viittaa ajallisesti huomattavaan normaalipolariteetin kauteen kyseisten magmakivien syntyaikoina. Inkliinaatiojakauma on taulukossa 4.14. Jos N- ja R- joukkojen koot olisivat samansuuruisia, χ^2 -testauksella voitaisiin arvioida, selittyykö jakaumien ero todellakin näytteiden napaisuudella vai pelkällä satunnaisvaihtelulla. Tässä tilanteessa näin ei valitettavasti ole. χ^2 -testaus ei salli suhteellisten frekvenssien käyttöä absoluuttisten sijasta. Inkliinaatiojakaumat ovat taulukossa 4.14 ja kuvassa 4.3.

4.13 Manner 13: Laurentia

Tämä alue kattaa suurimman osan Pohjois-Amerikkaa arktiselta Ellesmerensaarrelta ($\lambda = 78^\circ$) aina USA:n subtrooppisiin eteläosiin ($\lambda = 31^\circ$) saakka. Geologisista alueista on tutkittu mm. Grenvilleä, Superioria ja Wyomingia. Iät vaihtelevat välillä 2900-550 Ma keskiarvon ollessa 1478 Ma eli hieman vähemmän kuin Baltican näytteissä. Tutkimuksen tarkimmasta materiaalista, eli ns. paleomagneettisista avainnavoista, peräti 82 (39.0 %) sijaitsee Laurentian alueella. Mantereen 809 näytteen joukossa on 473, joille $AV > 2$. Kivityypit ovat muuten kattavasti edustettuina rautamalmeista graniitteihin ja hiekkakiviin saakka, mutta metamorfiteista on yhteensä vain 28 havaintoa. Suurin osa luotettavimmista

Taulukko 4.14: Baltican inkliinaatiojakauma napaisuuden mukaan.

luokka	havaittu f (N)	havaittu f (R)	teoreettinen f
0° – 10°	13.6	0	8.78 %
10° – 20°	9.93	18.2	9.12 %
20° – 30°	14.6	18.2	9.84 %
30° – 40°	20.5	22.7	10.94 %
40° – 50°	15.9	13.6	12.50 %
50° – 60°	5.96	9.09	14.28 %
60° – 70°	2.65	9.09	15.38 %
70° – 80°	12.6	0.00	13.46 %
80° – 90°	4.30	9.09	5.70 %



Kuva 4.3: Balticalle lasketut normaalin (N) ja käänteisen (R) polariteetin käyrät poikkeavat toisistaan niin paljon, että eroa on vaikea tulkita pelkkien havaintovirheiden syyksi. Perusteellinen analyysi edellyttäisi, että R-ryhmän datajoukko olisi moninkertaisesti nykyistä laajempi. GAD-malli on piirretty 10 000 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta.

Taulukko 4.15: Laurentian inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	87 (10.9 %)	70 (8.77 %)	4.129
10° – 20°	79 (9.90 %)	72 (9.02 %)	0.681
20° – 30°	97 (12.2 %)	80 (10.0 %)	3.613
30° – 40°	95 (11.9 %)	86 (10.8 %)	0.942
40° – 50°	116 (14.5 %)	100 (12.5 %)	2.56
50° – 60°	107 (13.4 %)	114 (14.3 %)	0.430
60° – 70°	97 (12.2 %)	122 (15.3 %)	5.123
70° – 80°	91 (11.4 %)	108 (13.5 %)	0.408
80° – 90°	29 (3.63 %)	46 (5.76 %)	6.283
yhteensä	798 (100 %)	798 (100 %)	24.17

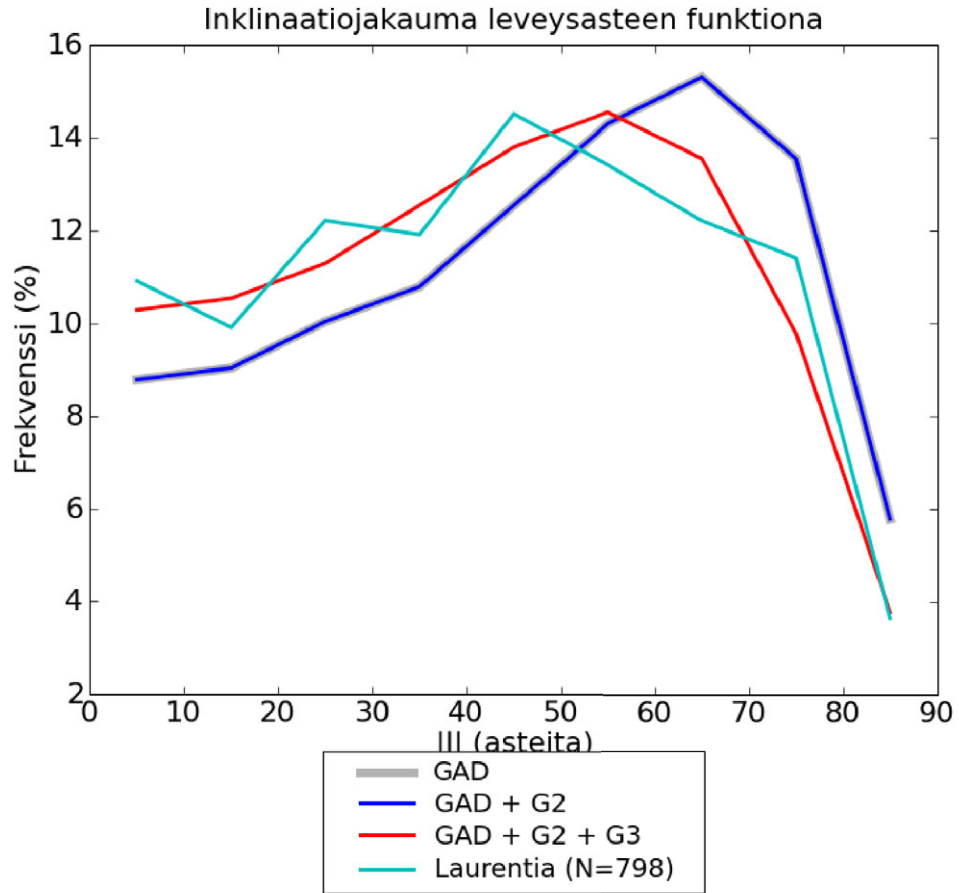
havainnoista on peräisin Kanadasta alueen vanhimmalta geologiselta yksiköltä, 2.7 Ga:n ikäiseltä Superiorin provinssin alueelta, joka koostuu vihreäkivi-, granitoidi- ja metasedimenttivyöhykkeistä [Davis, 2003].

Laurentian tulosten julkaisuvuodet jakautuvat verraten tasaisesti välille 1953–2009, ja monille Pohjois-Euraasian alueille tyypillistä vanhan huonolaatuisen datan yliedustusta ei ole. Havaintojen keskiarvoksi saadaan 42.4° ja mediaaniksi 44.0°. Inkliinaatiojakauma käyttäytyy taulukon 4.15 osoittamalla tavalla. χ^2 -testauksen antama arvo on murto-osa siitä mitä Baltican lähes samansuuruisesta havaintojoukosta saatu, mutta Grönlannin ja Australian arvot ovat vielä lähempänä 5 %:n riskitason kriittistä arvoa. Kuitenkin kuvan 4.4 perusteella mallin kuvaaja näyttää sijoittuvan hyvin lähelle GAD:in kuvaajaa. Kuvan 4.4 mallisovituksen heikko ok-tupolikomponentti selittää matalien inkliinaatioiden lievän yliedustuksen, mutta kvadrupolia ei muiden mantereiden sovituksista poiketen tarvita lainkaan. Tämä on koko tutkielman kannalta käänteentekevä tulos. Luultavasti jakauman lievä sahalaitaisuus aiheuttaa sen, että X^2 -testisuure ylittää kriittisen arvon selvästi. Havainnot eivät ehkä olekaan toisistaan riippumattomia.

4.13.1 Inkliinaation etumerkin vaikutus tuloksiin

Inkliinaatiojakaumien laskenta on perinteisesti pohjautunut suureeseen I , ja tämä tutkimus ei poikkea linjasta. On siis oletettu, että suureen etumerkillä ei ole vaikutusta jakauman muotoon. Aineiston keskiarvoistaminen olisi vaikeaa, mikäli positiiviset ja negatiiviset inkliinaatiot eivät olisi samanarvoisia. Väitteen paikkaansaapitävyyttä on mahdollista testata laadukkaasti ja kattavan havaintoaineiston avulla, ja Laurentia sopii mantereista erinomaisesti tähän tarkoitukseen. Suodattamattomat inkliinaatiojakaumat ovat taulukon 4.16 mukaisia. χ^2 -testausta ei ole voitu tehdä, koska plus- ja miinusmerkkisiä inkliinaatioita ei ole saman verran.

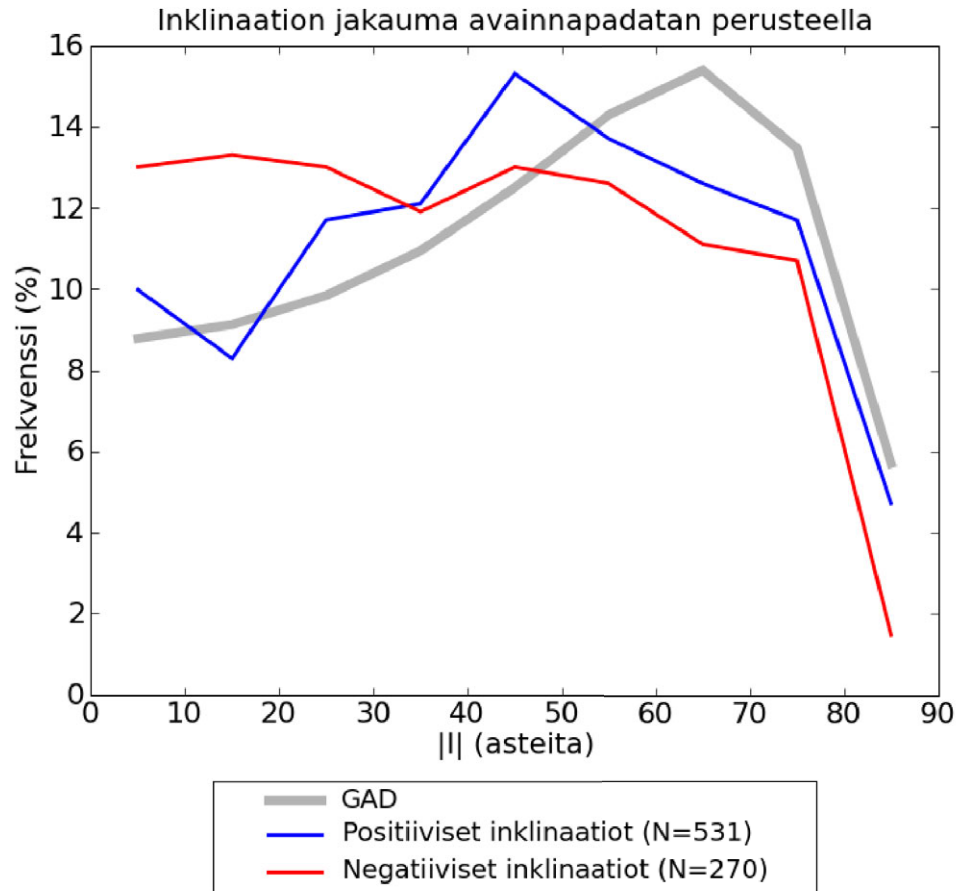
Laurentian 801 havainnon joukossa positiivisia arvoja on peräti 1.97 kertaa niin paljon kuin negatiivisia. Geomagnetismin kenttäyhtälöt eivät voi selittää näin suurta yliedustusta. Ehkäpä joidenkin vanhimpien havaintojen tilastoinnissa on otettu huomioon vain I :n itseisarvo, koska etumerkkiä ei ole pystytty havaitsemaan. Myöhemmin tällaiset tulokset ovat tietokannassa päättyneet $I \geq 0$ -joukkoon, kun



Kuva 4.4: Laurentian paleomagneettisen datan jakauma (*Laurentia*) sekä kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 0 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 8 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät perustuvat 739 havaintoa kattavaan simuloituun joukkoon, jotta *GAD*:in kuvaajaa voisi käyttää χ^2 -testaukseen.

Taulukko 4.16: Laurentian inklinaatiojakauma etumerkin mukaan jaoteltuna.

luokka	havaittu f (≥ 0)	havaittu f (< 0)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	53 (9.98 %)	35 (13.0 %)	8.78
10° – 20°	44 (8.29 %)	36 (13.3 %)	9.12
20° – 30°	62 (11.7 %)	35 (13.0 %)	9.84
30° – 40°	64 (12.1 %)	32 (11.9 %)	10.94
40° – 50°	81 (15.3 %)	35 (13.0 %)	12.50
50° – 60°	73 (13.7 %)	34 (12.6 %)	14.28
60° – 70°	67 (12.6 %)	30 (11.1 %)	15.38
70° – 80°	62 (11.7 %)	29 (10.7 %)	13.46
80° – 90°	25 (4.71 %)	4 (1.48 %)	5.70



Kuva 4.5: Laurentian aineistosta havaittu inklinaation etumerkin vaikutus jakaumaan. Tietokannassa positiivisia arvoja on lähes kahdesti niin paljon kuin negatiivisia, ja havainto- tai kirjausvirheillä saattaa olla vaikutusta asiaan. Selvästi kuitenkin negatiiviset inklinaatiot ovat vahvasti painottuneita matalille arvoille, ja näin suuressa havaintojoukossa ilmiö ei voi johtua muutamasta satunnaisesta arvosta. GAD lähes toteutuu, kun vain positiiviset inklinaatiot otetaan huomioon.

etumerkin merkitys on katsottu mitättömäksi. Taulukosta 4.16 ja kuvasta 4.5 on helppo tulkita, että jakaumat poikkeavat toisistaan selvästi.

4.14 Manner 14: Etelä-Amerikka

Etelä-Amerikan 107 havainnosta noin puolet on saatu Amazonian kratonin alueelta mantereiden keski- ja pohjoisosan sademetsien keskeltä. Kratonin jakautuu kahteen kilpialueeseen, joiden keskellä on sedimenttipeittoinen jokilaakso. Tämän pohjoispuoliselta Guyanan kilveltä saadut tulokset ovat supermannertutkimuksissa tärkeitä, sillä niiden avulla on opittu ymmärtämään, millainen yhteinen historia mantereella on ollut Afrikan kanssa [Schenk *et al.*, 1997]. Etelä-Amerikassa mittauksia on tehty niin graniiteista, juonikivistä, ortogneisseistä kuin karbonaateistakin. Sekä magmakivet että sedimentit ovat vahvasti edustettuja. Brasilian eteläosan rannikkoa reunustavilta São Franciscon ja Ribeiran vyöhykkeiltä on vain muu-

Taulukko 4.17: Etelä-Amerikan inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	21 (19.6 %)	9 (8.41 %)	16
10° – 20°	13 (12.1 %)	10 (9.35 %)	0.9
20° – 30°	14 (13.1 %)	10 (9.35 %)	1.6
30° – 40°	12 (11.2 %)	12 (11.2 %)	0
40° – 50°	3 (2.80 %)	14 (13.1 %)	8.643
50° – 60°	11 (10.3 %)	14 (13.1 %)	0.643
60° – 70°	16 (15.0 %)	16 (15.0 %)	0
70° – 80°	10 (9.34 %)	14 (13.1 %)	1.142
80° – 90°	7 (6.54 %)	8 (7.48 %)	0.125
yhteensä	107 (100 %)	107 (100 %)	29.1

tamia tuloksia, kuten myös Rio de la Platasta. Keski-ikä on 1521 Ma eli lähes yhtä paljon kuin Intian kratonin lähes samansuuruisessa havaintosarjassa. Vanhin näyte on tosin vain 2275 miljoonan vuoden ikäinen eli miltei 900 Ma nuorempi kuin Intian vanhimmat kivet. Etelä-Amerikan tuloksia on julkaistu vuosina 1963-2009 ja havainnoista 68 täyttää laatukriteerin $AV \geq 3$.

Havaittu inkliinaatiojakauma on painottunut positiivisiin arvoihin. Suureen I keskiarvo on 38.8° ja mediaani 38.0°. Nämäkin arvot ovat melko lähellä Intiasta saatuja, vaikka näytteet jakautuvat paljon laajemmalle maantieteelliselle alueelle. Onkin mahdollista, että Gondwanamantereen osien litologiassa on tiettyjä yhtäläisyyksiä. Inkliinaatioluokat ovat taulukon 4.17 osoittamia. Kuvan 4.17 teoreettinen malli $GAD+G2+G3$ kuvaa matalia ja korkeita inkliinaation arvoja hyvin, mutta siinä ei esiinny kokeelliselle jakaumalle ominaista keskileveysasteiden kuoppaa. Pelkän dipolin ja kvadrupolin sisältävä malli on tässäkin tapauksessa aivan riittämätön. Voimakas G2 -komponentti aiheuttaisi suurten arvojen yliedustuksen.

4.15 Manner 15: Afrikka

Afrikan laaja ja laakea, kolme kertaa Euroopan laajuinen manner koostuu melkein kokonaan kilpialueista sekä platformeista ja orogenioita on hyvin vähän lähinnä Atlasvuorten sekä Natal-Namagua- ja Limpopo-vyöhykkeiden seuduilla. Paleomagneettisesti maanosa on eteläosiltaan parhaiten tunnettu, koska Kalaharin kilpialue on hyvin säilynyt ja helposti saavutettavissa. Havaintoja on yhteensä 275 ja edustettuina ovat punaiset klastiset sedimentit (*redbeds*), basaltit, kimberliitit, gneissit, rautamalmit ja jopa meteoriittipommituksissa metamorfoituneet kivet. Kongo, Sahara ja Zimbabwe ovat vähemmän tunnettuja. Keski-ialtään näytteet ovat 1580 miljoonaa vuotta. Joukossa on peräti 3482 Ma vanhoja eteläafrikkalaisia magneetiittipitoisia komatiitteja, joiden remanenssin primäärisyydestä on kiisteltu [Yoshihara & Hamano, 2004]. Toisaalta Doornportin sedimentit muodostuivat alle 550 Ma sitten. Afrikan varsin kirjavia tuloksia on julkaistu monissa lehdissä puolen vuosisadan (1959-2009) aikana, mutta laatu on kohdallaan: 151 tulokselle $AV \geq 3$. I :n mediaaniksi on saatu 43.8° ja keskiarvoksi samoin 43.8°. χ^2 -testaukseen kelpaava data on luokiteltuna taulukossa 4.18.

Taulukko 4.18: Afrikan inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	38 (14.6 %)	22 (8.46 %)	11.64
10° – 20°	42 (16.2 %)	24 (9.23 %)	13.5
20° – 30°	21 (8.08 %)	26 (10.0 %)	0.962
30° – 40°	16 (6.15 %)	28 (10.8 %)	5.14
40° – 50°	35 (13.5 %)	32 (12.3 %)	0.282
50° – 60°	46 (17.7 %)	38 (14.6 %)	1.68
60° – 70°	41 (15.8 %)	40 (15.4 %)	0.025
70° – 80°	19 (7.31 %)	34 (13.1 %)	6.62
80° – 90°	2 (0.769 %)	16 (6.15 %)	12.25
yhteensä	260 (100 %)	260 (100 %)	52.1

Inkliinaatiojakaumat ovat kuvassa 4.18. Kokeellisen mallin välillä $20 \geq I \geq 40^\circ$ sijaitsee vaikeasti mallinnettava kuoppa, jonka molemmiin puolin on GAD-hypoteesiin nähden korkeat huiput. Mallissa $GAD + G2 + G3$ kuitenkin huippu on samassa kohdassa ja miltei yhtä korkea kuin havaintojen perusteella on oletettu. Tarvittava oktopolikomponentin arvo on verraten pieni; vain Etelä-Kiinan havainnoissa se on vielä huomattavasti vähäisempi. Afrikan poikkeavuus varsinkin Euraasiaan ja sen lähialueiden mikromantereisiin on hyvin ilmeinen.

4.16 Manner 16: Australia

Australia muistuttaa Afrikkaa siinä määrin, että rantaviiva on yhtenäinen, kirkokuva tasainen ja prekambrisen kallioperän osuus merkittävä. Mittaustuloksia on 166 ja niistä 118 toteuttaa laatukriteerin $AV \geq 3$. Kivistä vanhimmat ovat peräti 3.446 vuosimiljardin ikäisiä šerttejä (*chert*) Pilbarasta maan luoteisosasta [Suganuma *et al.*, 2010]. Nuorimpia ovat vain 542 miljoonaa vuotta sitten muodostuneet Poundin kvartsiitit. Kivien keski-ikä on 1542 Ma, eli lähes sama kuin Afrikan näytteillä. Kivityypeistä edustettuina ovat niin hiekkakivet, liuskeet kuin kvartsiititkin. Maan itäosaa hallitsee fanerotsooisena aikana syntynyt orogenia, joten sieltä prekambria tuloksia ei ole saatu. Aivan samaan tapaan Afrikassakin Atlasvuorten alue on jätetty pois laskuista. Australian tulosten julkaisuvuodet vaihtelevat välillä 1958–2010, joskin suurin osa luotettavista mittauksista on tehty 1990- ja 2000-luvuilta. Inkliinaatiojakauman keskiarvo asettuu kohtaan 41.2° mediaanin ollessa 40.5° . Taulukon 4.19 luokat muistuttavat suhteellisilta frekvensseiltään varsin paljon GAD-jakauman luokkia, ja χ^2 -testituloksetkin onkin yksi mantereiden parhaista. Keskiarvoasteita vastaavat inkliinaatiot ovat kuvan 4.19 kokeellisessa mallissa hyvin yleisiä ja korkeat inkliinaatiotkin yleisempiä kuin Afrikan havainnoissa. Tämä on yksittäisten kratonien malleista ehkä lähimmin GAD:ia muistuttava.

Taulukko 4.19: Australian inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	18 (10.8 %)	14 (8.43 %)	1.143
10° – 20°	14 (8.43 %)	16 (9.64 %)	0.25
20° – 30°	20 (12.0 %)	16 (9.64 %)	1
30° – 40°	29 (17.5 %)	18 (10.8 %)	6.722
40° – 50°	24 (14.5 %)	20 (12.0 %)	0.80
50° – 60°	23 (13.9 %)	24 (14.5 %)	0.0416
60° – 70°	21 (12.7 %)	26 (15.7 %)	0.962
70° – 80°	11 (6.63 %)	22 (13.3 %)	5.5
80° – 90°	6 (3.61 %)	10 (6.02 %)	1.6
yhteensä	166 (100 %)	166 (100 %)	18.02

4.17 Pienet mantereet

Tämä luokka sisältää kaikki paleomagneettiset yksiköt, joilta on käytössä enintään kymmenen mittaustulosta. Alueet sijaitsevat hyvin eri puolilla Maata eikä niillä ole huomattavia yhtäläisyyksiä. Niiden havainnot on kuitenkin koottu yhteen ja luokiteltu inkliinaatiojakauman määrittämistä varten. Teoriassa tulosten ei pitäisi olla lainkaan vähemmän uskottavia kuin yksittäisiltä mantereelta saatujen varsinkin, koska maantieteellinen jakauma on hyvin kattava.

Arabian niemimaa on pääosin prekambrista aluetta, joka oli yhteydessä Afrikkaan ennen Punaisenmeren avautumista. Kratonilta on vain yhdeksän havaintoa, ja ne perustuvat 605-666 miljoonaa vuotta vanhoihin kiviin keskiarvon ollessa 636 Ma. Mittaukset ovat AV-kriteerien perusteella varsin uskottavia, vaikka inkliinaatiot ovatkin melko matalia: 43.2°, 40.5°, 32.1°, 31.4°, 18.4°, 0.1°, -23.6°, -27.5° ja -31.9°.

Taimyrin kratonin maantieteellinen syrjäisyyden vuoksi tuloksia on hyvin vähän ja ne on saatu venäläisiltä tutkijoilta. Näytteistä yksi on 900 vuosimiljoonan ikäinen ja toinen 616 Ma vanha. Inkliinaatioiksi on mitattu -23.0° ja 10.0°. Datan laatuun ei ole AV-kriteerien perusteella juuri luottamista. Julkaisuvuodet ovat 1991 ja 1973.

Huippuvuoret on tietokannan keskimäärin pohjoisin kratoni, kooltaan Skotlannin luokkaa ja paleomagneettiselta kannalta heikosti tunnettu. Neljästä tuloksesta yksi on **S.V. Shipunovin** ja **N.M. Chumakovin** [Shipunov & Chumakov, 1991] esittämä. Muut perustuvat **A.C. Maloofin et al.** tekemiin Akadimerbreenin ryhmän karbonaattirikkaiden sedimenttien mittauksiin [Maloof *et al.*, 2006]. Tälläkin alueella kaikki näytteet ovat neoproterotsooisia, sillä niiden iät ulottuvat 600:sta 815:een vuosimiljoonaan. AV-kriteeri puolestaan vaihtelee välillä 3-4. Kaikki inkliinaation arvot ovat positiivisia: 14.7°, 16.1°, 29.0° ja 78.1°.

Seychellit on pieni Intian valtameressä sijaitseva saariryhmä, jonka huiput ovat jäänteitä prekambrian loppuaikojen mikromantereesta. Havainnoja on kolme, ja ne kaikki edustavat normaalia napaisuutta. Iät ovat 750, 695 ja 645 miljoonaa vuotta ja inkliinaatiot vastaavasti 49.7°, 48.7° ja 57.5°. Kaikki havainnot perustuvat eri tutkijoiden artikkeleihin ja laatu on kohtalaisen hyvä. Niin ikään Afrikan

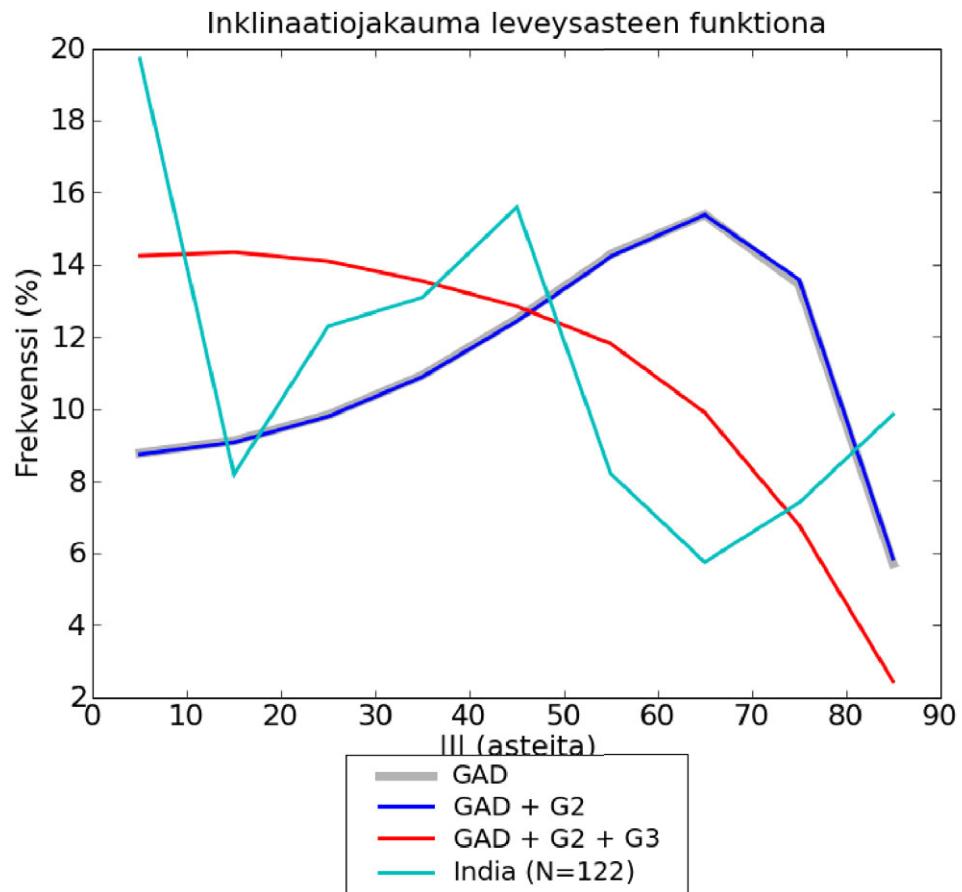
Taulukko 4.20: Pienten mannerten inkliinaatiojakauma.

luokka	havaittu f	havaittu f (%)	teoreettinen f (%)
0° – 10°	2	8.0	8.78
10° – 20°	5	20.0	9.12
20° – 30°	4	16.0	9.84
30° – 40°	3	12.0	10.94
40° – 50°	7	28.0	12.50
50° – 60°	1	4.0	14.28
60° – 70°	2	8.0	15.38
70° – 80°	1	4.0	13.46
80° – 90°	0	0.0	5.70

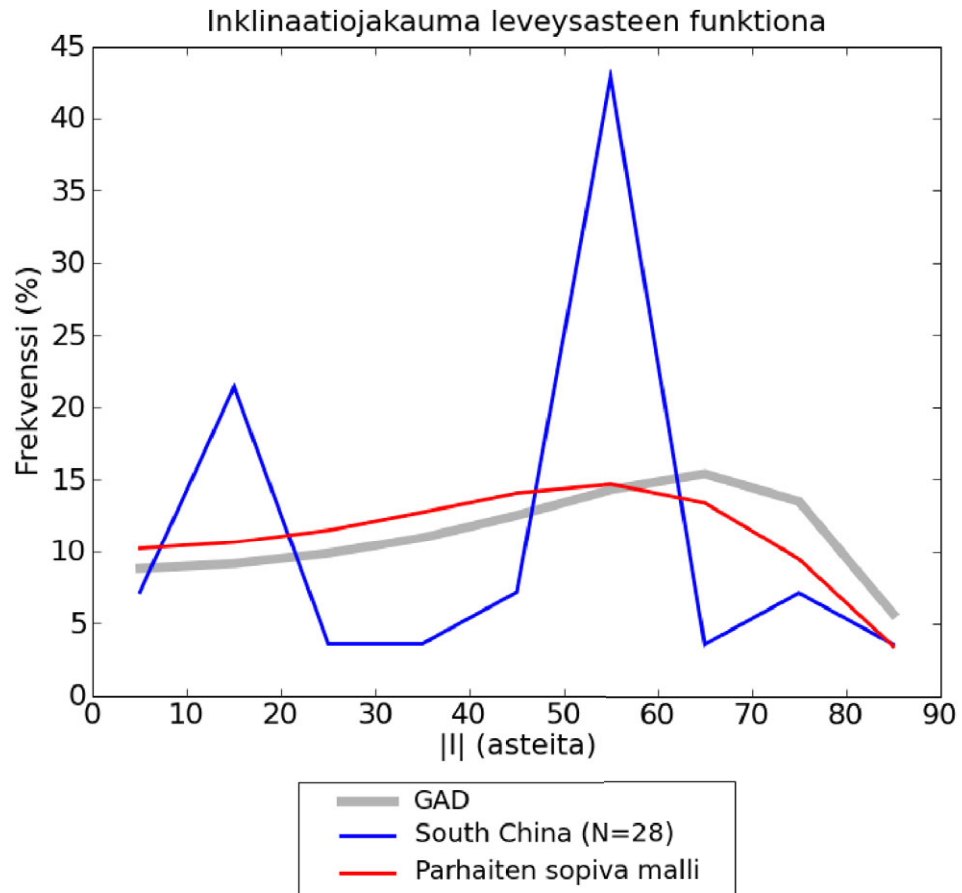
itäpuolella sijaitsevalta Madagaskarin saarelta näytteitä on yksi: se perustuu 560 Ma:n ikäisiin juonikiviin.

Myös Antarktis kuuluu mantereisiin, joilta paleomagneettista dataa on niukasti saatavilla. Sekin perustuu melko vanhoihin tutkimuksiin, joista kolme on julkaistu jo 1970-luvulla. Kaikkien AV-arvot ovat 3 ja iät selvästi yli miljardi vuotta. Inkliinaatiot ovat -54.5° , -38.8° , 45.9° ja -42.5° . Etelämantereen itäosassa Kuningatar Maudin maalla sijaitsevalta, geologisesti erilliseltä Grunehognan alueelta on saatu vain yksi tulos. Borgmassivetin intruusion 1130 miljoonaa vuotta vanhasta kivistä on mitattu inkliinaatioksi -3.6° . Tämä on myös avainnapa. Muita havaintoja alueelta ei ole.

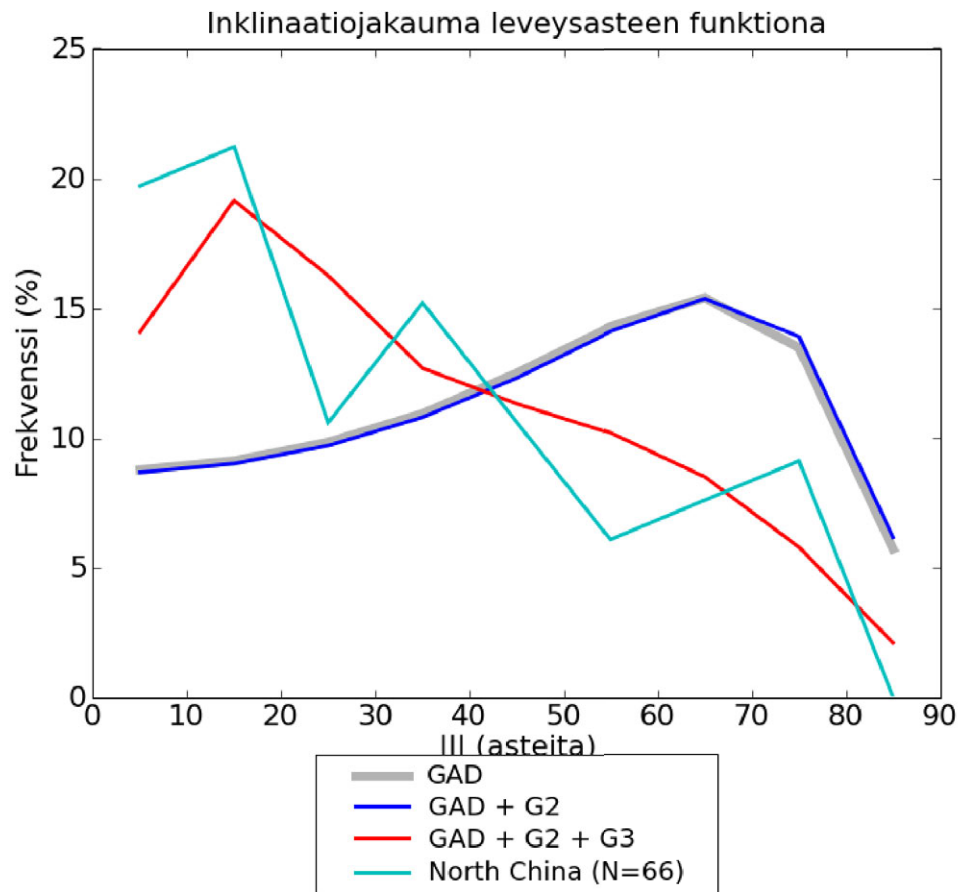
Pienten kratonien havainnoista laskettu I :n keskiarvo on 31.8° ja mediaani 32.1° , joten GAD-hypoteesi ei päde, vaan jakauma muistuttaa sedimenttivaltaisille kratoneille tyypillisiä jakaumia. Kaikki 25 havaintoa sijoittuvat luokkiin taulukon 4.20 ja kuvan 4.20 tapaan. χ^2 -testausta ei näin suppealle havaintojoukolla voi tehdä, joten teoreettisten mallikäyrien pohjadataan määrää ei ole ollut tarkoituksenmukaista säätää havaintojoukon suuruiseksi. Havaintojen määrä on jakauman keskivaiheilla niin suuri, että alueellis-ajallisen keskiarvoistuksen tekeminen voisi olla aiheellista.



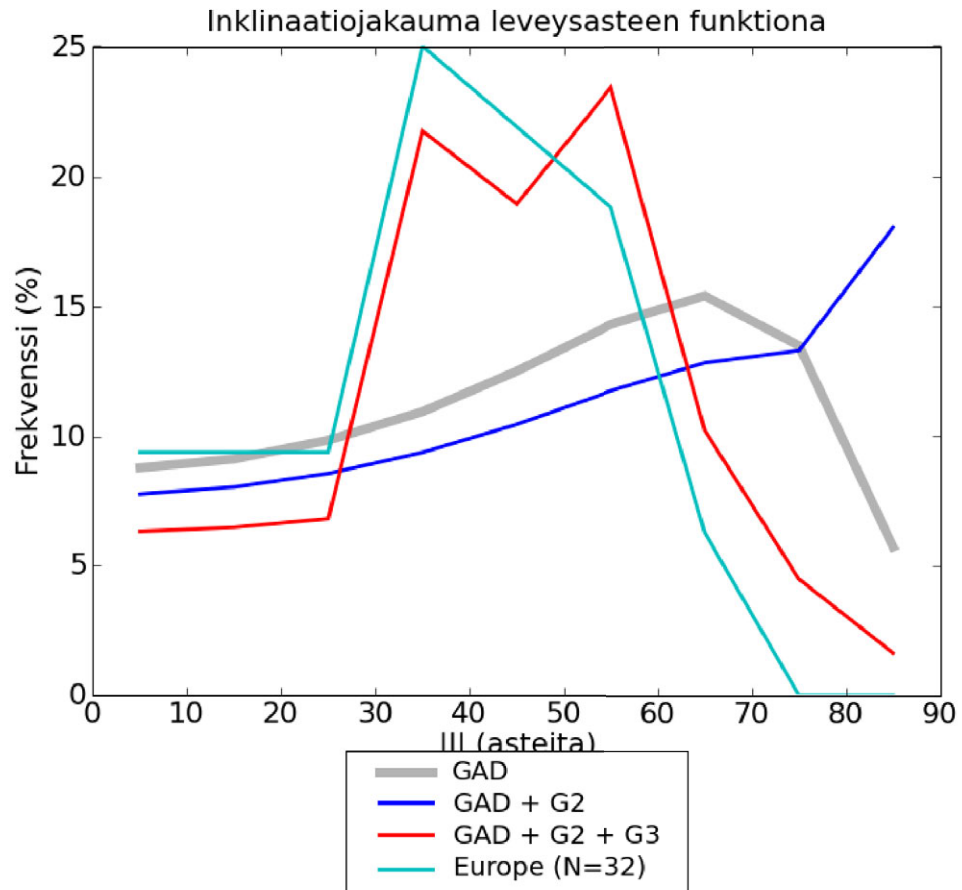
Kuva 4.6: Intian paleomagneettisen datan (*India*) jakauma sekä siihen sovitettu Maan magneettikentän malli. Redusoimattoman havaintojoukon lisäksi näkyvissä kolme teoreettista mallia: *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 5 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 20 % GAD:ista*). Teoreettisten mallien jakaumat on χ^2 -testauksen vuoksi piirretty 122 havainnosta koostuvan simuloidun datajoukon pohjalta.



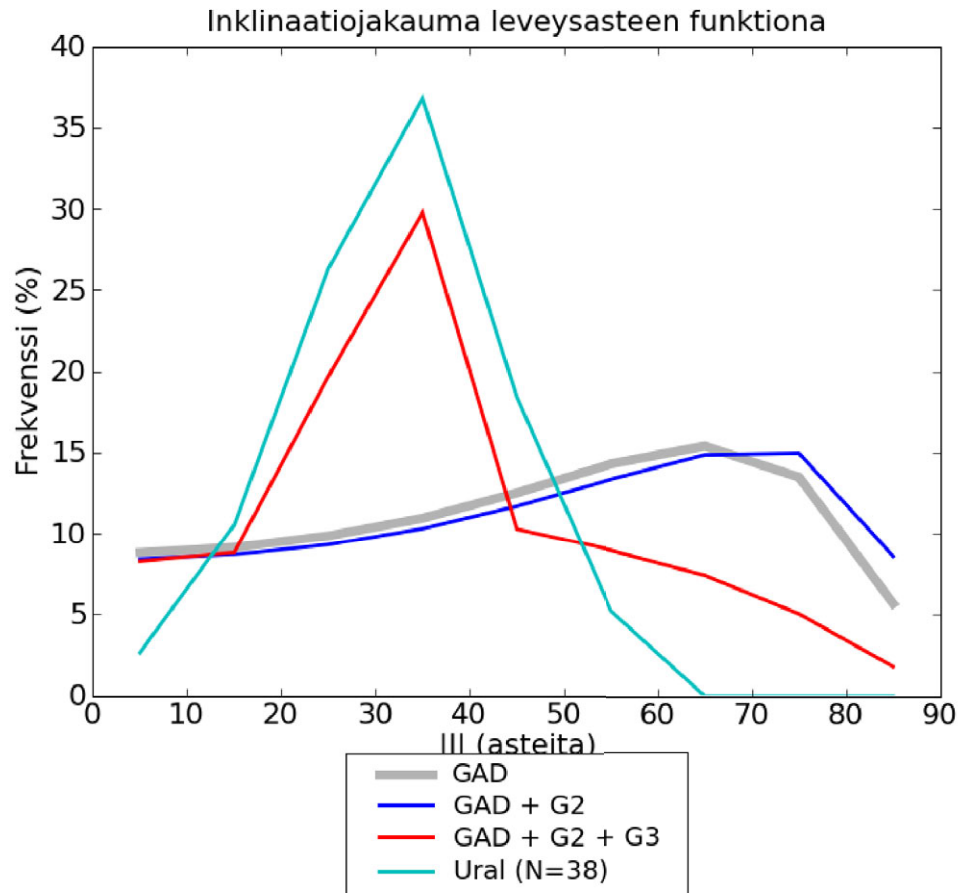
Kuva 4.7: Etelä-Kiinan paleomagneettisen datan jakauma (*South China*) ja teoreettiset mallikäyrät, jotka on muodostettu 10 000 havaintoa sisältävän simuloitun datajoukon pohjalta. Mallit ovat: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (kvadrupoli 10 % *GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (oktupoli 10 % *GAD:ista*). Vahvasti kaksihuippuista havaintojoukkoa on mahdotonta mallintaa.



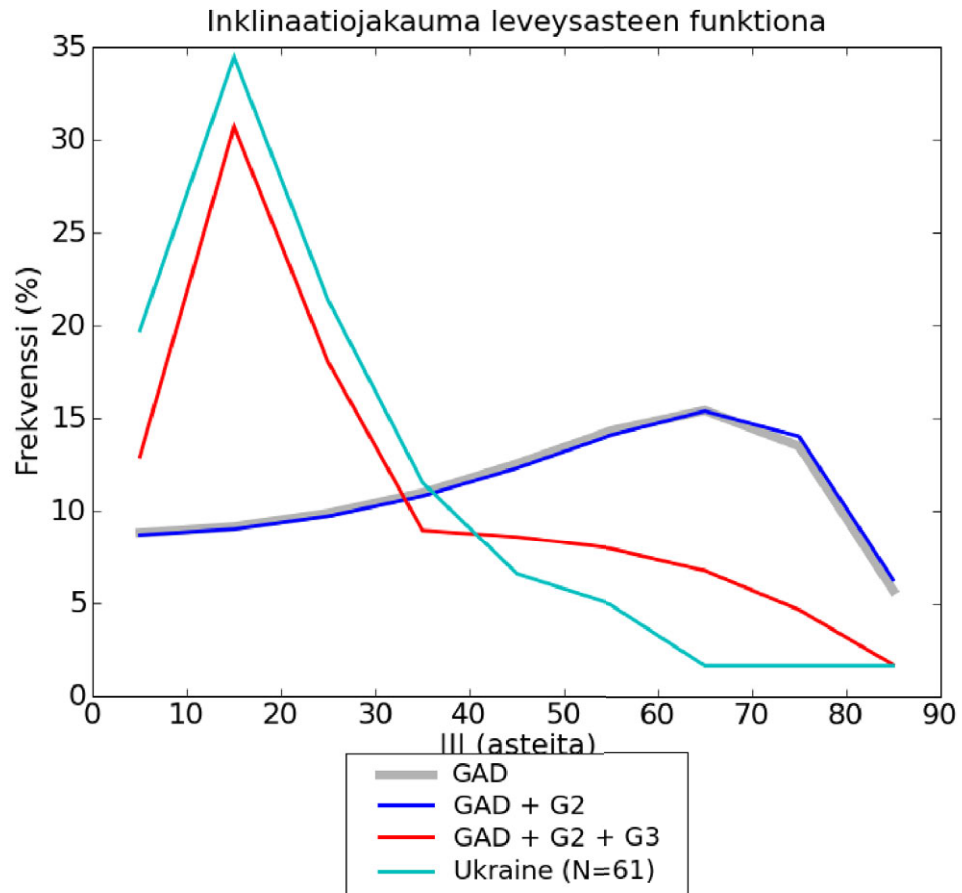
Kuva 4.8: Pohjois-Kiinan paleomagneettisen datan jakauma (*North China*). Teoreettiset mallikäyrät ovat muodostuneet 10 000 havaintoa sisältävän simuloitun datajoukon pohjalta ja kuvassa näkyvät seuraavat: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 9 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 27 % GAD:ista*). Teoreettiset käyrät on luotu keinotekoiseen 10000 havaintoa sisältävään joukkoon perustuen.



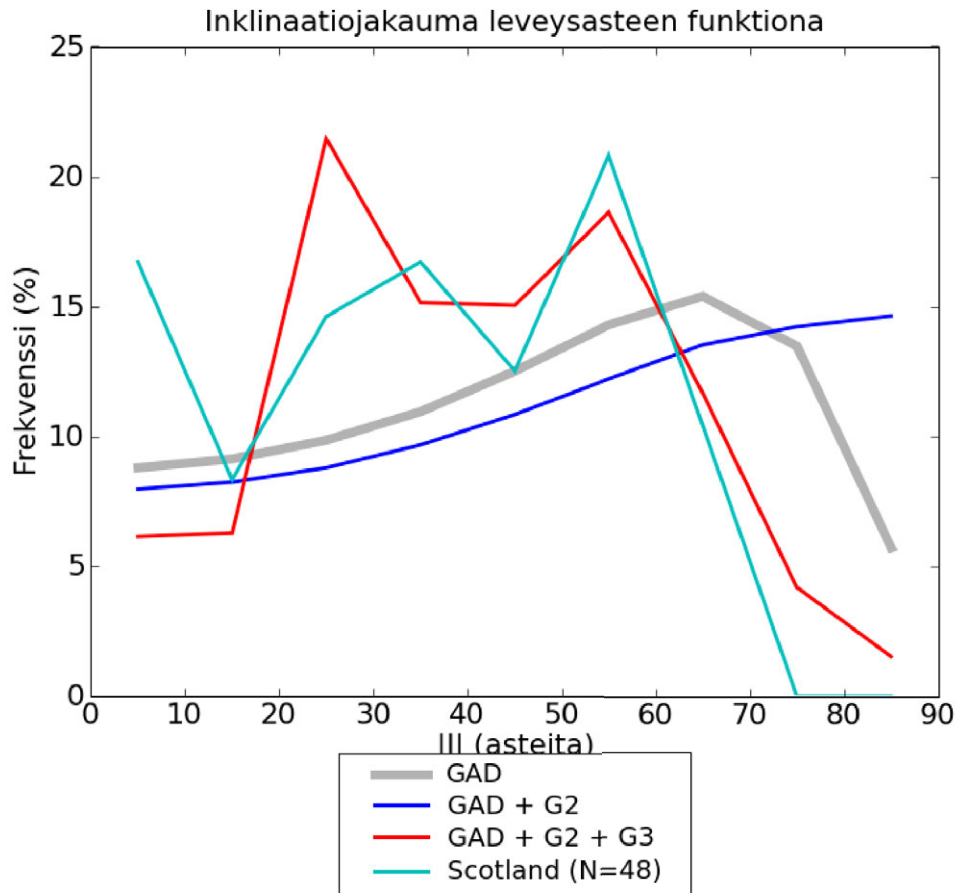
Kuva 4.9: Euroopan paleomagneettisen datan jakauma (*Europe*) Maan magneetikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 36 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 44 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty 10 000 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta. Kokeellinen malli perustuu datajoukkoon, jossa myös heikkolaa-tuiset tulokset ovat mukana.



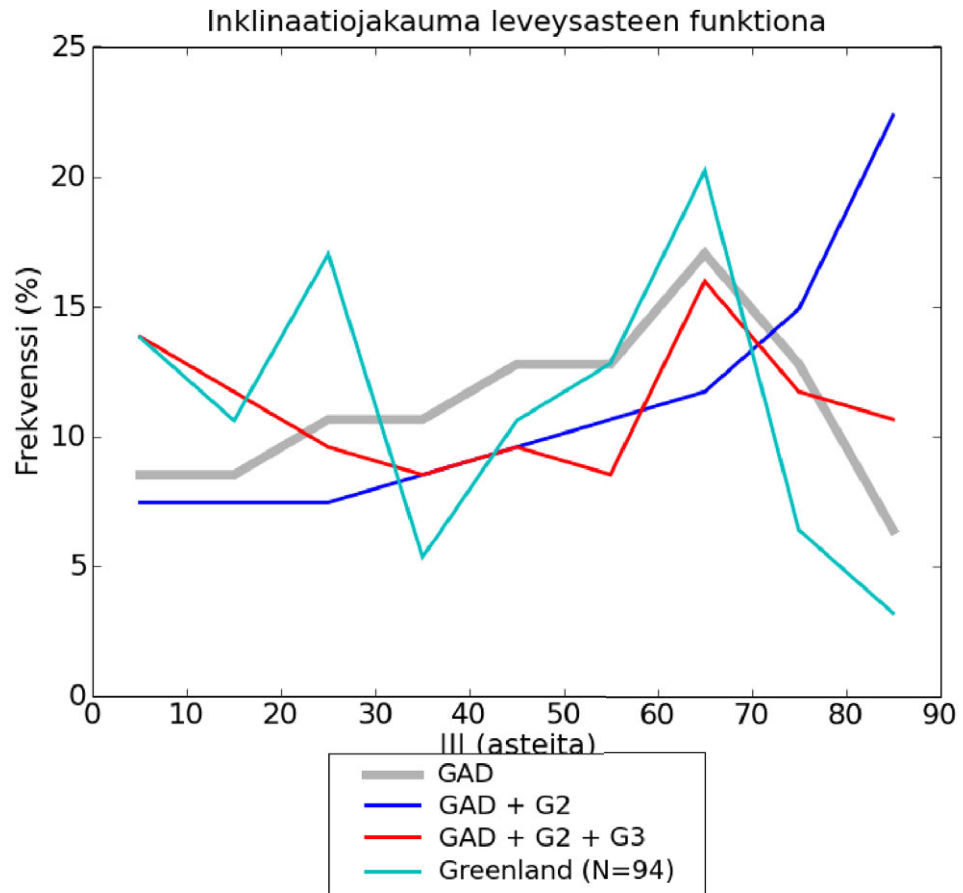
Kuva 4.10: Uralin paleomagneettisen datan jakauma (*Ural*) Maan magneetikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 20 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 35 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty 10 000 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta.



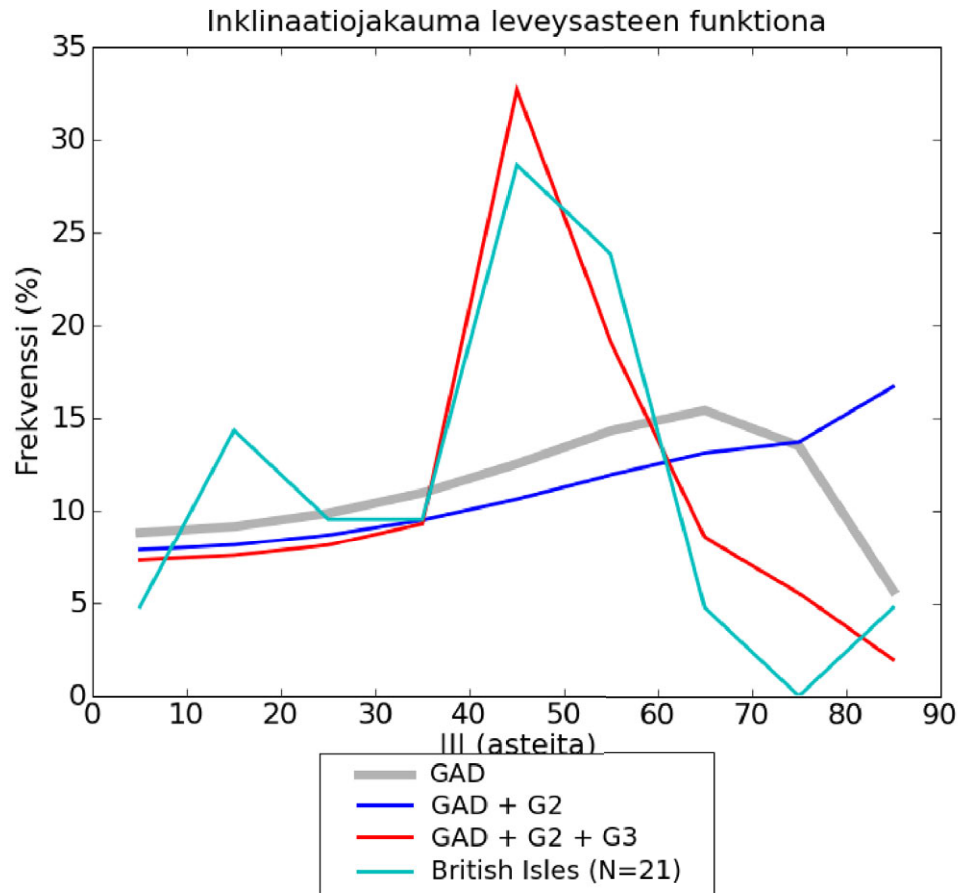
Kuva 4.11: Ukrainan paleomagneettisen datan jakauma (*Ukraine*) Maan magneettikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 10 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 40 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty 10 000 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta. Kokeellinen malli pohjautuu redusoimattomaan dataan.



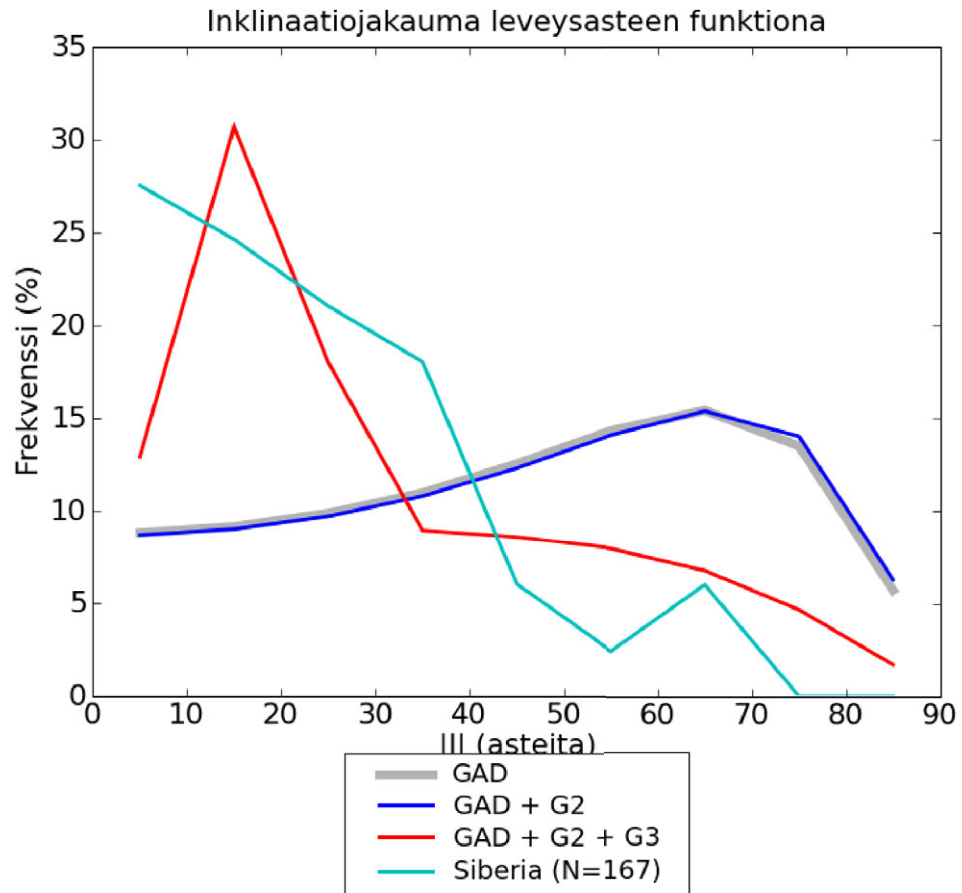
Kuva 4.12: Skotlannin paleomagneettisen datan jakauma (*Scotland*) Maan magneettikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 31 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 49 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty 10 000 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta.



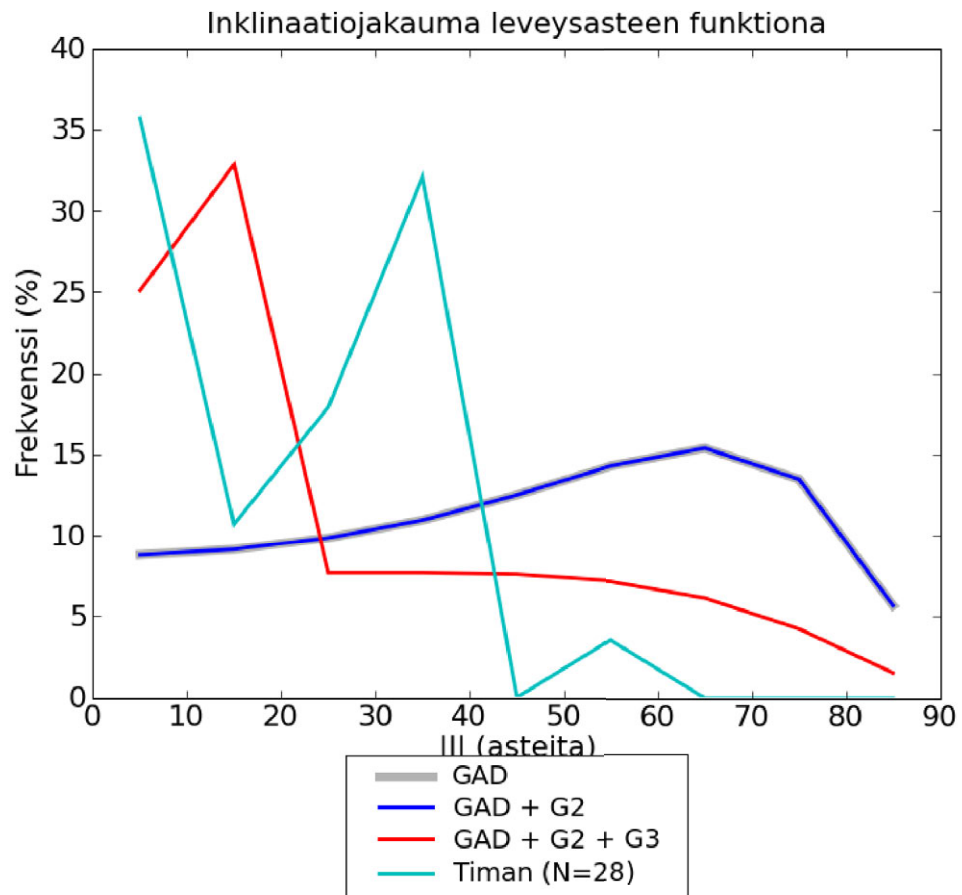
Kuva 4.13: Grönlannin paleomagneettisen datan jakauma (*Greenland*) Maan magneettikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 50 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 70 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty 94 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta.



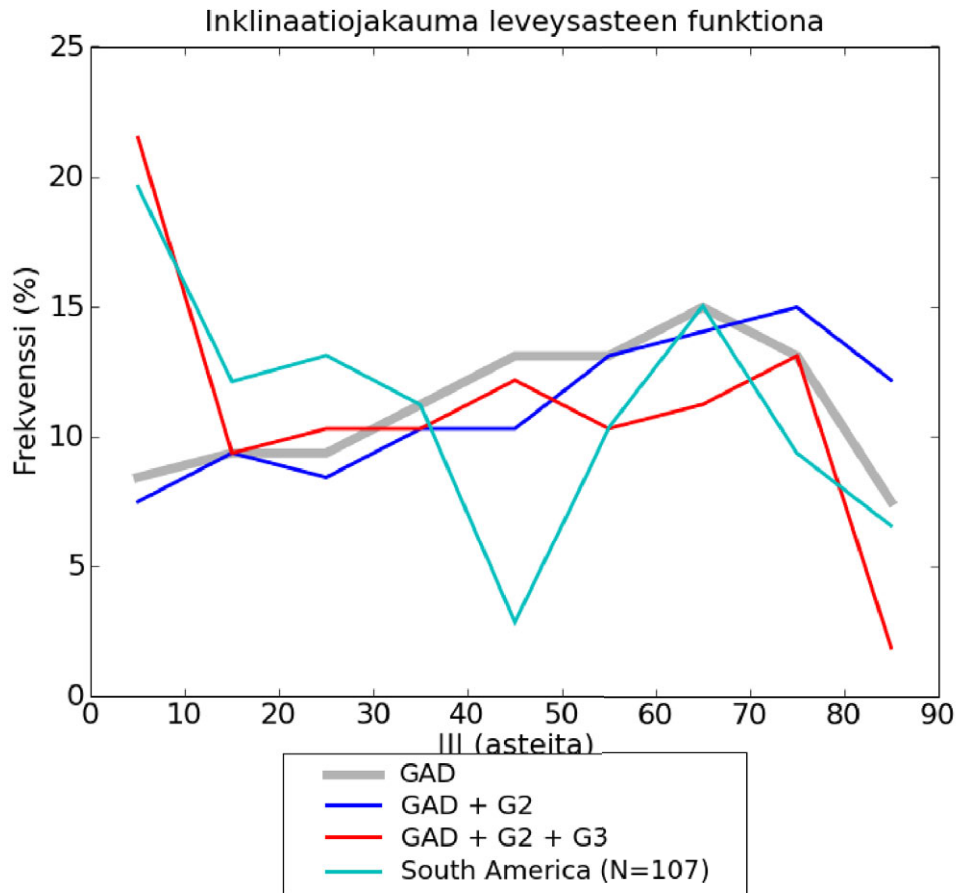
Kuva 4.14: Brittein saarten paleomagneettisen datan jakauma (*British Isles*) Maan magneettikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (kvadrupoli 34 % *GAD*:ista) ja 3. *GAD + G2 + G3* (oktupoli 32 % *GAD*:ista). Mahdollisuutta χ^2 -testaukseen ei ole, joten teoreettiset mallikäyrät pohjautuvat 10 000 havainnon simuloituun datajoukkoon.



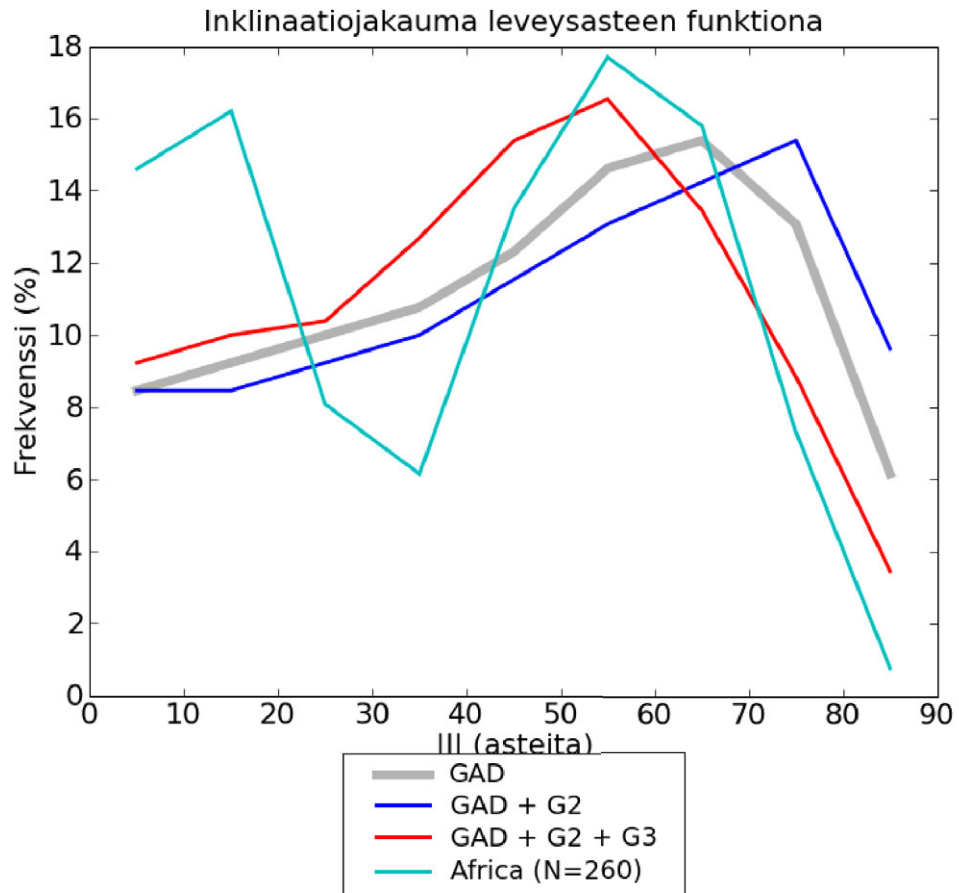
Kuva 4.15: Siperian paleomagneettisen datan jakauma (*Siberia*) Maan magneetikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 10 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 40 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty 10 000 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta.



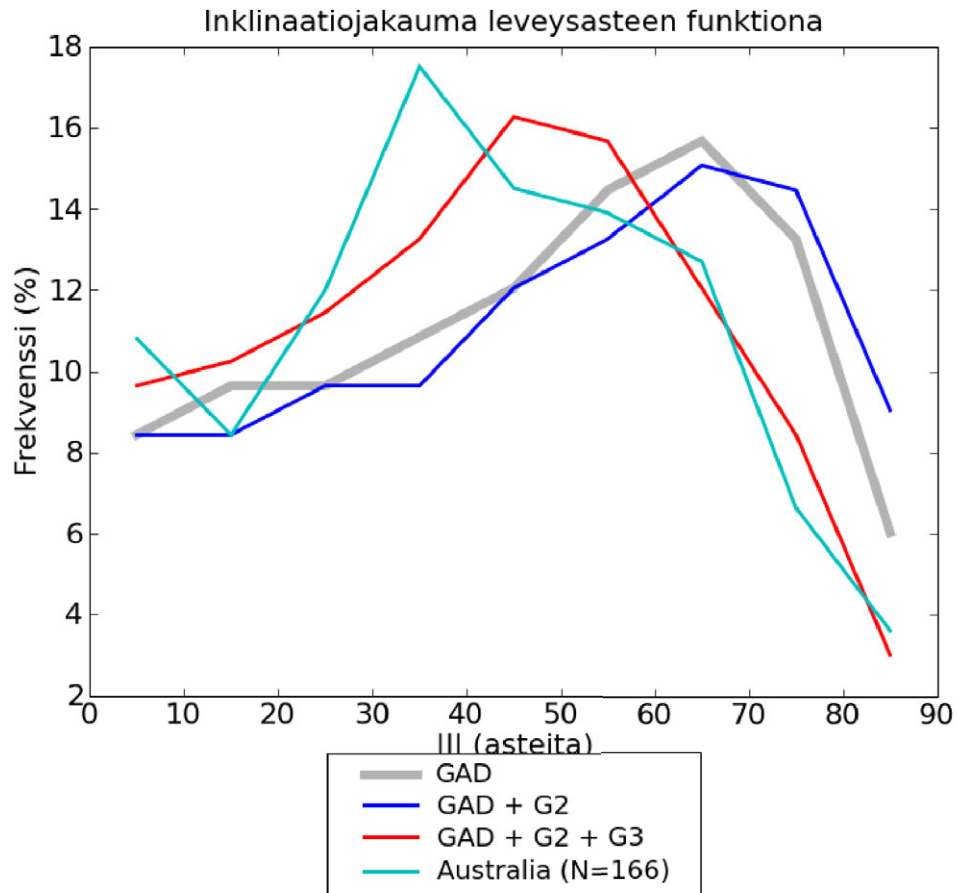
Kuva 4.16: Timanin paleomagneettisen datan jakauma (*Timan*) Maan magneetikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 0 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 47 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty 10 000 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta, koska χ^2 -testausta ei ole voitu suorittaa.



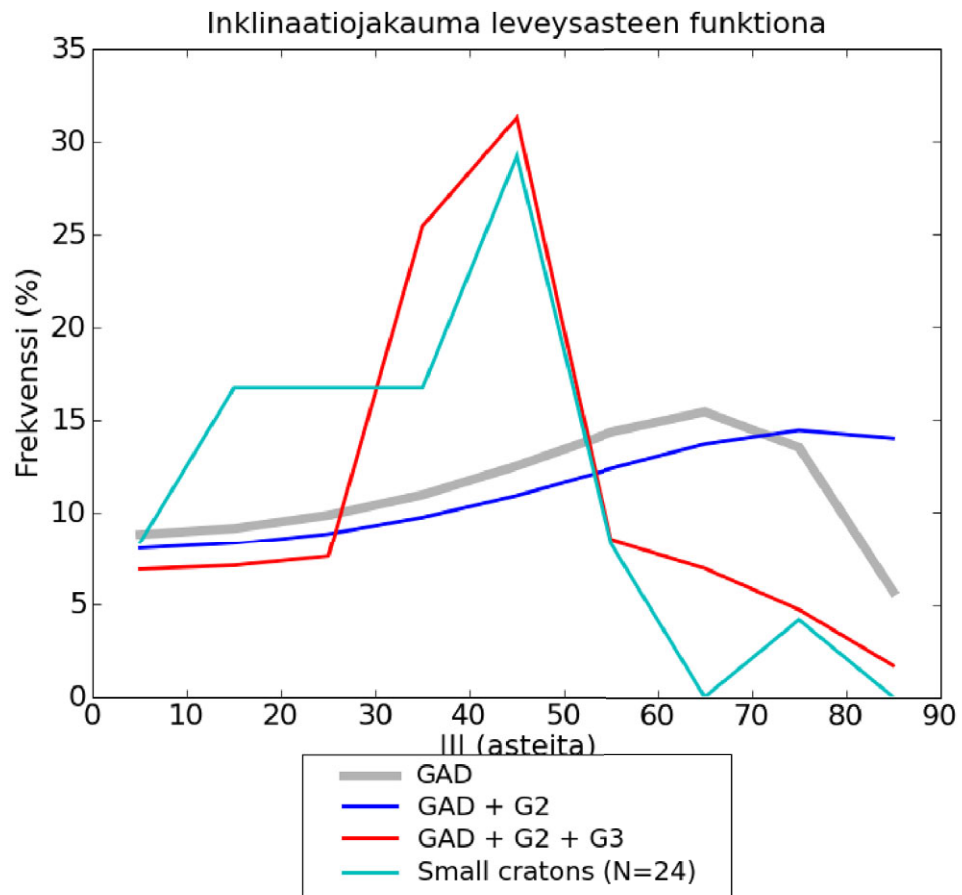
Kuva 4.17: Etelä-Amerikan paleomagneettisen datan jakauma (*South America*) Maan magneettikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 26 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 60 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty simuloidun datajoukon pohjalta niin, että pisteiden määrä on χ^2 -testauksen edellyttämällä tavalla 107.



Kuva 4.18: Afrikan paleomagneettisesta datasta laskettu malli (*Africa*) Maan magneettikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 22 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 15 % GAD:ista*). Teoreettiset mallit on piirretty 260 havaintoa sisältävän simuloidun datajoukon pohjalta, jotta ne olisivat käytettävissä χ^2 -testaukseen.



Kuva 4.19: Australian paleomagneettisesta datasta laskettu malli (*Australia*) Maan magneettikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 19 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 16 % GAD:ista*). Teoreettiset mallikäyrät on piirretty 166 havaintoa kattavien simuloitujen havaintosarjojen avulla.



Kuva 4.20: Arabian, Taimyrin, Huippuvuorten, Seychellien, Madagaskarin, Antarktisen ja Grunehognan yhteisestä paleomagneettisesta datasta laskettu malli (*Small cratons*) Maan magneettikentälle. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (*kvadrupoli 30 % GAD:ista*) ja 3. *GAD + G2 + G3* (*oktupoli 40 % GAD:ista*). Kokeellisen jakauman suppeus ja heterogeenisyys vaikeuttavat mallien sovittamista. Manner-Euroopalle ja Brittein saarille tyypilliseen tapaan keskileveysasteet ovat vahvasti edustettuja. Teoreettiset mallikäyrät on saatu 10 000 havainnon laajuisesta simuloidusta datajoukosta.

Luku 5

Globaali inkliinaatiojakauma

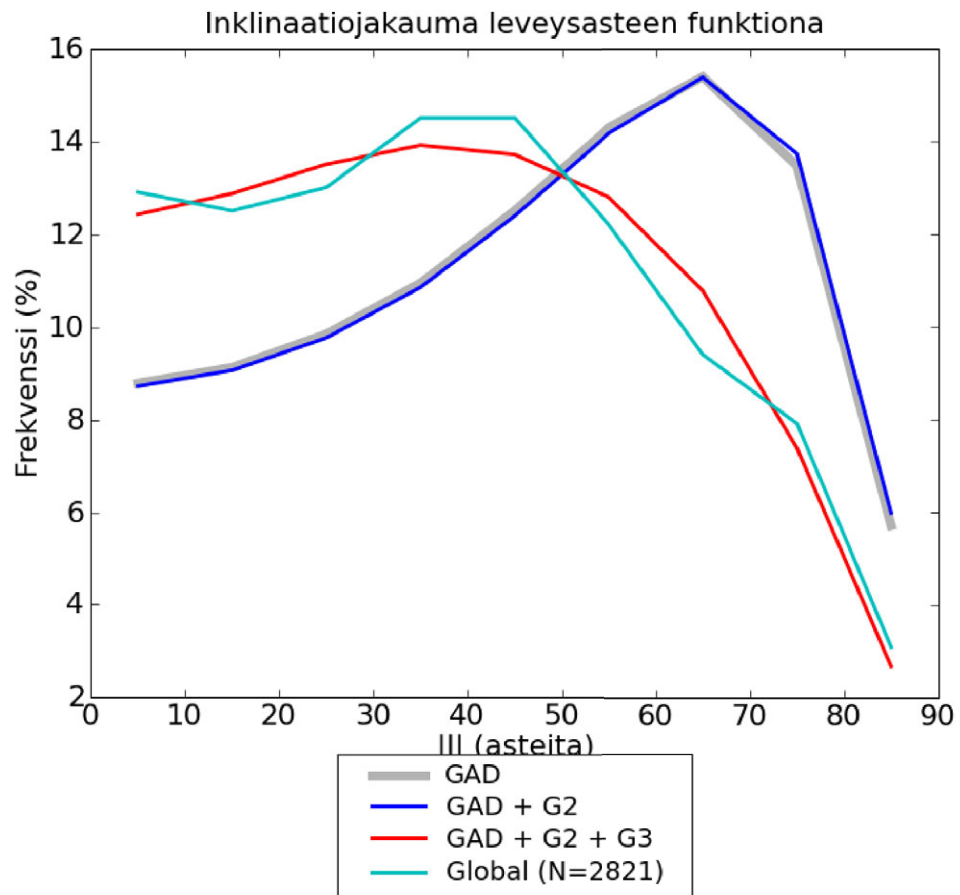
Maailmanlaajuinen paleomagneettinen data on kokoelma eri mantereilta tehtyjä mittauksia. Tätä tutkimusta varten havaintoja on ollut käytössä 2821, mutta niistä suurin osa on saatu Pohjois-Amerikasta ja Fennoskandiasta, jotka yhdessä kattavat Maan mannerpinta-alasta alle viidesosan. Erityisesti Euraasian keski- ja itäosien data on aivan liian vähäistä ja huonolaatuista osin alueiden vaikeapääsyisyyden vuoksi. Kaikilta 23 kratonilta kootulle datalle I :n keskiarvo on 38.1° ja mediaani 37.9° eli yli 10 % matalampi kuin GAD:in ennustama. Luokat ovat taulukossa 5.1. Myös χ^2 -testaus on suoritettu.

5.1 Datan laadun vaikutus tuloksiin

Paleomagneettisen tietokannan havainnoista useimpien laatu on määritelty AV-kriteerillä, joka vaihtelee suljetulla välillä 0-6 kokonaislukuna. Suurempi arvo merkitsee aina luotettavampaa havaintoa. Tärkeimpiä luotettavuuden arviointiparametreja ovat olleet paleomagneettisen navan virhe-ellipsin suuruus 95 %:n luottamusvälillä, isotooppi-ään olemassaolo ja määrittelyn tarkkuus sekä navan sijoittuminen uskottavan, riittävän monen havainnon perusteella lasketun napavaeluskäyrän läheisyyteen. **Van der Voo** käytti fanerotsooisen datan luokittelussa väliä 0-7 (AV, automatisoitu Voo-luokitus) [van der Voo, 1993], mutta vanhemman aineiston luokitteluun suppeampi asteikko on sopivampi [Evans *et al.*, 2010]. Niinpä ylin luokka on pudotettu pois [Pesonen, 2010].

Jos $AV \geq 3$, inkliinaatio katsotaan riittävän luotettavaksi vaativaankin dipolimallin testaukseen. Erityisesti entisen Neuvostoliiton alueella tehdyt mittaukset ovat paikoin lähes luokattoman huonoja, joten AV-kriteerin perusteella tapahtuva reduointi valitettavasti lisää Länsi-Euroopan, Pohjois-Amerikan ja Australian havaintojen painoarvoa entisestään. Toisaalta myös Afrikan ja Etelä-Amerikan kilpi-alueilta on koottu tilastollisesti merkitsevä määrä laadukkaita tuloksia, joskin vasta suodatus tuo ne esiin huonomman datan keskeltä. Sedimenteistä saatu aineisto on pääsääntöisesti liian mataliin inkliinaatioihin painottunutta ja metamorfisia näytteitä on aivan liian vähän, joten laatukriteerien vaikutusta on testattu dataan, joka sisältää vain magmakivinäytteitä.

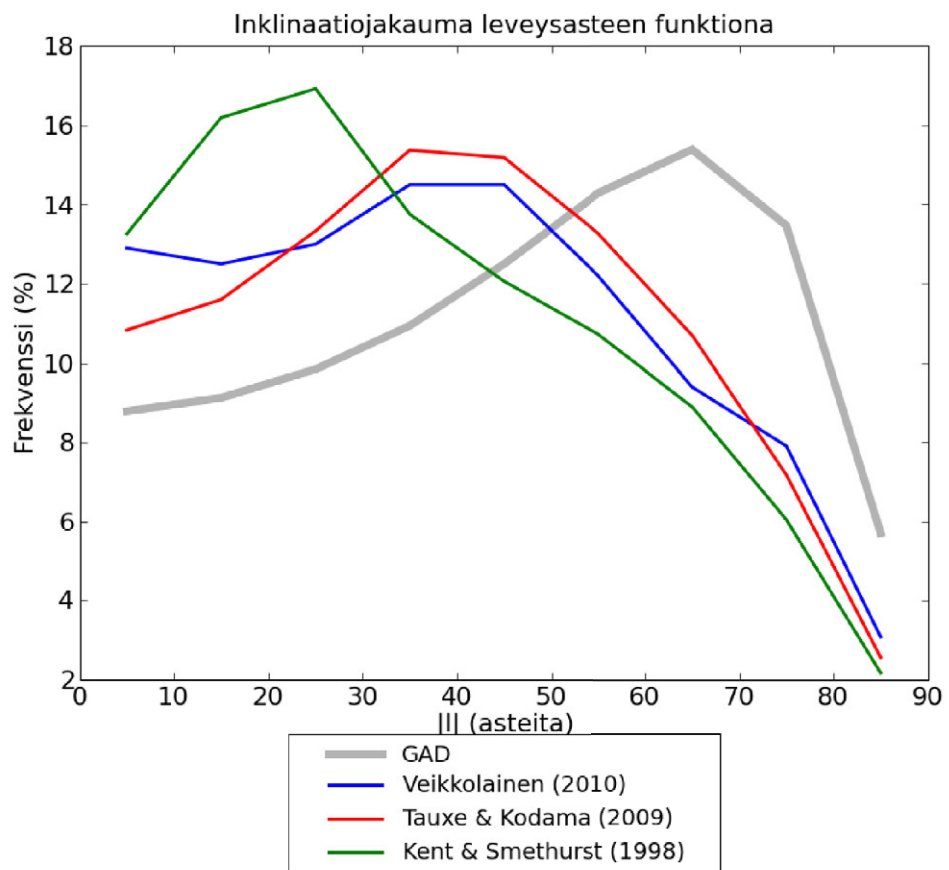
Taulukko 5.2 sekä kuva 5.9 osoittavat datan hyvyden vaikutuksen inkliinaatiojakaumaan. Taulukossa näkyvät myös χ^2 -testisuureen X^2 arvot, jotka on laskettu samoilla kriteereillä kuin mannerkohtaisten inkliinaatiojakaumien tapauksessa. Vertailukohtana on siis jälleen GAD-kenttä ja simuloitu datajoukko vastaa



Kuva 5.1: Kaikkien tutkimukseen käytettyjen mannerten yhteinen, suodattamaton inklinaatiojakauma (Global). Magmakivet, sedimentit ja metamorfiset kivet mukana havaintojoukossa. Kuvassa lisäksi kolme teoreettista mallia: 1. *GAD*, 2. *GAD + G2* (kvadrupoli 7 % *GAD*:ista) ja 3. *GAD + G2 + G3* (oktupoli 17 % *GAD*:ista). Jakauma on matalille inklinaatioille painottunut, ja vieläpä selvemmin kuin monien yksittäisten kratonien jakaumat. χ^2 -arvo on hyvin kaukana kriittisestä arvosta. Kvadru- ja oktupolin voimakkuuksien osalta *GAD + G2 + G3* asettuu Kentin ja Smethurstin sekä Tauxen ja Kodaman mallien välimaastoon.

Taulukko 5.1: Globaali suodattamaton inkliinaatiojakauma

luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	363 (12.9 %)	248 (8.78 %)	53.33
10° – 20°	352 (12.5 %)	258 (9.14 %)	34.25
20° – 30°	368 (13.0 %)	276 (9.78 %)	30.67
30° – 40°	411 (14.5 %)	310 (11.0 %)	32.91
40° – 50°	410 (14.5 %)	352 (12.5 %)	9.56
50° – 60°	343 (12.2 %)	402 (14.2 %)	8.66
60° – 70°	265 (9.39 %)	434 (15.3 %)	65.81
70° – 80°	223 (7.90 %)	380 (13.5 %)	64.87
80° – 90°	87 (3.08 %)	162 (5.74 %)	34.72
yhteensä	2822 (100 %)	2822 (100 %)	334.8



Kuva 5.2: Kuvan 5.1 kokeellinen inkliinaatiojakauma (Veikkolainen), ja vertailukoh-
 htina Kentin ja Smethurstin [Kent & Smethurst, 1998] ($G_2 = 10\%$, $G_3 = 25\%$
 GAD:ista) sekä Tauxen ja Kodaman [Tauxe & Kodama, 2009] ($G_2 = 15\%$, $G_3 = 19\%$
 GAD:ista) sovitukset.

Taulukko 5.2: Globaali data laatukriteerien mukaan jaoteltuna, luokkien arvot ovat inkliinaatioluokkien frekvenssejä

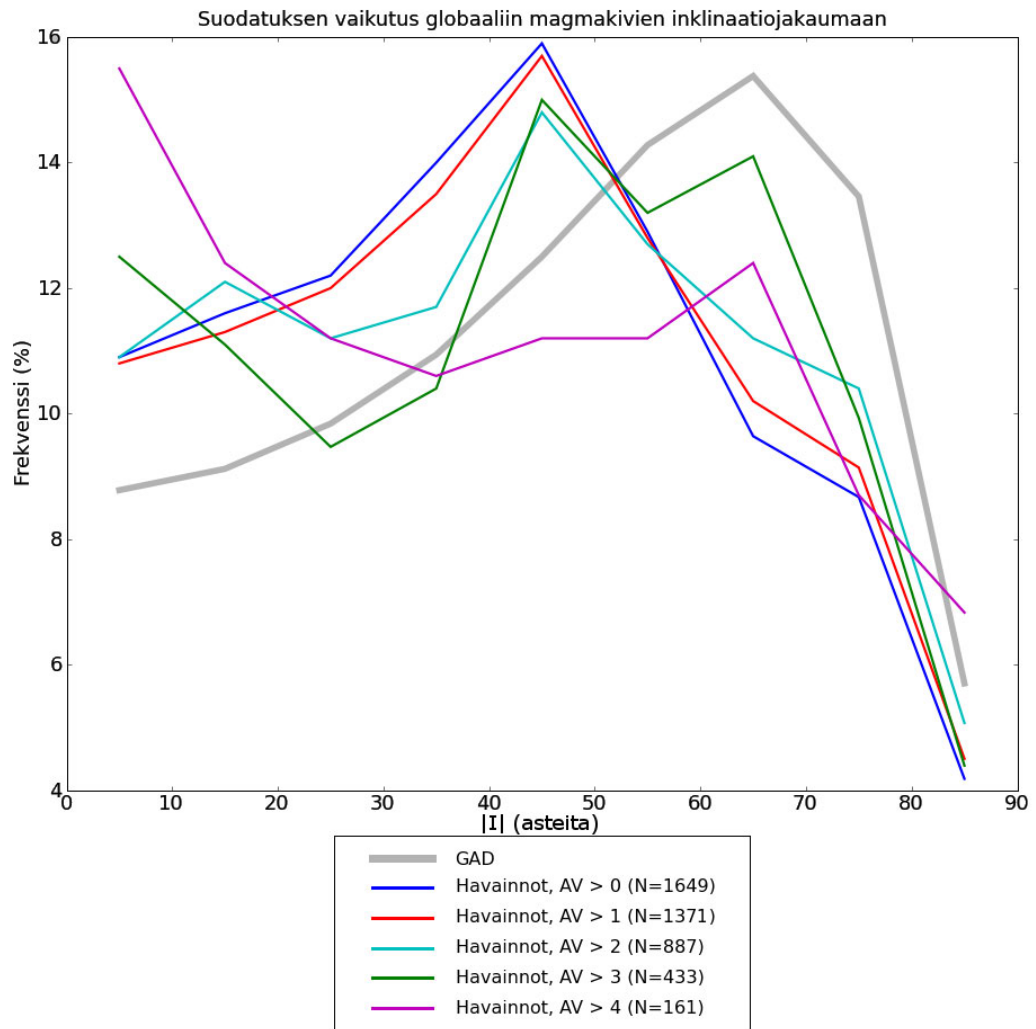
luokka	$AV \geq 1$	$AV \geq 2$	$AV \geq 3$
0° – 10°	180 (10.9 %)	149 (10.8 %)	97 (10.9 %)
10° – 20°	191 (11.6 %)	149 (11.3 %)	107 (12.1 %)
20° – 30°	201 (12.2 %)	166 (12.0 %)	99 (11.2 %)
30° – 40°	231 (14.0 %)	186 (13.5 %)	104 (11.7 %)
40° – 50°	263 (15.9 %)	216 (15.7 %)	131 (14.8 %)
50° – 60°	212 (12.9 %)	177 (12.8 %)	113 (12.7 %)
60° – 70°	159 (9.64 %)	140 (10.2 %)	99 (11.2 %)
70° – 80°	143 (8.67 %)	126 (9.14 %)	92 (10.4 %)
80° – 90°	69 (4.18 %)	62 (4.50 %)	45 (5.07 %)
yhteensä	1649 (100 %)	1371 (100 %)	887 (100 %)
X^2	132.0	87.0	37.7

luokka	$AV \geq 4$	$AV \geq 5$	$AV = 6$
0° – 10°	54 (12.5 %)	25 (15.5 %)	2 (7.14 %)
10° – 20°	48 (11.1 %)	20 (12.4 %)	3 (10.7 %)
20° – 30°	41 (9.47 %)	18 (11.2 %)	2 (7.14 %)
30° – 40°	45 (10.4 %)	17 (10.6 %)	1 (3.57 %)
40° – 50°	65 (15.0 %)	18 (11.2 %)	7 (25.0 %)
50° – 60°	57 (13.2 %)	18 (11.2 %)	1 (3.57 %)
60° – 70°	61 (14.1 %)	20 (12.4 %)	6 (21.4 %)
70° – 80°	43 (9.93 %)	14 (8.70 %)	3 (10.7 %)
80° – 90°	19 (4.39 %)	11 (6.83 %)	3 (10.7 %)
yhteensä	433 (100 %)	161 (100 %)	28 (100 %)
X^2	18.4	14.9	ei määritelty

kooltaan havaintojoukkoa. Helposti nähdään, että jakaumat lähestyvät GAD:in jakaumaa, kun havaintoja seulotaan yhä tiukempien laatuvaatimusten mukaan.

5.2 Kivityypin ja iän vaikutus tuloksiin

Tutkimuksen kaikki data on luokiteltu kivityyppien mukaan magmakiviin (*igneous rocks*), sedimentteihin (*sedimentary rocks*) ja metamorfisiin kiviin (*metamorphic rocks*). Magmakivivaltaisiin kratoneihin lukeutuvat mm. Baltica, Grönlanti, Intia, Laurentia ja Ukraina. Toisaalta joiltakin alueilta, kuten Siperiasta, Skotlannista ja Timanista, tuloksia on saatu pelkästään tai lähes pelkästään sedimenteistä. Entisessä Neuvostoliitossa tehdyille havainnoille tyypillisiä ovat epätavallisen matalat inkliinaatiot myös magmakivistä saaduissa tuloksissa. Koska useat sedimenteistä saadut tulokset ovat AV-kriteerin perusteella varsin epäluotettavia, vain näytteet, joille $AV \geq 3$ on otettu huomioon. Globaalit sedimentti- (s) ja magmakivien (i) inkliinaatiojakaumat on esitetty taulukossa 5.3. Vertailukohtina on käytetty GAD-simuloituja datajoukkoja, jotka kooltaan vastaavat havaittuja. Eri-ikäisistä magmakivinäytteistä ($AV \geq 3$) koostetut inkliinaatiojakaumat näkyvät kuvassa 5.4. Sovituksia GAD:in suhteen ei ole tehty, mutta kuvatekstissä esiintyvistä



Kuva 5.3: Magmakivinäytteiden laadun vaikutus globaaliin inkлинаatioon. Mukana AV-kriteerin koko kirjo, paitsi ylintä luokkaa ($AV > 5$) ei ole eroteltu sen suppean koon vuoksi. Vain 28 havainnon joukko tuottaisi sahalaitaisen, vaikeasti tulkittavan jakauman, jota ei voisi edes χ^2 -testata. Kriteerillä $AV \geq 5$ testisuureen arvo 14.9 jää kriittisen arvon 15.507 alapuolelle. Niinpä 6.06 %:n p-arvolla GAD-hypoteesi jää voimaan. Toisaalta χ^2 -testisuureen luonteeseen kuuluu, että se hyvin epävarmoissa tilanteissa, kuten jakauman ollessa pieni, suosii nollahypoteesia. Kuitenkin kuvaajia katsomalla voi päätellä, laatukriteerin kasvatus ei poista matalien inkлинаatioiden yliedustusta, vaan vääristymä säilyy. Keskiarvoasteiden huippu katoaa, mutta korkeiden inkлинаatioiden osuus pysyy huomattavasti pienempänä kuin GAD-mallissa.

Taulukko 5.3: Globaalit inkliinaatiojakaumat magma- ja sedimenttikiville. Mukana vain havainnot, joille $AV > 2$.

luokka	s: havaittu f	m: havaittu
0° – 10°	93 (19.1 %)	97 (11.0 %)
10° – 20°	78 (16.1 %)	107 (12.1 %)
20° – 30°	81 (16.7 %)	99 (11.1 %)
30° – 40°	80 (16.5 %)	103 (11.6 %)
40° – 50°	51 (10.5 %)	129 (14.6 %)
50° – 60°	59 (12.1 %)	114 (12.9 %)
60° – 70°	24 (4.94 %)	99 (11.2 %)
70° – 80°	19 (3.91 %)	92 (10.4 %)
80° – 90°	1 (0.206 %)	45 (5.08 %)
yhteensä	486 (100 %)	885 (100 %)
X^2	219.9	36.24

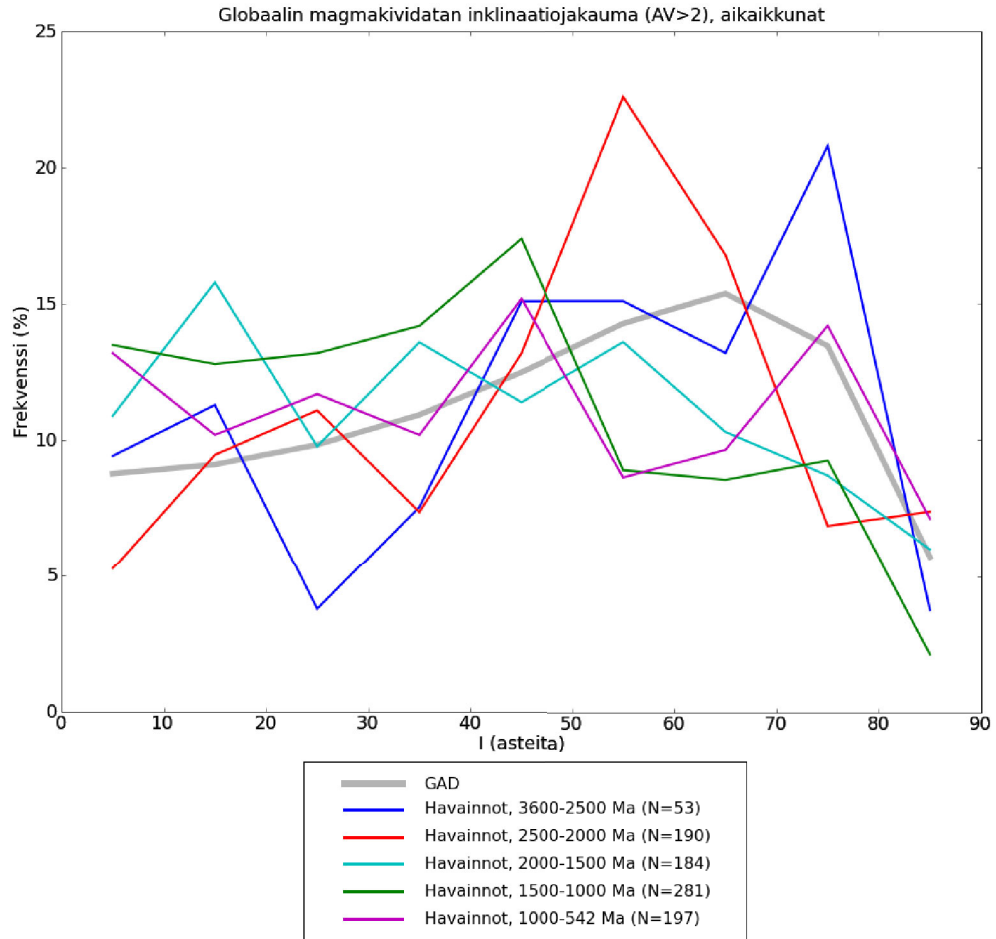
χ^2 -arvoista voi arvioida dipolimallin sopivuutta. Sedimenttikiville kuva 5.5 vahvistaa jo aiemmin havaitun inkliinaatiovirheen, joka ei poistu edes laatukriteeriin perustuvalla suodatuksella.

5.3 Datan luokittelu maantieteellisesti ja ajallisesti

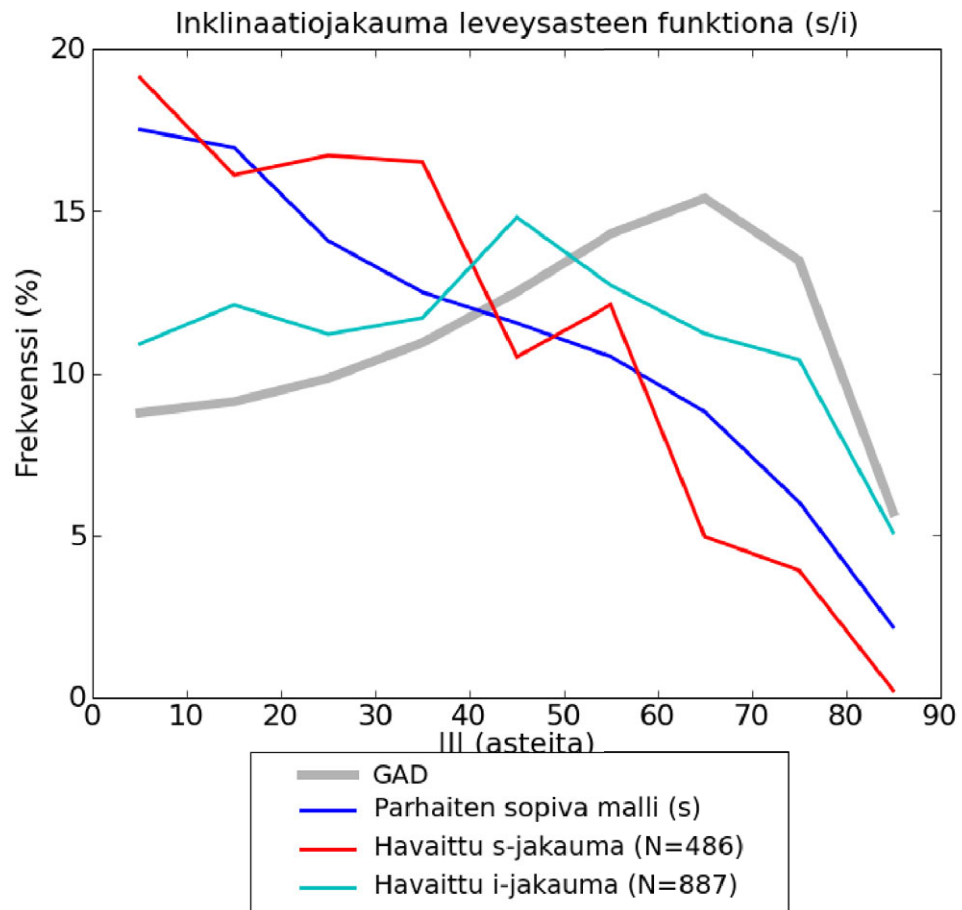
Ihannetapauksessa paleomagneettinen data sisältäisi näytteitä mahdollisimman laajasta joukosta prekambriaajan esiintymiä. Oikeasti näin ei tietenkään ole, vaan havainnot ovat vahvasti painottuneita pohjoiselle pallonpuoliskolle. Synä tähän ovat pitkät tutkimusperinteet Pohjois-Amerikassa ja Länsi-Euroopassa, mutta myös valtamerten suuri osuus eteläisen pallonpuoliskon pinta-alasta. Gondwanamantereen osista Afrikan, Intian ja Australian havaintojen määrässä ja laadussa ei ole vakavia puutteita. Sen sijaan esimerkiksi Antarktis on kokoonsa ja geologiseen merkitykseensä nähden aivan liian huonosti tutkittu.

Alueellinen keskiarvoistaminen (*binning*), ”binnaus” perustuu siihen, että Maan pinta jaetaan maantieteellisissä leveys- ja pituusastesuunnissa alueisiin, joiden ulottuvuudet ovat $10^\circ \times 10^\circ$. Vaihtoehtoinen, toisinaan käytetty aluekoko olisi esimerkiksi $5^\circ \times 5^\circ$. Tämä tuottaisi laajemman, mutta mahdollisesti enemmän päällekkäisiä havaintoja sisältävän joukon, koska päällekkäiset havainnot osuisivat paikoin eri ruutuihin. Keskiarvoistuksessa kultakin alueelta kootuista suureen I arvoista lasketaan keskiarvo, jotta datapisteiden epätasaisen jakauman aiheuttama virhe saadaan eliminoitua. Toinen poistuva virhetekijä liittyy siihen, että monilla kratoneilla on samoista kivilajijyksiköistä otettu useita näytteitä, joiden geologinen samankaltaisuus on aiheuttanut toisiaan lähellä sijaitsevia kenttäkomponenttien arvoja. Esimerkiksi inkliinaatiot saattavat erota vain etumerkiltään. Keskiarvoistaminen pienentää havaintojoukkoja paikoin hyvin tuntuvasti, sillä monilla alueilla jopa yhdestä tietystä kivistä on otettu useita eri näytteitä.

Ajallinen keskiarvoistus on tehtävä aina ennen kuin binnausruuduilta lasketaan keskimääräisiä inkliinaatioita. Kullekin ruudulle osuneet havainnot luokitellaan ajan suhteen siten, että koko prekambri koostuu 20 miljoonan vuoden pituisista



Kuva 5.4: Magmakivinäytteiden iän vaikutus inkliinaatiojakaumaan. Mukana vain havainnot, joille $AV \geq 3$. Sedimenttejä ei ole mukana, koska kahta miljardia vuotta vanhempiä näytteitä on niiden joukossa aivan liian vähän. Uusin magmakiviaineisto välillä 1000-542 Ma tuottaa pääpiirteissään melko laakean, lähellä GAD:ia sijaitsevan jakauman, johon sahalaitaisuuden vuoksi on kuitenkin vaikea tehdä sovituksia. Siirtymä toiseksi vanhimpaan luokkaan tuottaa äkillisen, vaikeasti ymmärrettävän hyppäyksen kohti GAD:ia, kun vertailukohtana on toiseksi usin aineisto. Vanhimman datan jakauma on sahalaitainen ja sisältää jopa enemmän korkeita inkliinaatioita kuin GAD:n jakauma. χ^2 -testisuureen arvoa ei ole määritetty vanhimmalle joukolle, koska se on liian pieni. Muut testisuureen arvot vaihtelevat suuresti: $X^2 = 21.492$ ja $p = 0.0060$ (2500-2000 Ma), $X^2 = 18.843$ ja $p = 0.0157$ (2000-1500 Ma), $X^2 = 48.612$ ja $p < 0.0001$ (1500-1000 Ma) sekä $X^2 = 14.890$ ja $p = 0.0613$ (1000-542 Ma). Yllättävää on, että 1500-1000 Ma:n aineisto poikkeaa muista huonompaan suuntaan erittäin paljon. Toisaalta uusimman datan inkliinaatiojakauma on ainoa, joka alittaa kriittisen χ^2 -arvon.



Kuva 5.5: Sedimenttikivien ($AV > 2$) globaali inklinaatiojakauma ja siihen sovitettu malli, jossa $G2 = 5\%$ ja $G3 = 25\%$ GAD:ista. Oktupolin voimakkuus on sama kuin Kentillä ja Smethurstilla, mutta kvadrupoli on vähän vahvempi. Keskittyminen matalille inklinaatioille näkyy hyvin selvästi, kun vertailukohtana on samoilla kriteereillä suodatettu magmakividata. χ^2 -muuttujan arvo on peräti kuusinkertainen magmakivien vastaavaan arvoon nähden.

vyöhykkeistä. Valittava aikaväli on periaatteessa mielivaltainen, joskin liian suuri väli johtaa siihen, että geologisesti aivan erilaisista muodostumista saadut tulokset sekoittuvat keskenään. Liian pieni väli taas aiheuttaa sen, että päällekkäisiä havaintoja pääsee mukaan, kun lopullista inkliinaatiojakaumaa lasketaan. Toisaalta jos päällekkäiset havainnot ovat jakautuneet kaikille inkliinaatioväleille riittävän tasaisesti, niiden vaikutusta on vaikea nähdä, kun globaalia binnaamatonta ja binnattua dataa verrataan. Keskiarvoistuksen tarpeellisuutta voi yksittäisten kratonien kohdalla arvioida siitä, että kuinka paljon jakauma sisältää huonosti multipolikehitelmiin sopivia piikkejä tai kuoppia. Kuva 4.7 osoittaa, että Etelä-Kiinan tapauksessa tarve on aivan ilmeinen.

Kun aika- ja paikkaväleille on laskettu keskimääräiset I :n arvot, niiden perusteella määritetään I :lle uusi globaali jakauma. Mm. **Kent** ja **Smethurst** käyttivät tämän tyyppistä menetelmää yli 6419 inkliinaatiohavaintoa koskeneessa tutkimuksessaan. Työssä oli mukana myös fanerotsooisen eonin dataa, jotta voitiin osoittaa, että varhaisimmat näytteet aiheuttavat suurimman poikkeaman GAD-hypoteesiin nähden. Käytetyistä prekambrisista I :n arvoista 48 % alitti rajan 30° , kun GAD-mallissa luvun pitäisi olla vain 28 %. Välien alarajat ovat suljettuja ja ylärajat avoimia siten, että luokkien rajalle osuva tulos sijoitetaan ylempään luokkaan. Alueellinen ja ajallinen keskiarvoistus on aina suoritettava yhdessä, ja puhutaankin spatiotemporaalisesta binnauksesta [Kent & Smethurst, 1998].

Tilastollisesti merkitsevän määrän näytteitä pitäisi ihannetapauksessa johtaa inkliinaation arvojen tasaiseen jakautumiseen leveys- ja pituusasteen funktiona. Jo Intian datasta on nähtävissä, että asia ei ole näin. Havainnot ovat deklinaatiosuunnassa painottuneet mataliin ($0^\circ \geq D \geq 90^\circ$) ja korkeisiin ($270^\circ \geq D \geq 360^\circ$) arvoihin. Pohjois-Kiinan havainnot ovat keskittyneet kahteen vyöhykkeeseen, joiden keskikohdat ovat noin 180 asteen päässä toisistaan. Ilmiö saattaa viitata normaalin ja käänteisen polariteetin vuorotteluun. Tavallisesti virtuaalisten geomagneettisten napojen jakautuminen kahdelle kapealle alueelle eri puolille maapalloa liittyy kentän käyttäytymiseen napaisuuskäännöksiä ennen ja niiden jälkeen [Yamazaki & Oda, 2001]. Itse käännöksen aikana kokonaiskentän suunta muuttuu ideaalitapauksessa 180° kaikissa maanpinnan pisteissä.

Suurin osa binning-ruuduista on jopa laajimmin kartoitettujen kratonien aineistossa tyhjiä. Monissa ruuduissa on vain yksi I :n arvo 20 vuosimiljoonan ajanjaksoilla, joten kaikilta yksittäiseltä mantereilta saataviin tuloksiin keskiarvoistus ei suuresti vaikuta, mutta globaalin aineiston kannalta sillä on paljonkin merkitystä. Sillä ei voida poistaa huonolaatuisen datan vaikutusta, joten suodatusmenetelmä se ei sinällään ole. Tässä opinnäytetyössä käytetty data on vahvasti painottunut neoproterotsooiseen aikaan, joten ajallinen keskiarvoistus vaikuttaa erityisesti sedimenttinäytteisiin, jotka keskimäärin ovat magmakivinäytteitä nuorempia. Laatu-kriteeriä binnauskokeessa ei ole huomioitu, koska keskiarvoistuksen vaikutus näkyy raakadatassa selvemmin kuin jo karsitussa aineistossa. Binnauksen läpikäynyt 1043 havainnon inkliinaatiojakauma on taulukossa 5.4.

Alkuperäisen ja keskiarvoistetun havaintojoukon välinen ero näkyy selvästi kuvassa 5.6. Jälkimmäinen joukko on huipultaan jyrkempi ja vähemmän mataliin inkliinaatioihin painottunut, siis muodoltaan enemmän GAD:in jakaumaa muistuttava, mutta noin 10 asteen verran väärässä paikassa. Redusoimattoman joukon jakauma on laakeampi, mutta paremmin selitettävissä pelkällä vahvalla oktopolilla. χ^2 -testisuureen X^2 arvoa keskiarvoistus pienensi 56.4 % ja lopullinen arvo 146.0 on

Taulukko 5.4: Inklinaatiojakauma keskiarvoistetulle datalle

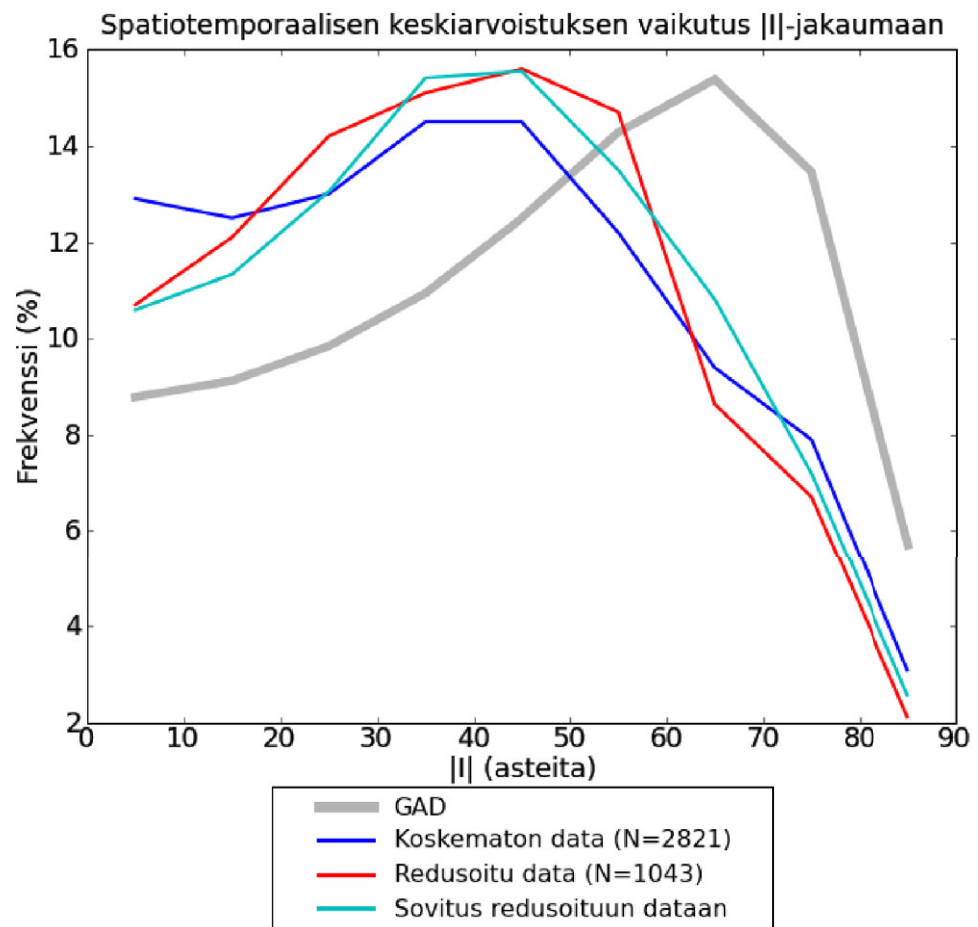
luokka	havaittu f	teoreettinen f	testisuure X^2
0° – 10°	112 (10.7 %)	91 (8.72 %)	4.846
10° – 20°	126 (12.1 %)	96 (9.20 %)	9.375
20° – 30°	148 (14.2 %)	102 (9.78 %)	16.64
30° – 40°	158 (15.1 %)	114 (10.9 %)	16.98
40° – 50°	163 (15.6 %)	130 (12.5 %)	8.377
50° – 60°	154 (14.8 %)	150 (14.4 %)	0.107
60° – 70°	90 (8.63 %)	160 (15.3 %)	30.63
70° – 80°	70 (6.71 %)	140 (13.4 %)	35
80° – 90°	22 (2.11 %)	60 (5.75 %)	24.06
yhteensä	1043 (100 %)	1043 (100 %)	146.0

lähellä Baltican raakadatatista saatua arvoa 140.5. Binnattuun dataan sovitetussa mallissa $G2 = 16\%$ ja $G3 = 19\%$ GAD:ista. Kvadrupoli on oleellinen. Täydellistä sovitusta on vaikea tehdä, joten virherajat ovat muutamien prosenttiyksikköjen luokkaa. Keskiarvoistuksen varjopuolena on se, että pieneltä, maantieteellisesti eristyneeltä alueelta, kuten Taimyriältä, saatujen heikkolaatuisten tulosten painoarvo voi keskiarvoistuksen jälkeen jäädä entistä suuremmaksi. Sen sijaan kattavasti kartoitetulta kratonilta saadun laadukkaamman datan painoarvo pienenee, jos eri geologisiin yksiköihin kuuluvat datapisteet sijaitsevat sattumalta lähellä toisiaan. Tällaisia tapauksia on varsinkin Pohjois-Amerikassa jonkin verran.

Alueellis-ajallista keskiarvoistusta kohtaan on esitetty myös kritiikkiä [Korhonen, 2010]. Keskiarvoistetun lopputuloksen pitäisi olla $\cos \lambda$ -jakautunut, kun λ on leveysaste. Binnaus tasavälisellä hilalla ei ota huomioon tätä riippuvuutta, vaan lähellä napoja olevat alueet saavat liikaa painoa. Todellisuudessa latitudivälin pinta-ala pienenee napoja kohti, mutta binnauksessa tätä ei ole huomioitu, vaan oletettu jakauma on tasainen. Kuitenkaan tämän tutkimuksen binnatut jakaumat eivät näyttäisi olevan korkeille inklinaatioille painottuneita, vaan keskiarvojen laskenta pikemminkin korostaa keskileveysasteiden huippua. Ainakin kuvasta 5.4 tämä on hyvin havaittavissa. Toisaalta on χ^2 -tulosten perusteella kiistatta selvää, että keskiarvoistus todella siirtää jakaumien painopistettä alhaisilta leveysasteilta lähemmäs GAD:ia.

5.3.1 Keskiarvoistettu avainnapadata

Paleomagneettisista tuloksista tarkimmat perustuvat ns. avainnapoihin, jotka perustuvat alkuperäisen termoremanenssin parhaiten säilyttäneisiin näytteisiin. Niille myös kiven isotooppi-ikä on täsmällisesti mitattu sopivalla radiometrisellä menetelmällä ja saadun paleomagneettisen navan virherajat ovat pienet. Niinpä avainnavat ovat ihanteellisia napavaelluskäyrien piirtämiseen ja siten niiden avulla voidaan testata, ovatko mantereet todella liikkuneet satunnaisesti maanpinnalla. Avainnapatuloksista suurin osa on peräisin Balticasta ja Laurentiasta, mutta jos näidenkin mantereiden oletetaan kulkeneen prekambrian aikana koko maapallon poikki pohjoisesta etelään saakka, niistä saatujen johtopäätösten pitäisi olla



Kuva 5.6: Koko globaalin havaintojoukon ja keskiarvoistetun joukon kokeelliset jakaumat ja keskiarvoistettuun dataan sovitettu malli, jossa $G2 = 16\%$ ja $G3 = 19\%$ GAD:in voimakkuudesta.

Taulukko 5.5: Inklinaatiojakauma avainnapojen perusteella (m =magmaakivet, s =sedimentit). Keskiarvoistus tehty, AV-suodatusta ei.

luokka	m: havaittu f	s: havaittu f	m+s: havaittu f
0° – 10°	11 (9.82 %)	5 (10.0 %)	16 (9.88 %)
10° – 20°	8 (7.14 %)	13 (26.0 %)	21 (13.0 %)
20° – 30°	14 (12.5 %)	13 (26.0 %)	27 (16.7 %)
30° – 40°	10 (8.93 %)	6 (12.0 %)	16 (9.88 %)
40° – 50°	21 (18.8 %)	4 (8.00 %)	25 (15.4 %)
50° – 60°	15 (13.3 %)	8 (16.0 %)	23 (14.2 %)
60° – 70°	14 (12.5 %)	1 (2.00 %)	15 (9.26 %)
70° – 80°	13 (11.6 %)	0 (0.00 %)	13 (8.02 %)
80° – 90°	6 (5.36 %)	0 (0.00 %)	6 (3.70 %)
yhteensä	112 (100 %)	50 (100 %)	162 (100 %)
X^2	7.463	ei määritetty	17.051
p-arvo	0.4876	ei määritetty	0.0296

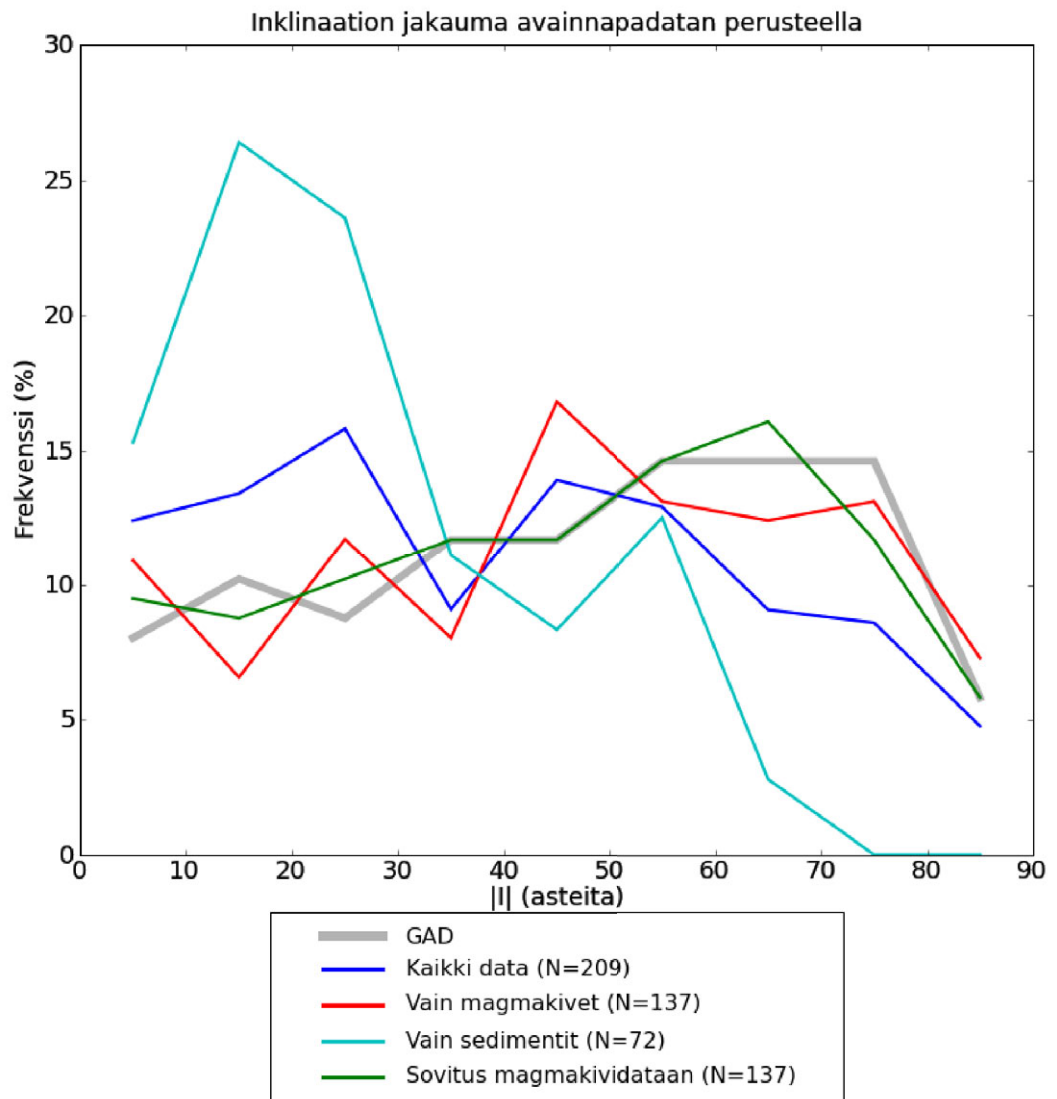
vakaalla pohjalla [Pesonen *et al.*, 2003]. Kivityyppi silti vaikuttaa huomattavasti myös avainnapadatasta määräytyviin inklinaatioluokkiin.

Alueellis-ajallinen keskiarvoistaminen pienensi 209 havainnon joukon 162:een. Magmaakivihavaintojen määrä väheni 162:stä 137:ään ja sedimenttihavaintojen määrä 72:sta 50:een. Alkuperäisessä aineistossa oli ollut mukana runsaasti päällekkäisiä, miltei samanlaisia havaintoja varsinkin Etelä-Australian sedimenteistä. Sen sijaan magmaakividatan vanhimmassa päässä laatusuodatusta ei tarvinnut tehdä, koska lähes kaikki havainnot täyttivät ehdon $AV \geq 2$. Taulukossa 5.5 ovat binnatusta datasta saadut tulokset χ^2 -arvojen kera. Myös χ^2 -testisuureen X^2 arvot on laskettu, jotta voidaan arvioida, kuinka perustellusti GAD-hypoteesi voidaan jättää voimaan.

Kaikkien kivien perusteella on oletettavissa, että GAD ei kuvaa Maan keskimääräistä magneettikenttää kovin hyvin, sillä χ^2 -testitulokset jäävät samalle tasolle kuin parhaista yksittäisten mannerten jakaumista saadut arvot. Kun matalien inklinaatioiden hallitsema sedimenttidata poistetaan, päädytään kuitenkin erittäin lähelle GAD:ia sijoittuvaan magmaakivijakaumaan. Koska luokkien absoluuttiset frekvenssit eivät ole suuria, aiheuttavat pienetkin vaihtelut vierekkäisten luokkien välillä sahalaitakuvion. Sen huiput ja pohjat sijoittuvat kuitenkin kauniisti dipolimallin mukaisen käyrän ympärille. χ^2 -testin p-arvo on 0.49, eli todennäköisyys GAD:in toteutumiselle on lähes puolet. Simuloituun dataan perustuvassa mallisovituksessa kvadrupolia ei ole ja oktupoli on ainoastaan 1 % GAD:in voimakkuudesta. Tämä on ennennäkemätöntä, varmasti tutkimuksen lähimmäs GAD:ia osuva tulos ja vahva osoitus sekä binnauksen toimivuudesta että GAD-hypoteesin pätevyydestä aina 2787 Ma:n taakse ulottuvalla ajanjaksolla.

5.4 Rajoitetusti globaalin havaintojoukon käyttö

Inklinaatiojakaumien tarkastelussa vaihtoehtoinen lähestymistapa liittyy kratonien määrän karsimiseen. Vain ne mantereet, joilta on saatavilla tarpeeksi runsaasti



Kuva 5.7: Inklinaatiojakaumat, jotka on koottu paleomagneettisista avainnavoista saaduista mittauksista.

Taulukko 5.6: Inklinaatiojakauma parhaiten tunnetuille kratoneille

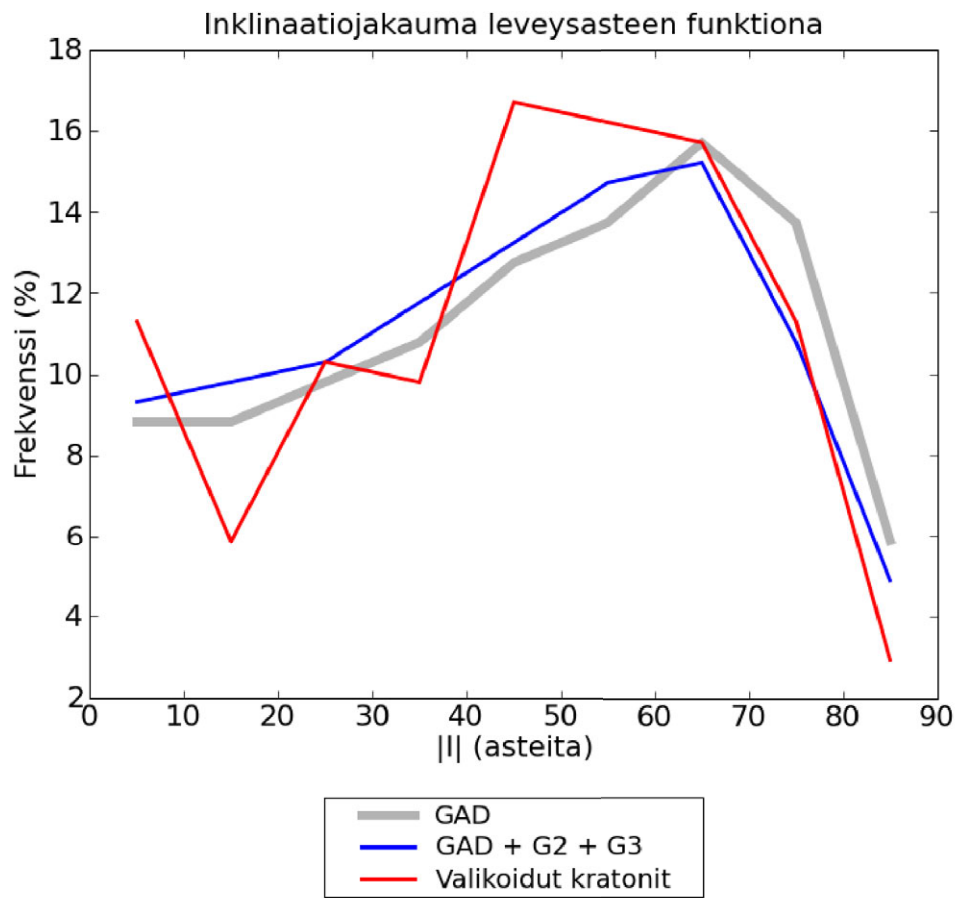
luokka	havaittu f	teoreettinen f	X^2
0° – 10°	23 (11.3 %)	18 (8.82 %)	1.389
10° – 20°	12 (5.88 %)	18 (8.82 %)	2
20° – 30°	21 (10.3 %)	20 (9.80 %)	0.05
30° – 40°	20 (9.80 %)	22 (10.8 %)	0.181
40° – 50°	34 (16.7 %)	26 (12.7 %)	2.462
50° – 60°	33 (16.2 %)	28 (13.7 %)	0.893
60° – 70°	32 (15.7 %)	32 (15.7 %)	0
70° – 80°	23 (11.3 %)	28 (13.7 %)	0.893
80° – 90°	6 (2.94 %)	12 (5.88 %)	3
yhteensä	204 (100 %)	204 (100 %)	10.890

laadukkaita, riippumattomia mittaustuloksia, otetaan mukaan globaaliin inklinaatiojakaumaan. Saadaan rajoitetusti globaali havaintojoukko, joka perustuu lähes kokonaan χ^2 -testattujen mantereiden dataan. Paleomagnetismissa kriittinen oletus mannerliikkeiden satunnaisuudesta ei kuitenkaan välttämättä toteudu, jos joukossa on mukana vain muutama kratoni ja niiltä saadut havainnot eivät ole riittävän eri-ikäisistä kivistä. Tutkimuksen viimeinen kokeellinen inklinaatiojakauma perustuu Afrikan, Australian, Baltican, Etelä-Amerikan, Grönlannin, Intian ja Laurentian yhteiseen dataan. Vain magmakivihavainnot, joille $AV \geq 4$ on huomioitu. Lisäksi havainnot on keskiarvoistettu niin, että aikavälinä on ollut 20 Ma ja paikkavälinä 10° sekä leveys- että pituusastesuunnassa. Jäljelle jäi 204 riippumattomaksi oletettua tulosta, joista laskettu inklinaatiojakauma näkyy taulukossa 5.6.

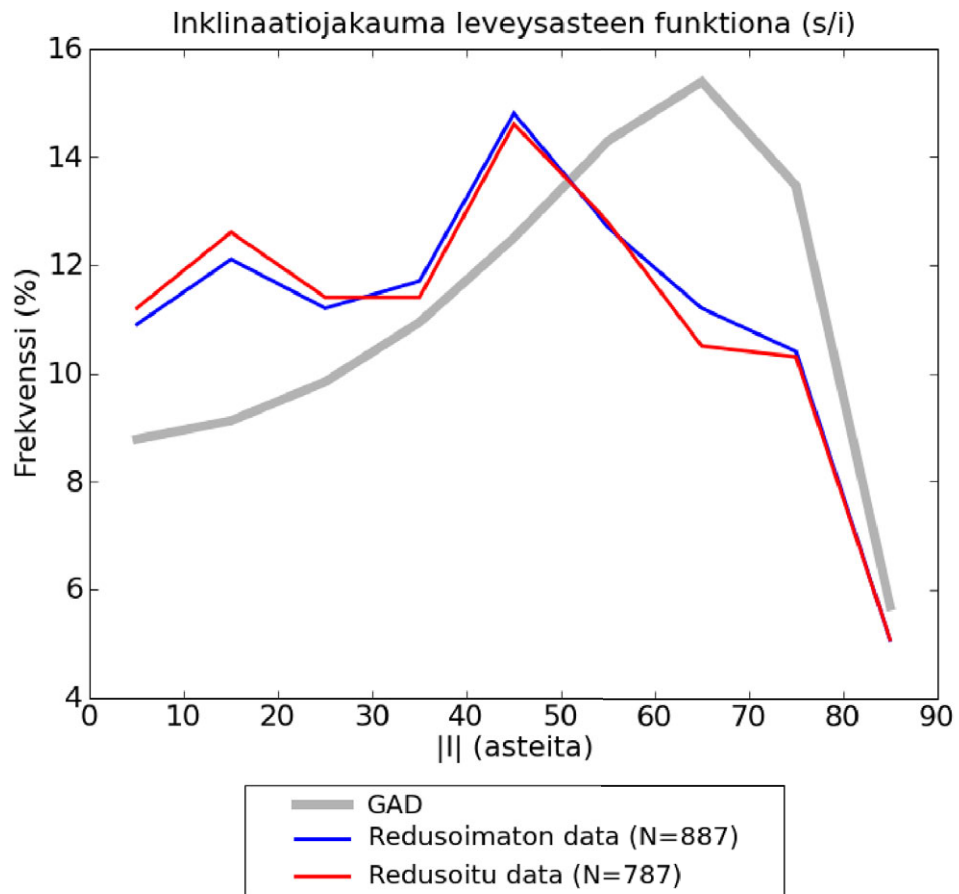
Kuvassa 5.8 suurehkojen inklinaatioiden kohdalla on selvä huippu, joka ei näytä aivan sopivan dipolimalliin. GAD:in ja multipolien yhdistelmiin se sopii selvästi paremmin. Kuvan sovituksessa G2 on 17 % ja G3 on 8 % GAD:ista. Kuvatulle multipolimallille χ^2 -testi tuotti arvot $X^2 = 8.561$ ja $p = 0.3807$. Siis Tauxen ja Kodaman tuloksia läheisesti vastaava malli toteutuu todennäköisemmin kuin GAD, jolle $p=0.2080$. χ^2 -testauksessa näin pieni datajoukko on varsin herkkä simuloidun mallin tuloksille. Esimerkiksi oktupolin pienentäminen 15 %:iin GAD:ista laskee p-arvon miltei puoleen (0.2051) suurimmasta arvosta. Ilmeisesti sedimenttidatan poistamisen vuoksi frekvenssit eivät laske koko matkalla korkeita inklinaatioita kohti, toisin kuin kaikkien mannerten dataan perustuvassa mallissa.

5.5 Herkkyystestaus

Havaintoaineiston herkkyydellä kuvataan, kuinka suuri vaikutus yksittäisillä poikkeavilla arvoilla on jakauman muotoon. Testauksen kohteeksi otettiin globaali magmakivien inklinaatiojakauma, joka oli suodatettu kriteerillä $AV \geq 3$. Yhteensä 887-rivisestä taulukosta poistettavat 100 riviä (11.3 %) arvottiin satunnaislukugeneraattorilla. Käytetyn ohjelman takana on kuitenkin algoritmi, joka saattaa suosia tiettyjä arvoja enemmän kuin toisia. Useimmissa ohjelmointikielissä on funktio liukulukujen tuottamiseksi suljetulle välille [-1...1] ja muiden välien satunnaisluvut saadaan ehdollistamalla tätä funktiota. Yleensä funktiolle pitää



Kuva 5.8: Hyvin kartoitettujen kratonien (*Afrikka, Australia, Baltica, Etelä-Amerikka, Grönlanti, Intia ja Laurentia*) spatiotemporaalisesti keskiarvoistettu inklinaatiojakauma. Vain magmakiviaineisto huomioitu. Suodatettu kriteerillä $AV \geq 4$.



Kuva 5.9: Magmakivien ($AV > 2$) globaali inklinaatiojakauma ja vertailukohtana aineisto, josta on satunnaisotannalla poistettu 10 %. Vaikutus on suurilla inklinaatioilla lähes olematon eikä muillakaan arvoilla kovin merkittävä. Karsittu havaintojen määrä on tilastollisesti merkitsevä, joten suuremmakaan poiston ei pitäisi vaikuttaa olennaisesti jakauman muotoon niin kauan, kuin oletus satunnaisuudesta pätee. Koska aineistot ovat erisuuruisia, redusoidulle datalle ei voi suorittaa χ^2 -testausta niin, että alkuperäinen data olisi vertailukohtana.

antaa jokin siemenluku, josta se aloittaa numerosarjan tuottamisen. Jos tulokset riippuvat tästä luvusta, ne ovat pseudosatunnaislukuja. Tällainen deterministinen prosessi on yleensä nopeampi ja helpommin ohjelmoitavissa kuin todellisten satunnaislukujen tuottaminen [The Random Number Service].

Tuloksen perusteella data ei ole erityisen herkkää poikkeaville arvoille. Toisaalta tämä johtuu osittain siitä, että luokittelu perustuu yleistämiseen; siis kaikkia luokan sisälle jääviä havaintoja on käsitelty yhtäläisellä tavalla niiden laadusta tai järjestyksestä riippumatta. Tarkempien päätelmien tekeminen olisi vaatinut, että poistettu data olisi korvattu samalla määrällä Monte Carlo -simuloitua dataa, ja uuden jakauman perusteella olisi laskettu tilastolliset tunnusluvut.

Luku 6

Johtopäätökset

Maan magneettikentän mallintamisen kannalta on oleellista käyttää laajaa ja alueellisesti riittävän kattavaa havaintojoukkoa. Tämä vaatimus on täyttynyt jo aiemmissa tutkimuksissa, mutta saavutetut inkliinaatiojakaumat ovat olleet mataliin arvoihin painottuneita ja oikealle vinoja. Edes spatiotemporaalinen binnaus, datan suodattaminen tai pelkkien magmakivinäytteiden hyväksyminen eivät ole poistaneet ilmiötä. Tässä työssä jopa suodattamattomaan globaaliin raakadataan tehdyssä sovituksessa kvadrupolin arvo oli 7 % ja oktupolin 17 % GAD:ista. Sovitus tapahtui etsimällä havaittuun jakaumaan sopivin multipolikehitelmä ja arvioimalla sen pätevyyttä χ^2 -testauksella. Saadut arvot ovat selvästi pienempiä kuin **Kentin** ja **Smethurstin** sekä **Tauxen** ja **Kodaman** saamat, mutta χ^2 -testitulosten perusteella vielä hyvin kaukana GAD-mallista. Taulukko 5.2 osoittaa kuitenkin, että AV-kriteeriin perustuva suodatus pienentää mallien ja GAD:in välistä ristiriitaa huomattavasti. Siis ainakin osaksi ristiriita havaitun jakauman ja GAD:in välillä selittyy datan heikolla laadulla.

Käytetyssä datassa olevat matalat inkliinaation itseisarvot ovat ainakin joissain tapauksissa seuraus näytteiden uudelleenmagnetoitumisesta mannertörmäyksissä. Toisaalta sedimenttiperäisen datan poistaminen siirtää globaalia jakaumaa huomattavasti lähemmäs GAD:ia. Laadukkaita mittaustuloksia on saatu runsaasti aivan viime vuosina, ja niinpä osa tässä tutkimuksessa olevasta paleomagneettisesta datasta ei ole ollut mukana missään aiemmissa dipolimallin testeissä. Tutkimuksen alusta loppuun χ^2 -testaus osoittautui hyvin käyttökelpoiseksi työkaluksi jakaumien hyvyyden arviointiin. Erityisen vahvuutensa se osoitti lähelle GAD:ia osuvien inkliinaatiojakaumien vertailussa. Jakaumien vinoutta kannatti tarkastella, sillä GAD:in jakauma on selvästi vasemmalle kallellaan, kun taas GAD yhdistettynä heikkoonkin oktupoliin tuottaa oikealle vinon käyrän.

Käytetyt testausmenetelmät eivät aukottomasti paljasta, onko ei-dipolaarisuus Maan magneettikentän todellinen, pitkäaikainen ominaisuus, vai onko se vain harhakäsitys, joka johtuu mannerten liikkumisesta kohti matalampia leveysasteita. Sekään ei ole itsestäänselvää, että paleomagneettiset yksiköt olisivat ehtineet geologisena aikana kulkea maanpinnalla niin pitkiä etäisyyksiä, että satunnaisliikkeen vaatimus täyttyy. Fanerotsooista aineistoa tässä tutkimuksessa ei ole, mutta prekambrisista magmakivihavainnoista nuorimmat antavat eniten GAD:ia muistuttavan jakauman. Tässä ei ole mitään yllättävää, sillä ne sisältävät usein vain vähän sekundäärisen magnetoituman aiheuttamaa kontaminaatiota, ja sekin on helposti demagnetoinnilla poistettavissa. Sen sijaan arkeisiin näytteisiin on

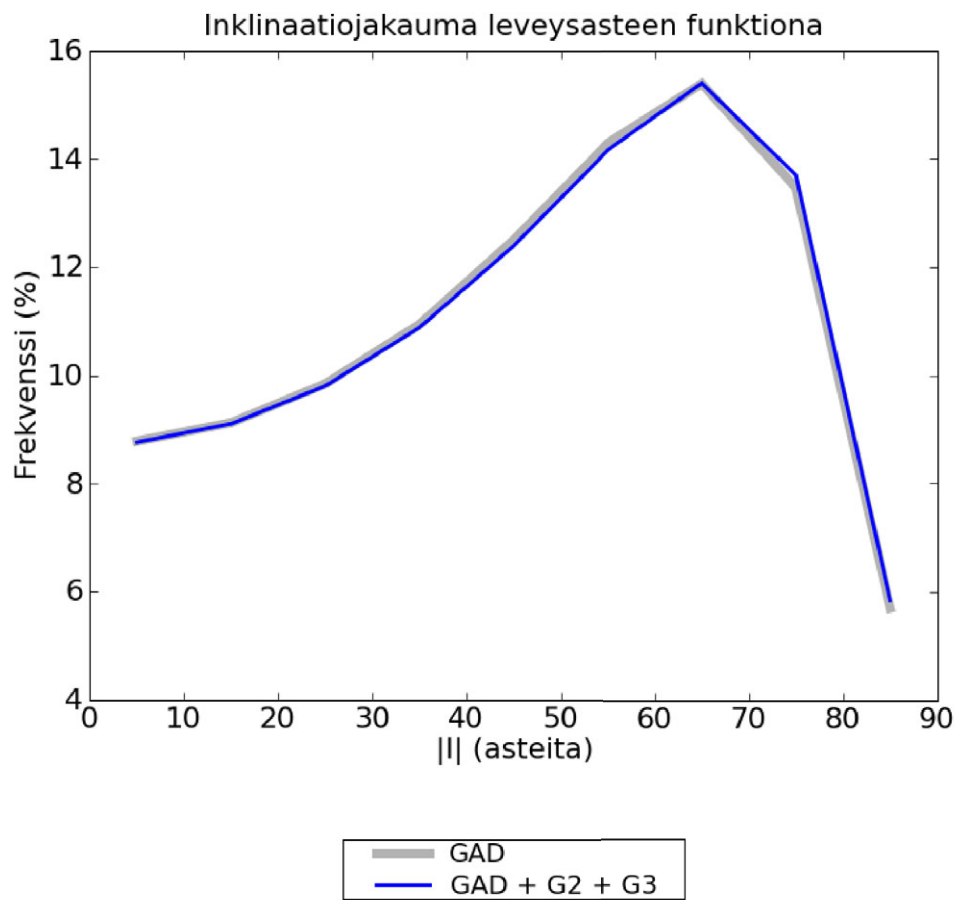
monesti tallentunut myöhempiä geologisia tapahtumia, joiden jättämiä jälkiä on vaikea saada pois. Itse asiassa **Perrinin** ja **Shcherbakovin** havainnot kentän intensiteetin vaihteluista osoittavat, että viimeisten 400 vuosimiljoonan ajalle GAD-malli pätee mainiosti. Inkliinaatiotestien tuloksiin nähden tämä on hyvässä linjassa [Perrin & Shcherbakov, 1995].

Magmaaktivista määritetyt avainnapahavainnot ovat luotettavinta tässä tutkimuksessa käytettyä aineistoa. Niiden lähdekivistä vanhimmat ovat lähes kolmen vuosimiljardin ikäisiä, mutta yli puolet näytteistä ovat 1000-2000 Ma:n takaa. Vanhinkin aineisto on AV-kriteerien perusteella erittäin laadukasta ($AV \geq 4$), sillä se on peräisin vakailta kilpialueilta. Teoreettisessa mallissa tämä vaatisi heikkoa tai olematonta oktopolia, mutta huomattavaa kvadrupolia. Muut lasketut jakaumat eivät tue tällaista oletusta. Kun vain magmakivet huomioitiin, avainnavoista laskettu tulos oli erittäin lähellä GAD:ia ($G2 = 0\%$ ja $G3 = 1\%$ GAD:ista). Tämä on koko geomagneettisen tutkimuksen kannalta mullistavaa, sillä GAD-hypoteesin käyttöalue laajenee 400 vuosimiljoonan takaa aina arkeeseen ajan (3800-2500 Ma sitten) loppupuolelle asti. Sedimenttiperäisissä avainnapahavainnoissa inkliinaatiiovirhe on yhtä selvästi näkyvissä kuin suodattamattomassa sedimenttiaineistossa, joten sedimenttien käyttöä paleomagneettisissa tutkimuksissa pitäisi jatkossa välttää.

6.1 Paras globaali inkliinaatiojakauma

Parhaan globaalin inkliinaatiojakauman käsite on monitulkintainen. Yleisesti testeissä on pyritty saavuttamaan tulos, joka yhtyy mahdollisimman hyvin GAD:iin. Jos Maan magneettikenttä ei kuitenkaan ole aina yhtynyt keskeisdipoliin edes pitkällä aikavälillä, lähtöoletus on väärä. Spatiotemporaalisella binnauksella saadaan todellisuudessa päällekkäisiä mittaustuloksia vähennettyä, mutta jakauma ei siltikään lähesty GAD:ia olennaisesti. Osasyynä on, että paikoin samalle ruudulle on osunut kokonaan erilaisia havaintoja eri geologisista yksiköistä. Globaalissa jakaumassa aivan vanhimmat havainnot antavat lähelle GAD:ia osuvan jakauman. Tämä ei kuitenkaan ole varma todiste dipolimallin toimivuudesta, sillä jopa 17 %:n kvadrupoli yhdistettynä 3 %:n oktopoliin tuottaa GAD:ia muistuttavan jakauman, kuten kuva 6.1 osoittaa. Sen sijaan vahvakkon oktopolin ja heikon kvadrupolin summakenttä ei ole jakauman muodon eikä χ^2 -tulosten nojalla lähelläkään GAD:ia.

Tämän opinnäytteen tulokset viittaavat vahvasti siihen, että kvadrupolia ei tarvita Maan aikakeskiarvoistetun magneettikentän kuvaamisen. Monissa mallinuksissa G2-termin mukaanottaminen poikkeuttaisi mallia havaintojoukosta. Näin on esimerkiksi avainnapoihin perustuvan aineiston sekä hyvin kartoitettuihin kratoneihin perustuvan laadukkaan globaalin aineiston kohdalla. Molemmat ovat lähellä GAD:ia ja muodoltaan sellaisia, että pienet oktopolikomponentit eivät edes sovi malleihin, suuret vielä huonommin. Näiden havaintojoukkojen näytteet ovat keskimäärin säilyttäneet alkuperäisen remanenssinsa hyvin ja niitä on syytä hyödyntää tutkimuksiin myös jatkossa. Parhaiten tunnettujen kratonien magmakivijoukon ($AV \geq 4$) jakaumalle GAD on χ^2 -tulosten perusteella epätodennäköisempi kuin multipolikehitelmä GAD + G2 (8 % GAD:ista) + G3 (15 % GAD:ista). Dipolimalli täyttää siitä huolimatta nollahypoteesin voimaanjättämisehdon ($p \geq 5$) selvästi.



Kuva 6.1: Jopa melko vahvan kvadrupolin (17 % GAD:ista) ja heikon, mutta ei olemattomaan oktupolin (3 % GAD:ista) summa tuottaa samanlaisen tuloksen kuin geosentrinen dipoli. Vaikka GAD:illa on vain yksi mahdollinen jakauma, testimenetelmä ei ole yksikäsitteinen.

Globaalisti voidaan uskottavasti päätyä tulokseen, jossa $G2 = 0\%$ ja $G3 \leq 10\%$. Kvadrupoli siis katoaa täysin ja oktupolin arvoa on vaikea arvioida sen vaadittavan pienuuden vuoksi. Aiemmat prekambrista dataa koskeneet tutkimukset eivät ole päässeet lähellekään näin pieniä multipolikomponenttien arvoa. Keskiarvoistettu avainnapadata tuotti odottamattoman tuloksen, ja sen jakauma sopi hyvin GAD-malliin. Kvadrupolia ei tässäkään tarvittu ja oktupoli oli mitätön, vain 1% GAD:ista. Toki tulos on herkkä poikkeaville arvoille, koska avainnapoja on toistaiseksi määritetty melko vähän. Kuitenkin laadukkaimman paleomagneettisen datan analysointi on osoittanut, että perusteet aksiaalisen dipolimallin toimivuudelle ovat nyt jo vahvemmat kuin perusteet sen hylkäämiselle.

Tämä tutkimus on tuonut globaalit inkliinaatiohavainnot lähemmäs geosentristä dipolijakaumaa. Paleomagneettista tietokantaa laajennetaan edelleen, ja ehkäpä uudet laadukkaat havainnot parantavat vielä useiden mallien yhteensopivuutta GAD:in kanssa. Vasta aika näyttää, mihin päädytään lopulta. Toistaiseksi tulokset ovat olleet mielenkiintoisia.

Kirjallisuutta

- Acton GD, Petronotis KE, Cape CD, Rotto Ilg S, Gordon RG & Bryan PC (1996) A test of the geocentric axial dipole hypothesis from an analysis of the skewness of the central marine magnetic anomaly. *Earth and Planetary Science Letters* 144: 337–346.
- Backus G, Parker R & Constable C (1996) *Foundations of Geomagnetism*. Cambridge University Press.
- Bleeker W, Ernst R, Toim Hanski E, Mertanen S, Rämö T & Vuollo J (2006) Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga. Teoksessa: *In Dyke Swarms - Time Markers of Crustal Evolution*. A.A. Balkema Publishers.
- Bloxham J (2000) Sensitivity of the geomagnetic axial dipole to thermal core-mantle interactions. *Nature* 405: 63–65.
- Briden J & Irving E (1964) Paleoclimatic spectra of sedimentary paleoclimatic indicators. Sivut 199-250 teoksessa: *Problems of Paleoclimatology* (A.E.M. Nairn et al.). Academic Press.
- Butler RF (1992) *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Campbell WH (1997) *Introduction to Geomagnetic Fields*. Cambridge University Press.
- Cocks L, McKerrow W & van Staal C (1997) The margins of Avalonia. *Geological Magazine* 134: 627–636.
- Coe RS (1979) The effect of shape anisotropy on TRM direction. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 56: 369–383.
- Cogné J, Halim N, Chen Y & Courtillot V (1999) Resolving the problem of shallow magnetizations of Tertiary age in Asia: insights from paleomagnetic data from the Qiangtang, Kunlun, and Qaidam blocks (Tibet, China), and a new hypothesis. *Journal of Geophysical Research* 104: 17715–17734.
- Das A, Piper J, Basu Mallik S & Sherwood G (1996) Paleomagnetic study of Archaean Banded Hematite Jasper rocks from the Singhbhum-Orissa Craton, India. *Precambrian Research* 80: 193–204.
- Davis D (2003) Growth of the Archaean Superior craton as revealed by U-Pb geochronology and Hf isotopes in zircon. Technical report, IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, August 17-24.

- de Michelis P, Cafarella L & Meloni A (2000) A global analysis of the 1991 geomagnetic jerk. *Geophysical Journal International* 143: 545–556.
- De Santis A & Qamili E (2010) Shannon information of the geomagnetic field for the past 7000 years. *Nonlinear Processes in Geophysics* 17: 77–84.
- DGRF/IGRF Geomagnetic Field Model 1900-2015 and Related Parameters (2010) http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/igrf_vitmo.html.
- Elming SA, Mikhailova N & Kravchenko S (2001) Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields. *Tectonophysics* 339: 19–38.
- Eloranta E (2007) *Geofysiikan kenttäteoria*. Säteilyturvakeskus.
- Evans D, Pesonen L & Korhonen K (2010) Database-wide inclination tests of the Precambrian geomagnetic field: Effects of quality filtering. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 91: 26.
- Evans M (1976) Test of the dipolar nature of the geomagnetic field throughout Phanerozoic time. *Nature* 262: 676–677.
- Grower M (2005) Closing Pandora's Box: Additional Insights on Inclination Bias Using a Random Walk Approach. *Journal of Undergraduate Research (University of Florida)* 6: 6.
- Hatakeyama T & Kono M (2001) Shift of the mean magnetic field values: Effect of scatter due to secular variation and errors. *Earth Planets Space* 53: 31–44.
- Heinonen A, Fraga L, Rämö O, Mänttari I & Dall'Agnol R (2010) The age and tectonic significance of the Mucajaí anorthosite-mangerite-charnockite-granite complex, northern Brazil. *National Geological Colloquium 2010 - Abstracts*. Department of Geosciences and Geography, University of Helsinki.
- Hide R (1989) Fluctuations in the earth's rotation and the topography of the core-mantle interface. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 328: 351–363.
- Hunt C, Moskowitz B & Banerjee S (1995) *Magnetic Properties of Rocks and Minerals*. Sivut 189-204 teoksessa: *Rock Physics and Phase Relations*. A handbook of Physical Constants. (Thomas J. Ahrens). American Geophysical Union.
- Jackson A, Jonkers A & Walker M (2000) Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 358: 957–999.
- Jones G & Maki DL (2005) Lightning Induced Magnetic Anomalies on Archaeological Sites. *Archaeological Prospection* 12: 191–197.
- Kent D & Smethurst M (1998) Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoic and Precambrian. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 160: 391–402.
- King R (1955) The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement* 7: 115–134.

- Korhonen K (2010) Henkilökohtainen tiedonanto 16.10.
- Korhonen K, Pesonen LJ, Evans D & Smirnov A (2008) A series of five criteria to test the validity at the Geocentric Axial Dipole Hypothesis in paleomagnetism. *Geophysical Research Abstracts*, European Geosciences Union 10: CD-ROM.
- Langlais B, Purucker M & Manda M (2001) Crustal magnetic field of Mars. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, *Geophysical Supplement* 109: doi:10.1029/2003JE002048.
- Lowrie W (1997) *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Maloof A, Halverson G, Kirschvink J, Schrag D, Weiss B & Hoffman P (2006) Combined paleomagnetic, isotopic, and stratigraphic evidence for true polar wander from the Neoproterozoic Akademikerbreen Group, Svalbard, Norway. *GSA Bulletin* 118: 1099–1124.
- McElhinny M (2004) Geocentric Axial Dipole Hypothesis. a Least Squares Perspective. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series* 145: 1–12.
- Meert J, Tamrat E & Spearman J (2003) Non-dipole fields and inclination bias: insights from a random walk analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 214: 395–408.
- Merrill RT, McElhinny MW & McFadden PL (1995) *The Magnetic Field of the Earth. Paleomagnetism, the Core and the Deep Mantle*. McGraw-Hill.
- Mertanen S, Halls H, Vuollo J, Pesonen L & Stepanov V (1999) Paleomagnetism of 2.44 ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian shield - implications for continental reconstructions. *Precambrian Research* 98: 197–221.
- Mertanen S & Pesonen LJ (1994) Preliminary results of a palaeomagnetic and rock magnetic study of the Proterozoic Tsuomasvarri intrusions, northern Fennoscandia. *Precambrian Research* 69: 25–50.
- Milton J & Arnold JC (1998) *Introduction to Probability and Statistics. Principles and Applications for Engineering and the Computing Sciences*. Academic Press.
- Nevanlinna H (2002) *Perustietoa geomagnetismista*. Ilmatieteen laitos.
- Pati J, Raju S, Pruseth K, Malviya V, Arima M, Pati P & Prakash K (2007) Geology and geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand craton, central India and its implications. *Journal of Earth System Science* 116: 497–510.
- Perrin M & Shcherbakov V (1995) Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 ma: Evidence for a Dipole structure during the Mesozoic low. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 49: 601–614.
- Pesonen L, Elming Sr, Mertanen S, Pisarevski S, D'Agrella-Filho M, Meert J, Schmidt P, Abrahamsen N & Bylund G (2003) Paleomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics* 375: 289–324.

- Pesonen L, Evans D, Korhonen K & Veikkolainen T (2010) Testing the Geocentric Axial Dipole (GAD) Hypothesis Using Inclination Data: the Precambrian Era. Abstracts of the 12th Castle Meeting. New Trends in Geomagnetism, Palaeo-, Rock- and Environmental Magnetism. Castle of Nové Hrady, Czech Republic, August 29 - September 10, Travaux Géophysiques XXXIX: 61.
- Pesonen LJ (1987) Suomen mafisten juonien paleomagnetismista. *Geologian tutkimuskeskus, tutkimusraportti* 76: 205–220.
- Pesonen LJ (2010) Henkilökohtainen tiedonanto 11.11.
- Pesonen LJ & Korhonen K (2008) Testing the Geocentric Axial Dipole (GAD) hypothesis. *Contributions to Geophysics & Geodesy, Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences. Special Issue* 38: 64.
- Pesonen LJ & Nevanlinna H (1981) Late precambrian Keweenawan asymmetric reversals. *Tectonophysics* 294: 436–439.
- Piper J (1979) Palaeomagnetic study of late Precambrian rocks of the Midland craton of England and Wales. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 19: 59–72.
- Piper J & Grant S (1989) A paleomagnetic test of the axial dipole assumption and implications for continental distribution through geologic time. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 55: 37–53.
- Piper J & Jiasheng Z (1999) Palaeomagnetism, rock magnetism and magnetic fabric in Precambrian metamorphic terranes of the Huabei Shield, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 17: 395–419.
- Piper J & Stearn J (1977) Palaeomagnetism of the dyke swarms of the Gardar igneous province, South Greenland. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 14: 345–358.
- Popov V, Khramov A & Bachtadse V (2005) Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhovina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia. *Russian Journal of Earth Sciences* 7: 1–29.
- Potts G (1990) A palaeomagnetic study of recumbently folded and thermally metamorphosed Torridon group sediments, Eishort anticline, Skye, Scotland. *Journal of the Geological Society* 147: 999–1007.
- Roberts P (1971) *Dynamo Theory. Sivut 129-206 teoksessa: Mathematical Problems in the Geophysical Sciences (William H. Reid)*. Academic Press.
- Salminen J (2009) Paleomagnetic and rock magnetic study with emphasis on the Precambrian intrusions and impact structures in Fennoscandia and South Africa. University of Helsinki. Report Series in Geophysics (59).
- San José State University, Department of Physics and Astronomy (2010) <http://www.physics.sjsu.edu>.
- Schenk CJ, Viger RJ & Anderson CP (1997) Maps showing geology, oil and gas fields and geologic provinces of the South America region. Technical report, U.S. Geological Survey, Open-File Report 97-470-D.

- Scottish Geology (2010) <http://www.scottishgeology.com>.
- Shipunov S & Chumakov N (1991) Paleomagnetism verhneproterozoyskih otlojeniy kolskogo poluostrova. *Geotektonika* 5: 38–50.
- Sigmundsson F & Sæmundsson K (2008) Iceland: a window on North-Atlantic divergent plate tectonics and geologic processes. *Episodes* 31: 92–97.
- Suganuma Y, Hamano Y, Niitsuma S, Hoashi M, Hisamitsu T, Niitsuma N, Kodama K & Nedachi M (2010) Paleomagnetism of the Marble Bar Chert Member, Western Australia: Implications for apparent polar wander path of Pilbara craton during Archean time. *Earth and Planetary Science Letters* 252: 360–371.
- Svoboda J (2004) *Magnetic techniques for the treatment of materials*. Kluwer Academic Publishers.
- Tanaka H, Kono M & Uchimura H (2007) Some global features of palaeointensity in geological time. *Geophysical Journal International* 116: 497–510.
- Tauxe L & Kodama KP (2009) Paleosecular variation models for ancient times. clues from Keweenawan lava flows. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 177: 31–45.
- The Random Number Service (2010) <http://www.random.org>.
- Théveniaut H, Delor C, Lafon J, Monié P, Rossi P & Lahondière D (2006) Paleoproterozoic (2155–1970 ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research* 3,4: 221–256.
- Torsvik T & Shult B (1987) On the origin and stability of remanence and the magnetic fabric of the Torridonian Red Beds, NW Scotland. *Scottish Journal of Geology* 23: 23–38.
- van der Voo R (1993) *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press.
- van der Voo R & Torsvik T (2001) Evidence for Permian and Mesozoic non-dipole fields provides an explanation for Pangea reconstruction problems. *Earth and Planetary Science Letters* 187: 71–81.
- Vermeer M (2010) *Fysikaalinen geodesia*. Luentomoniste. Aalto-yliopisto / TKK.
- Vlassov A & Popova A (1968) Paleomagnetism of Precambrian deposits of Yenisey Ridge. *Fizika Zemli* 1: 63–70.
- Walker AD & Backus GE (1996) Is the non-dipole magnetic field random? *Geophysical Journal International* 124: 315–319.
- Yamazaki T & Oda H (2001) A Brunhes-Matuyama polarity transition record from anoxic sediments in the South Atlantic (ocean drilling program hole 1082c). *Earth Planets Space* 53: 817–827.
- Yoshihara A & Hamano Y (2004) Paleomagnetic constraints on the Archean geomagnetic field intensity obtained from komaiites of the Barberton and Belingwe greenstone belts, South Africa. *Precambrian Research* 131: 111–142.