

Svekofennialaisen orogeenian ylityönnön  
terminen mallinnus Itä-Suomen arkeeisella  
kratonilla

Pro Gradu -tutkielma  
Geologia

Helsingin yliopisto  
Geotieteiden ja maantieteen laitos  
Geologian osasto

Lars Kaislaniemi  
10. helmikuuta 2011

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion – Faculty/Section Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Laitos – Institution – Department Geotieteiden ja maantieteen laitos	
Tekijä – Författare – Author Kaislaniemi, Lars Mikael			
Työn nimi – Arbetets titel – Title Svekofennialaisen orogonian ylityönnön terminen mallinnus Itä-Suomen arkeeisella kratonilla			
Oppiaine – Läroämne – Subject Geologia			
Työn laji – Arbetets art – Level Pro gradu	Aika – Datum – Month and year 2/2011	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages 69	
Tiivistelmä – Referat – Abstract <p>Tässä työssä luodaan katsaus kivien ja litosfäärin lämpöfysiikkaan sekä kootaan yksiulotteinen numeerinen terminen malli hypoteettisesta 20 km paksusta ylityöntölaatasta, joka on svekofennialaisessa orogeniassa (1,92–1,77 Ga) työntynyt arkeisen kratonin päälle. Tavoitteena on selvittää, riittääkö ylityöntölaatan kuorta paksuntava ja mukanaan tuomien radiogeenisten lämmönlähteiden vaikutus aiheuttamaan arkeisella kratonilla havaitut termiset ilmiöt. Malli olettaa lämmönsiirron litosfäärissä olleen konduktiivista ja mahdollisen sulanmuodostuksen olleen mitätöntä siten, että advektiivista lämmönsiirtoa ei ole tapahtunut. Mallin tarkastelualue sijoittuu aktiivisimman orogeniavyöhykkeen taakse, alueelle, jossa orogeniaan liittyvää magmatismi ei oletettavasti ole vaikuttanut, suunnilleen nykyisen Kainuun ja Pohjois-Karjalan alueelle. Mallin parametreina (muista tutkimuksista) on käytetty seismisten luotausten pohjalta arvioitua kuoren kivilajikoostumusta, eri kivilajeista mitattuja globaaleja ja kotimaisia kokoelmia lämmönjohtumisarvoja, laskemalla arvioituja ja arkeisen kallioperän kivistä mitattuja lämmöntuottoarvoja sekä maksimipainearvioita Suomen kallioperän kivistä ylityöntölaatan paksuuden ja ulottuvuuden arvioimiseksi.</p> <p>Mallin tulosten vertailu kratonin kivistä muissa tutkimuksissa tehtyihin K-Ar -ikämäärytyksiin sekä eräisiin muihin pTt-määrytyksiin osoittavat, että ylityöntölaatan vaikutus on riittävä (maksimilämpötila noin 450 C 4 kbar paineessa) tuottamaan arkeisen kallioperän kivistä havaitut K-Ar-resetoitumisiät, eikä muunlaista litosfäärin termistä aktivoitumista tarvita. Tulokset osoittavat mahdollisesti hyvin vähäistä osittaista sulamista yläkeskikuoressa ylityöntölaatan alueella.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords terminen mallinnus, ylityöntö, Fennoskandia, Svekofennialainen orogenia, proterotsooinen eoni			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information 3 taulukkoa, 15 kuvaa, 2 liitettä			

HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET – UNIVERSITY OF HELSINKI

Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion – Faculty/Section Faculty of Science		Laitos – Institution – Department Department of Geosciences and Geography	
Tekijä – Författare – Author Kaislaniemi, Lars Mikael			
Työn nimi – Arbetets titel – Title Thermal modelling of the Svecofennian orogeny overthrust on Archaean craton, Eastern Finland			
Oppiaine – Läroämne – Subject Geology			
Työn laji – Arbetets art – Level Master's thesis		Aika – Datum – Month and year 02/2011	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages 69
Tiivistelmä – Referat – Abstract <p>This study reviews the thermophysical properties of rocks and the lithosphere and describes a one dimensional thermal numeric model of hypothetical 20 km thick overthrust plate obtruded on to the Archaean craton in the Svecofennian orogeny (1.92-1.77 Ga). The objective is to find out if the overthrust plate and its radiogenic heat sources were able to produce the thermal effects observed on the current erosion level of the Archaean craton. Heat transfer in lithosphere is assumed conductive, and advective heat transfer due to melting and melt transfer is supposed negligible. The study area is located in the Eastern Finland, approximately current Kainuu and Northern Karelia regions, east from the most active orogenic belt (Raahe-Ladoga zone), so that orogenic magmatism can be neglected. Physical parameters and boundary conditions for the model are from different earlier published sources: deep seismic profiles (rock variation in depth), laboratory measurements (heat production and conductivity of rocks), field measurements (heat flow densities), and pT(t) estimations from the Finnish precambrian to estimate the size and thickness of the sheet.</p> <p>Comparison of the modelling results to previous K-Ar datings and other pTt estimations show, that the effect of the overthrust sheet has been adequate (max. T 450°C at 4 kbar) to produce the K-Ar resetting ages measured from the Archaean bedrock at current erosion level. No other kind of thermal activation in lithosphere is required. Results show possibly very minor partial melting in upper middle crust underneath the overthrust sheet.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords thermal modelling, overthrust, Fennoscandia, Svecofennian orogeny, Proterozoic Eon			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information 3 tables, 15 figures, 2 appendices			

# SISÄLTÖ

<b>1 Johdanto</b>	<b>5</b>
1.1 K-Ar -ikämääritykset Karjalan kratonilla ja P-T-arviot mineraaleista .	5
<b>2 Svekofennialainen orogenia ja arkeeisen kuoren päällemerkintä</b>	<b>7</b>
<b>3 Kivien lämpöfysiikka</b>	<b>9</b>
3.1 Lämmön siirtyminen väliaineessa . . . . .	9
3.2 Kivien termiset ominaisuudet . . . . .	12
<b>4 Litosfäärin lämpötalous</b>	<b>19</b>
4.1 Lämmönsiirtymistavat ja termiset rajapinnat litosfäärissä . . . . .	20
4.2 Litosfäärin sisäinen lämmöntuotto . . . . .	26
4.3 Lämpöyhtälön analyttiset ratkaisut . . . . .	30
4.4 Litosfäärin terminen kehitys kuoren paksuuntumisessa . . . . .	31
<b>5 Mallin rakentaminen ja toteuttaminen</b>	<b>33</b>
5.1 Litosfäärin ja ylityöntölaatan koostumus ja termiset parametrit . . .	36
5.2 Lämpövuoto vaipasta . . . . .	42
5.3 Maan pinnan lämpötila . . . . .	42
5.4 Ylityöntölaatan ulottuvuus, paksuus ja eroosionopeus . . . . .	43
5.5 Mallin numeerinen ratkaiseminen differenssimenetelmällä . . . . .	44
<b>6 Tulokset ja niiden tarkastelu</b>	<b>47</b>
<b>7 Johtopäätökset</b>	<b>52</b>
<b>8 Kiitokset</b>	<b>54</b>
<b>Viitteet</b>	<b>55</b>
<b>A Mallin rakenne ja termiset parametrit</b>	<b>63</b>
<b>B Mallin laskemiseen käytetty MATLAB-komentosarja</b>	<b>64</b>

## KUVAT

1	Fennoskandian kilven tektonisen yksiköt . . . . .	8
2	Kvanttimekaanisten ilmiöiden vaikutus ominaislämpökapasiteettiin. . . . .	13
3	Esimerkki lämmönjohtumiskertoimen vaihtelusta kivilajin ja lämpötilan mukaan. Mukailtu: Beardsmore ja Cull (2001). . . . .	14
4	Graniittinäytteen lämmönjohtavuuden ja diffusiviteetin muutos paineen funktiona. Mukailtu: Seipold (1992). . . . .	16
5	Vaipan radioaktiivisten isotooppien keskimääräinen lämmöntuotto eri aikoina. . . . .	18
6	Ilman lämpötilan vuodenaikaisvaihtelun aiheuttama lämpötilahäiriö kallioperässä. . . . .	22
7	Eri paksuisten kerrosten maksimilämpötilagradientit, joilla konvektiota ei synny, permeabiliteetin funktiona. . . . .	24
8	Analyyttisiä ratkaisuja kuoren geotermille. . . . .	31
9	Kuoren paksuuntumisessa esiintyvä tyypillinen pT-käyrän muoto. . . . .	32
10	Kaaviokuva mallinettavasta ylityöntötilanteesta. . . . .	35
11	Mallissa käytetty lämmönjohtavuuden normitettu lämpötilariippuvuus. . . . .	41
12	Mallin antama pT-käyrä alkuperäisen eroosiotason kiville. . . . .	49
13	Mallin antama tT-käyrä alkuperäisen eroosiotason kiville. . . . .	50
14	Vertailuaineistona käytettyjen pTt-arvioiden maantieteelliset sijainnit. . . . .	51
15	Kuoren ja vaiipan yläosan kehitys ylityönnön jälkeen. . . . .	53

## TAULUKOT

1	Lämpöä tuottavat radioaktiiviset isotoopit. . . . .	17
2	Litosfäärin lämpötaloutteen vaikuttavat prosessit sekä niiden geologinen merkitys. . . . .	20
3	Lämpöä tuottavien alkuaineiden keskimääräisten pitoisuuksien ja lämmöntuottoarvojen vaihtelu kivilajin emäksisyyden ja metamorfoosiasteen mukaan. (Rybach 1988) . . . . .	27

# 1 JOHDANTO

Svekofennialaisen orogenian huippuvaihe saavutettiin Perämereltä Laatokalle ulottuvalla paleosutuurivyöhykkeellä (Svekokarjalainen orogenia) noin 1,90-1,89 Ga sitten (Lahtinen et al. 2005). Kuitenkin Itä-Suomen arkeisen kratonin kivistä tehdyt K-Ar-ikä määritykset (Kontinen et al. 1992) biotiitista ja sarvivälkkeestä osoittavat, että arkeisen kratonin nykyinen eroosiotaso on ollut useiden satojen asteiden lämpötilassa vielä kymmeniä miljoonia ja jopa sata miljoonaa vuotta orogenian huippuvaiheen jälkeen. Kontinen et al. (1992) päättelevät tämän arkeisten kivien päällemerkinnän syntyneen länneestä työntyneen massiivisen ylityöntölaatan aiheuttamana, mutta eivät ota tarkemmin kantaa päällemerkinnän aiheuttaneen lämmön lähteeseen. Tämän työn tavoitteena on tarkastella, riittääkö ylityöntölaatan kuorta paksuntava ja mukanaan tuomien radiogeenisten lämmönlähteiden vaikutus vaikutus tuottamaan Itä-Suomen arkeisen kratonin nykyisellä eroosiotasolla havaitut metamorfiset ilmiöt. Mahdollinen ylityöntölaatta kasvattaisi kuoren paksuutta ja lisäisi sen kokonaislämmöntuottoa, mikä aiheuttaa kuoren konduktiivisen lämpiämisen myös ylityöntölaatan alaisessa kuoressa. Työssä kuvataan ylityöntöä yksiulotteisella matemaattisella lämmönjohtumismallilla, jossa huomioidaan arkeisen litosfäärin ja sen päälle tulevan ylityöntölaatan litologiset ja termiset ominaisuudet. Mallin tuloksena saadaan litosfäärin lämpötilakehitys orogenian aikana eri syvyyksillä. Tuloksena saatua lämpötilakehitystä nykyisen eroosiotason syvyydellä verrataan arkeisen pohjan muissa tutkimuksissa havaittuun metamorfoosiin sekä paine-lämpötilakehitykseen.

## 1.1 K-Ar -ikä määritykset Karjalan kratonilla ja P-T-arviot mineraaleista

Tämän työn tuloksena saatavaa kuoren lämpötilakehitystä verrataan Kontisen et al. (1992) tekemiin K-Ar -ikä määrityksiin sekä joihinkin muihin kratonilta tehtyihin paine-lämpötila-arvioihin.

K-Ar -ikä määritys perustuu kaliumin isotoopin  $^{40}\text{K}$  hajoamiseen elektronikaappausprosessissa argonin isotoopiksi  $^{40}\text{Ar}$  sekä näiden isotooppisuhteiden mittaamiseen kivinäytteestä. Luontaisesti esiintyvistä kaliumista keskimäärin 0,01 % on isotooppia  $^{40}\text{K}$ . Sen sijaan argonista 99,60 % on  $^{40}\text{Ar}$ -isotooppia. Kalium esiintyy kuitenkin runsaissa määrin maankuoressa, joten isotoopin pieni suhteellinen osuus ei ole ongelma iänmäärityksessä. K-Ar -ikä määritys perustuu oletukseen, että jalokaasuna argon pakenee helposti kivisulasta, eikä sitä siten jää mineraalien kidehilaan kiven jäähmettyessä. Tällöin kaikki kivessä esiintyvä argon on peräisin kaliumin hajoamisesta. Vastaavasti oletetaan myös, ettei kivessä syntyvä ar-

gon pääsee pakenemaan tietyn lämpötilan alle jäähtyneestä kivistä. Lämpötilaa, jossa argon ei enää pääse pakenemaan mineraalin kidehilasta, kutsutaan *lukkiutumislämpötilaksi*. Sen arvo on mineraalikohtainen ja riippuu jäähtymisnopeudesta. Edelleen onnistunut K-Ar-ianmääritys vaatii, että kivi on pysynyt suljettuna kaliumin suhteen koko historiansa ajan. Metamorfoosissa kivi saattaa päästää siinä syntyneen argonin pakenemaan tai kivi saattaa ympäristöstä ottaa kidehilaansa argonia. Tämä vääristää myös iänmäärityksen tuloksia. (Faure ja Mensing 2005)

Karjalan kratonilta tehdyt K-Ar-ianmääritykset arkeisen pohjan kivistä antavat biotiitista iäksi  $1795 \pm 21$  Ma ja sarvivälkkeestä  $1851 \pm 41$  Ma. Ero i'issä selittyy lukkiutumislämpötilojen eroilla: Kun kiven jäähtymisnopeus on  $10 \dots 1^\circ\text{C Ma}^{-1}$ , on biotiitin lukkiutumislämpötila  $310 \dots 280^\circ\text{C}$  (Harrison et al. 1985) ja sarvivälkkeen  $500 \dots 430^\circ\text{C}$  (Harrison 1981). Toisin sanoen ikämääritettyjen kivien lämpötila on ollut noin 300 astetta 1800 Ma sitten ja 430-500 astetta noin 1850 Ma sitten. Toisaalta kaikissa sarvivälkenäytteissä K-Ar systeemi ei ole ainakaan täysin resetoitunut, mikä tarkoittaa, että osa näytteistä on jäänyt lämpötilaltaan alle sarvivälkkeen lukkiutumislämpötilan, tai ainakin ollut ko. lämpötilassa vain hyvin lyhyen aikaa.

Paine-lämpötila-arvioiden (*geotermobarometria*) tekeminen kivistä perustuu siinä kiteytymisen aikana tasapainottuneiden mineraalien välisten alkuainepitoisuus-suhteiden määrittämiseen. Kiinteäliuosseossarjojen koostumusvaihtelu on riippuvainen paineesta ja lämpötilasta, koska näissä tapahtuvia ioninvaihtoreaktioita kuvaava jakautumiskerroin  $K_D$  ja reaktion tasapainovakio  $K$  ovat riippuvaisia paineesta ja lämpötilasta:

$$\ln K = -\Delta G^0/RT = -\Delta H^0/RT + \Delta S^0/R - (\Delta V/RT)dP, \quad (1)$$

jossa  $G$  on reaktion Gibbsin vapaa energia,  $H$  entalpia,  $R$  kaasuvakio ja  $S$  entropia (olettaen, että  $\Delta V$ ,  $\Delta S$ , ja  $\Delta H$  ovat pieniä lämpötilan ja paineen muuttuessa). Määrittämällä laboratoriossa tietyissä paine-lämpötilaolosuhteissa tasapainoituneiden mineraalien koostumusvaihtelu voidaan konstruoida relaatio olosuhteiden ja mineraalin koostumuksen välillä, ja määrittää tämän avulla tuntemattomat tasapainottumisolosuhteet mineraaleista, joiden koostumus tunnetaan. Geotermobarometria sisältää monia oletuksia kiven ja mineraalien historiasta, ja näiden toteutumattomuus saattaa johtaa vääriin paine- tai lämpötilatuloksiin. Ensimmäinen vaatimus geotermobarometrian käytölle on, että tarkasteltavat mineraalit ovat tasapainossa keskenään. Voidaan joissain tapauksissa todistaa, että tasapaino ei ole vallinnut kahden mineraalin kesken, mutta tasapainon vallitsemista ei voi jälkikäteen kivistä vedenpitävästi todistaa. Näennäisesti tasapainoiset mineraalit saattavat esimerkiksi olla kemiallisesti vyöhykkeisiä siten, että mineraalin koostumus

muuttuu kiteen reunalta keskustaa kohti. Tällöin geotermobarometria antaa helposti vääriä tuloksia, kun verrataan toisen mineraalirakeen reunaosan koostumusta toisen keskustaosan koostumukseen. Geotermobarometriasta tulosten oletetaan usein kuvaavaan huippumetamorfoosin tilannetta. Näin ei kuitenkaan aina ole, vaan retrogradi metamorfoosi saattaa jättää jälkensä mineraalikoostumukseen. Tulokset saattavatkin kuvata vain mineraalin lukkiutumislämpötilaa. Analyyttisiä haasteita ovat muun muassa geotermobarometriamenetelmien hyvä kalibrointi, eli laboratoriossa tehtyjen kokeiden P-T-olosuhteiden ja koostumusten hyvä korrelointi keskenään. Usein laboratoriossa ei saavuteta niitä paine- lämpötilaolosuhteita, joita haluaisiin tarkastella, jolloin geotermobarometriasta kokeellisia tuloksia joudutaan ekstrapoloimaan paine-lämpötila-alueille, joista ei todellisuudessa ole kokeellista tietoa. (Winter 2001, s. 543–559)

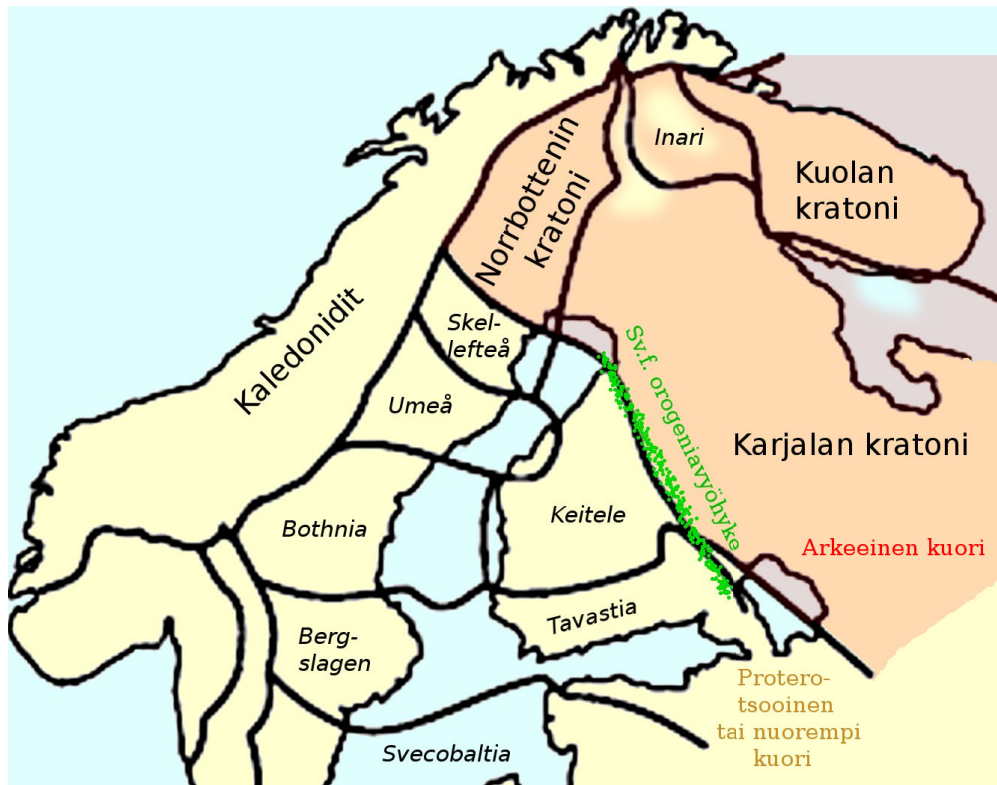
Lisäksi geotermobarometriassa tarkasteltavan huippumetamorfoosin ajankohta riippuu siitä, tarkastellaanko maksimipainetta vai -lämpötilaa. Nämä eivät läheskään aina ole samanaikaisia. Esimerkiksi juuri orogenioiden ylityöntötilanteissa maksimipaine saavutetaan ennen kuin maksimilämpötila (England ja Thompson 1984).

## 2 SVEKOFENNIALAINEN OROGENIA JA ARKEEISEN KUOREN PÄÄLLEMERKINTÄ

Svekofennialainen orogeniavyöhyke sijaitsee Fennoskandian kilven keskiosassa (Kuva 1), arkeisen kratonin ja svekofennialaisen alueen välissä. Orogenian (1,92–1,77 Ga) ajatellaan nykyisin syntyneen usean osittain päällekkäisen mutta erillisen orogeniavaiheen aikana (mm. Nironen (1997), Lahtinen et al. (2005)). Lahtinen et al. (2005) jakavat Fennoskandian kilven tektonisen kehityksen tänä aikana neljään osaan: 1) mikromannerten akkreetio arkeisen kratonin reunalle (1,92–1,87 Ga); 2) akkretoituneen kuoren ekstensiovaihe (1,86–1,84 Ga); 3) manner-manner-törmäys (1,84–1,79 Ga); ja 4) orogenian romahdus ja vakautuminen (1,79–1,77 Ga). Näitä on edeltänyt arkeisen kratonin leviämisen vaihe ja lopulta hajoaminen ja meren aukeaminen noin 2,06 Ga sitten.

Arkeinen Karjalan kratoni muodostuu laajoista granitoidi-gneissi-komplekseista ja suprakrustisista kivistä (muun muassa vihreäkivivyöhykkeet), iältään noin 3,2–2,5 Ga. Näitä peittävät paikoin proterotsooiset autoktoniset suprakrustiset kivet sekä allohtoniset kratonille työntyneet sedimenttisarjat ja noin 1,95 Ga ikäiset ofioliitit. Varhaisproterotsooinen Svekofennialainen alue koostuu useista saarikaa-rista ja mikromantereista, ja muodostuu liuskeista, migmatiiteista ja vulkaniiteista





**Kuva 1:** Fennoskandian kilven tektonisen yksiköt Lahtinen et al. (2005) mukaan. Karjalan kratonin ja sen länsipuolisen svekofennialaisen alueen väliin jäävä svekofennialainen orogeniavyöhyke on merkitty vihreällä.

sekä eri-ikäisistä granitoidikomplekseista. (Lahtinen et al. 2005)

Korjan et al. (2006) esittämän mallin mukaan Fennoskandian synty alkoi koillisessa Kuolan ja Karjalan arkeisten kratonien ja niihin liittyvien paleoproterotsooisten alueiden (Inarin alue, Terskin alue, Lapin granuliittikaari, Umban granuliittialue) törmätessä (Lappi-Kuola -orogenia). Samanaikaisesti Karjalan kratonin länsireunaan törmäsivät Norrbottenin kratoni ja Keiteleen mikromanner (Lappi-Savo -orogenia). Keiteleen mikromantereeseen ja kratonin väliin akkreditoiti repeämisvyöhykkeessä syntynyttä kuorta (Kittilän alloktoni, Savon saarikaari, Knaftenin saarikaari). Tämän jälkeen Bothnian mikromantereeseen törmäys lännestä aiheutti subduktion kääntymisen niin, että eteläisen Bergslagenin mikromantereeseen ja Keiteleen mikromantereeseen väliin jäänyt meri subduktoiti Keiteleen alle pohjoiseen. Keiteleen ja Bergslagenin törmäyksessä akkreetioprismat ja vulkaaniset vyöhykkeet (Tampereen mannerreunusvyöhyke, Hämeen saarikaari-/repeämisvyöhyke ja Uudenmaan mannerreunusvyöhyke) lyhenivät huomattavasti ja työntyivät Karjalan kratonin länsireunan päälle (Fennia-orogenia). Mikromannerten akkretion jälkeen Fennoskandian laatta oli termisesti ja gravitaationaalaisesti epätasapainossa ja sen keskiosat kokivat painovoiman aiheuttaman romahduksen ja ekstension (1,88-1,87 ja 1,86-1,85 Ga sitten). Orogeniat jatkuivat kauempana Fennoskandian kes-

kiosista manner-manner-törmäyksessä, jossa Fennoskandia liittyi Laurentian (koillisessa), Amazonian (luoteessa) ja Sarmatian (kaakossa) mantereisiin sekä tuntemattomaan mantereeseen lounaassa. Tämä törmäysvaihe päättyi 1,81-1,79 Ga sitten, ja sitä seurasi Fennoskandian kilven stabiloiva orogenian romahdus ja liitosfääriin delaminaatio 1,79-1,77 Ga sitten.

Orogenian aikana arkeiselle kratonille työntyi lännestä kaarentausaltaihin sedimentoituneita flyssejä, jotka jatkoivat paksuuntumista tektonisen kompression jatkuessa (Park et al. 1984) ja joiden väliin työntyi myös merenpohjan ofioliitteja (Kontinen 1987). Tämä ylityöntönäppö aiheutti arkeisen kuoren metamorfisen päällemerkinnän, joka näkyy K-Ar-isotooppien resetoitumisena (Kontinen et al. 1992) sekä luoteissuuntaisina hiertovyöhykkeinä, joihin liittyy laaja-alaista plutonismia ja myöhemmin syntyneitä pohjoissuuntaisia ja pystyliikkeisiä hiertovyöhykkeitä ja siirroksia. Näiden ajatellaan aiheutuneen kasvaneesta vertikaalisuuntaisesta jännityksestä ylityöntön aiheuttamassa termisessä ja gravitaatioon epätasapainossa (Ward 1987). Sekä graniitti-intruusioiden lukumäärä että metamorfoosiaste kasvavat arkeisella kratonilla idästä länteen kohti orogenian paleosutuuriyöhykettä (Korsman ja Glebovitsky (1999), Korja et al. (2009) mukaan). Metamorfista päällemerkintää osoittavat myös arkeisen Kuhmon vihreäkiviyöhykkeen komatiittien luultavasti metamorfisten fluidien aiheuttamat anomaliset REE-koostumukset (Gruau et al. 1992)

## 3 KIVIEN LÄMPÖFYSIKKA

### 3.1 Lämmön siirtyminen väliaineessa

Lämpöenergia (lyhyemmin lämpö) voi väliaineessa siirtyä *johtumalla* (*konduktio*), *säteilemällä* tai *konvektioitumalla* (Turcotte ja Schubert 2002). Lämpöä johtuu, kun väliaineen molekyylit törmäävät toisiinsa ja välittävät näin kineettistä energiaansa muille molekyyleille (kidehilan värähtelyliikkeen välittyminen nk. fononien avulla). Prosessi on luonteeltaan diffusiivinen. Konvektiossa lämpöä siirtyy liikkuvan väliaineen mukana. Tämä voi käsittää esimerkiksi vaipan materiaalin konvektion, joka tuo lämpöä maan ytimeistä kohti maan pintaa, tai kuumen fluidin virtaamisen raossa kylmälle alueelle, jolloin se lämmittää ympäristöään (= *advektio*). Konvektiivinen lämmönsiirto vaatii siis virtaavaa väliainetta. Myös sedimentaatio ja eroosio ovat osa konvektiivista (advektiivista) lämmönsiirtoa, jossa eroosio vie materiaalin mukana lämpöä pois lähtöalueelta, ja sedimentaatio tuo lämpöä. Advektiolla viitataan yleensä sellaiseen väliaineen konvektioon, jossa väliaine ei enää palaa lähtöalueelleen.

Säteilylämmönjohtuminen on sähkömagneettista säteilyä (fotoneita) (Beardsmore ja Cull 2001), joka siirtää energiaa tilanteissa, joissa väliaineen absorptio on vähäistä, kuten kuumissa vaipan kivissä. Konduktiivinen lämmönjohtuminen ja säteilylämmönjohtuminen ovat luonteeltaan sikäli samanlaisia, että massaa ei siirry, joten ne voidaan yhdistää käsitteen kokonaislämmönjohtuminen alle summaamalla konduktiivinen lämmönjohtuminen ja säteilylämmönjohtuminen. Tällöin kokonaislämmönjohtumiskerroin  $k = k_{kond} + k_{rad}$ .

### 3.1.1 Lämmönjohtumisyhtälö

Fourier'n 1. yhtälön (Fourier 1816) mukaan lämpövuoto  $q$  väliaineessa on verrannollinen siinä vallitsevaan lämpötilagradienttiin:

$$q = -k \frac{dT}{dz}, \quad (2)$$

jossa verrannollisuuskerroin  $k$  on lämmönjohtumiskerroin,  $T$  on lämpötila ja  $z$  on pystykoordinaatti (positiivinen suunta alas). Lämpö johtuu negatiivisen gradientin suuntaan, minkä vuoksi yhtälössä (2) on miinusmerkki. Fourier'n 2. yhtälön mukaan lämpötilan muutosnopeus on verrannollinen lämpöenergian muutokseen väliaineessa (Stüwe 2007):

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z}. \quad (3)$$

Verrannollisuuden oikeanpuoleinen termi, lämpöenergian muutos väliaineessa, voidaan ajatella koostuvan äärellisen yksiulotteisen kappaleen (pituus  $\Delta z$ ) alapinnalla vallitsevan lämpövuon  $q_{z+\Delta z}$  ja yläpinnalla vallitsevan lämpövuon  $q_z$  erotusosamääränä:  $\frac{q_z - q_{z+\Delta z}}{\Delta z}$ , jossa  $\Delta z > 0$ . Verrannollisuuskertoimet  $\rho$  ja  $c_p$  ovat väliaineen tiheys ja ominaislämpökapasiteetti (vakioaineessa); mitä suurempi kappaleen tiheys ja ominaislämpökapasiteetti, sitä enemmän tarvitaan lämpöenergiaa kappaleen lämpötilan nostamiseen.

Sijoitetaan yhtälö 2 yhtälöön 3, jolloin

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial (k \frac{\partial T}{\partial z})}{\partial z}. \quad (4)$$

Jos  $k$  on vakio, saadaan lämpöyhtälö homogeeniselle väliaineelle:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (5)$$

Osamäärää  $\frac{k}{\rho c_p}$  kutsutaan *diffusiviteetiksi*,  $\kappa$ , ja yhtälöä (5) lämpöyhtälöksi. Yhtälö merkitsee lämpötilan muutosnopeuden olevan verrannollinen lämpötilaprofiilin kaarevuuteen, toisin sanoen lämpötilaerot tasoittuvat sitä nopeammin, mitä terävämpiä ne ovat. Tilanteissa, joita geologiassa tutkitaan,  $k$  ei yleensä ole vakio, vaan vaihtelee kivilaji- ym. vaihteluiden vuoksi paikan suhteen, eli väliaine on epähomogeenista. Myös tiheys ja ominaislämpökapasiteetti voivat vaihdella, vaikkakin näiden vaihtelut ovat huomattavasti lämmönjohtavuuden vaihtelua pienempiä (Stüwe 2007). Jos lämmönjohtavuus on riippuvainen paikasta,  $k = k(z)$ , niin yhtälöstä (4) tulee

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial (k(z) \frac{\partial T}{\partial z})}{\partial z} = \frac{\partial k}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (6)$$

Jos halutaan huomioida lämmönjohtavuuden ja ominaislämpökapasiteetin riippuvuus lämpötilasta, s.o.  $k = k(T)$  ja  $c_p = c_p(T)$ , niin lämpöyhtälö (5) saa muodon (Carslaw ja Jaeger 1959)

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \kappa(\Theta) \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2}; \quad \Theta = \frac{1}{k_0} \int_0^T k \, dT, \quad (7)$$

missä  $k_0$  on  $k$ :n arvo, kun  $T = 0$ .

Edellä lämmönjohtumisyhtälöitä on käsitelty vain yhdessä ulottuvuudessa. Differentiaaliyhtälö (5), jossa  $k$  on vakio ja suunnasta riippumaton, on kuitenkin lineaarinen, joten se voidaan yleistää helposti useampaan ulottuvuuteen. Kolmessa ulottuvuudessa

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \kappa \nabla^2 T. \quad (8)$$

Tässä tutkielmassa tarkastellaan jatkossa yksiulotteisia tapauksia.

### 3.1.2 Advektio

Advektiivisen lämmönsiirron huomioimiseksi tulee lämpöyhtälöön (5) lisätä advektiotermin  $U \frac{\partial T}{\partial z}$ :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + U_z \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (9)$$

missä  $U_z$  on väliaineen nopeus. Advektiolla voidaan huomioida esimerkiksi sedimentaatio, jolloin väliaine liikkuu sidotun  $z$ -koordinaatin suhteen alaspäin, ja sen

yläpinnalle ”syntyy” uutta väliainetta. Samoin eroosion tapauksessa väliaine liikkuu eroosionopeutta vastaavalla nopeudella  $U_z$  ylöspäin.

### 3.2 Kivien termiset ominaisuudet

Kivien lämmönjohtavuus, ominaislämpökapasiteetti ja tiheys ovat riippuvaisia lämpötilasta, paineesta ja kiven koostumuksesta. Lämmönjohtavuus riippuu lisäksi kiven rakenteesta.

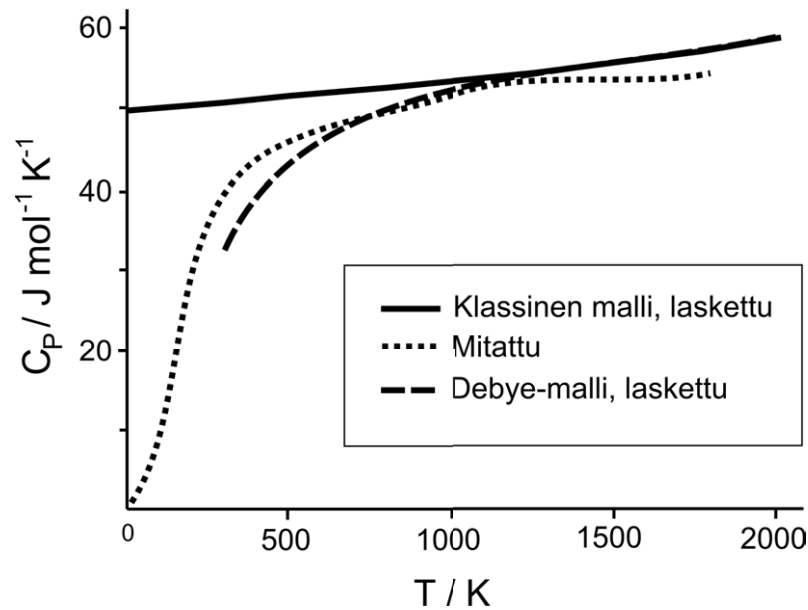
#### 3.2.1 Tiheys ja ominaislämpökapasiteetti

Kivien tiheys ja ominaislämpökapasiteetti muuttuvat litosfäärin olosuhteissa kertaaluokkaa vähemmän kuin lämmönjohtavuus. Kiville tyypillisiä lämpölaajenemis-kerroin- ja kokoonpuristuvuusarvoja ovat  $\alpha = \frac{1}{V} \left( \frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \approx 3 \cdot 10^{-5} \text{K}^{-1}$  ja  $\beta = -\frac{1}{V} \left( \frac{\partial V}{\partial P} \right)_T \approx 10^{-11} \text{Pa}^{-1}$  (Stüwe 2007). Toisin sanoen kiven tiheyden muutos lämpötilan ja paineen vaikutuksesta ovat vähäiset. Tällaisilla arvoilla kiven vieminen vakiolämpötilassa maan pinnalta paineeseen 1 GPa johtaa noin 0,01 % tilavuuden muutokseen, ja kiven vieminen vakiopaineessa lämpötilasta  $0^\circ\text{C}$  lämpötilaan  $2000^\circ\text{C}$  johtaa lämpölaajenemisen myötä n. 6 % tilavuuden muutokseen. Näin ollen kiven tiheyteen vaikuttaa erityisesti sen koostumus. Tyypillisiä tiheysarvoja ovat vaipan kiville  $3250 \text{ kg m}^{-3}$ , basaltille ja gabbrolle (merellinen kuori)  $2950 \text{ kg m}^{-3}$  sekä mantereisille syväkiville  $2650 \dots 2800 \text{ kg m}^{-3}$  (Turcotte ja Schubert 2002).

Kivien ominaislämpökapasiteeteille tyypillisiä arvoja huoneenlämmössä ovat  $0,60\text{--}0,90 \text{ kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$  (Čermák ja Rybach 1982). Yleisimpien kivilajien välinen vaihtelu on pientä, mutta ominaislämpökapasiteetti kasvaa yleensä merkittävästi lämpötilan funktiona. Lämpökapasiteetin lämpötilariippuvuudelle on esitetty lukuisia empiirisiä polynomisovituksia, mutta Waples ja Waples (2004) esittävät lämpötilariippuvuudelle muista poiketen normalisoidun muodon

$$C_{Pn}(T) = 8,95 \times 10^{-10} T^3 - 2,13 \times 10^{-6} T^2 + 0,00172 T + 0,716, \quad (10)$$

jossa  $T$  on lämpötila ( $^\circ\text{C}$ ). Tällöin ominaislämpökapasiteetti lämpötilassa  $T_2$ , kun ominaislämpökapasiteetti lämpötilassa  $T_1$  on tunnettu, on  $C_P(T_2) = C_P(T_1) \frac{C_{Pn}(T_2)}{C_{Pn}(T_1)}$ . Yhtälön (10) ennustaman ominaislämpökapasiteetin virheeksi arvioidaan 0-10 % lämpötilavälillä  $0 \dots 1200^\circ\text{C}$ . Klassista mekaniikkaa noudattavan Dulong-Petit'n lain mukaan aineen ominaislämpökapasiteetti vakiotilavuudessa on  $3R$  moolia

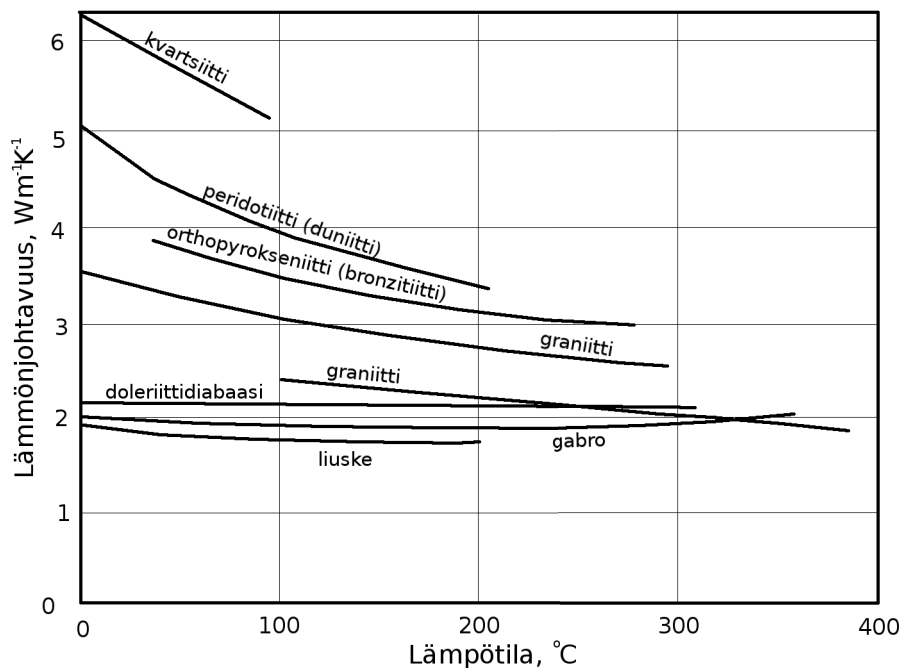


**Kuva 2:** Kvanttimekaanisten ilmiöiden vaikutus ominaislämpökapasiteettiin. Kuvaajassa MgO:n ominaislämpökapasiteetti lämpötilan funktiona: Korkeissa lämpötiloissa lämpötilariippuvuus noudattaa klassista Dulong-Petit'n lakia ja on liki vakio, matalissa lämpötiloissa kvanttimekaniikan huomioiva Debye-malli kuvaa ominaislämpökapasiteettia paremmin. (Kuva mukailten Matsui (1989))

kohden (Atkins ja de Paula 2006), jossa  $R$  on kaasuvakio. Dulong-Petit'n laki ei kuitenkaan päde alhaisissa lämpötiloissa ( $T < \theta_D$ , jossa  $\theta_D$  on *Debye-lämpötila*), vaan ominaislämpökapasiteetti noudattaa Debyen mallia (Kuva 2). Debye-lämpötilan yläpuolella ominaislämpökapasiteetti on siis riippumaton lämpötilasta ja liki vakio.

### 3.2.2 Lämmönjohtavuus

Lämmönjohtavuus vaihtelee tiheyttä ja ominaislämpökapasiteettia voimakkaammin riippuen kivilajista ja lämpötilasta (Kuva 3). Kiven lämmönjohtavuuden määrää sen muodostamien mineraalien lämmönjohtavuus sekä kiven rakenne. Kiven lämmönjohtavuus on suunnasta riippuvainen suure (Schön 2004), mikä johtuu a) mineraalien ominaisuudesta johtaa lämpöä eri kideakselien suunnassa eri voimakkuudella, b) mineraalien muodosta ja suuntauksesta kivessä (tekstuuri), sekä c) kivessä esiintyvistä raoista, halkeamista yms. Näistä (c) on voimakkaasti paineriippuvainen; raot ja halkeamat sulkeutuvat suhteellisen nopeasti paineen kasvaessa. Johtuen mahdollisesti voimakkaasta suuntauksesta, ovat metamorfiset kivet usein anisotrooppisia, kun taas syväkivet hyvinkin isotrooppisia. Anisotrooppisuussuhde



**Kuva 3:** Esimerkki lämmönjohtumiskertoimen vaihtelusta kivilajin ja lämpötilan mukaan. Mukailtu: Beardsmore ja Cull (2001).

$$A_k = \frac{k}{k}, \quad (11)$$

jossa  $k$  on lämmönjohtavuus liuskeisuuden tai kerroksellisuuden suuntaan ja  $k$  lämmönjohtavuus sitä vastaan, saattaa gneisseille ja liuskeille olla jopa kaksi. Kerroksellisen kiven kerroksellisuuden myötäinen tai sitä vastaan olevan kokonaislämmönjohtavuus voidaan arvioida yksittäisten kerrosten lämmönjohtavuuksien aritmeettisena ja harmonisena keskiarvona. Sekalaisista kappaleista muodostuvan kiven kokonaislämmönjohtavuus voidaan arvioida yksittäisten kappaleiden lämmönjohtavuuksien geometrisena keskiarvona (Beardsmore ja Cull 2001).

Konduktiivinen lämmönjohtavuus kuoren ja ylävaipan olosuhteissa ( $T = 0 \dots 1600^\circ\text{C}$ ) noudattaa riippuvuutta  $k_{kond} \propto 1/T$  (Čermák ja Rybach 1982), kun taas säteilylämmönjohtuminen noudattaa riippuvuutta suunnilleen  $k_{rad} \propto T^3$  mukaisesti. Niinpä konduktio on vallitseva prosessi alhaisissa lämpötiloissa ( $< n. 600\text{ K}$ ) (Beardsmore ja Cull 2001), jonka jälkeen säteilylämmönjohtumisen osuus alkaa kasvaa (800 Kelvinissä osuus on n. 1/4 kokonaislämmönjohtumisesta). Joidenkin maasälpärikkaiden kivien konduktiivisen lämmönjohtavuuden lämpötilariippuvuus saattaa kuitenkin olla olematon, tai lämmönjohtavuus saattaa jopa kasvaa lämpötilan kasvaessa (Čermák ja Rybach 1982). Useimmat teoreettiset ja kokeelliset tarkastelut osoittavat, että alle  $850^\circ\text{C}$  lämpötilassa konduktiivinen lämmön-

johtuminen on kääntäen verrannollinen lämpötilaan (Gibert et al. 2005). Niinpä pätee yksinkertainen relaatio

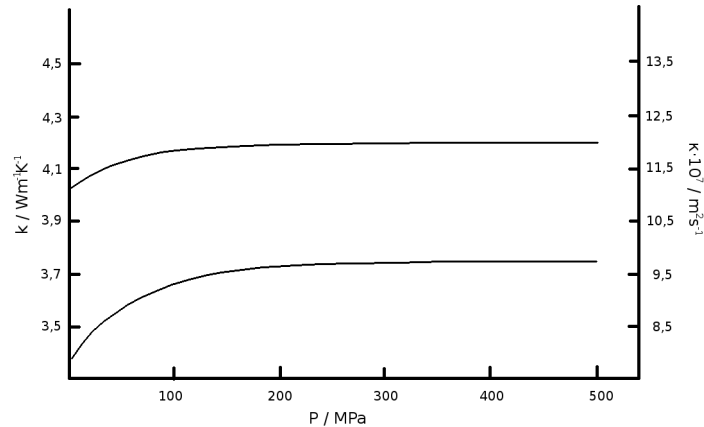
$$k_{kond}(T) = \frac{k_0}{1 + BT}, \quad (12)$$

jossa  $B$  on materiaalikohtainen vakio ja  $k_0$  lämmönjohtavuus maan pinnan oloissa (Čermák ja Rybach 1982). 600-800 K lämpötilassa säteilylämmönjohtuminen alkaa olla merkittävä tekijä, ja sen osuus kasvaa nopeasti. Kokonaislämmönjohtumiselle on saatu (Haenel ja Zoth (1973), Čermák ja Rybach (1982) mukaan) yleistetty relaatio

$$k(T) = 3,6 - 0,49 \cdot 10^{-2}T + 0,61 \cdot 10^{-5}T^2 - 2,58 \cdot 10^{-9}T^3. \quad (13)$$

Säteilylämmönjohtumisen  $T^3$ -riippuvuus, jonka Clark (1957) ensimmäisenä esitti, ei kuitenkaan päde yleisesti kaikille mineraaleille, eikä etenään  $\text{Fe}^{2+}$ -pitoiselle oliviinille. Kivien konduktiivinen lämmönjohtumiskerroin on mitattavissa eri kivilajeille laboratoriossa (esim. Beardsmore ja Cull (2001)), mutta säteilylämmönjohtumisen mittaaminen laboratorio-olosuhteissa on hankalaa johtuen tarvittavista korkeista lämpötiloista ja näytekoosta; laboratorio-olosuhteissa (suuri näytteen sisäinen lämpötilagradientti) esiintyy niin kutsuttua suoraa säteilylämmönjohtumista diffusiivisen säteilylämmönjohtumisen lisäksi. Vaipan olosuhteissa (pienet lämpötilagradientit) suoraa säteilylämmönjohtumista sen sijaan ei esiinny (Hofmeister 2005; Hofmeister et al. 2007). Diffusiivisessa säteilylämmönjohtumisessa kuuma kide emittoi fotonin, jonka viereinen lämmin kide absorboi, ja emittoi sitten edelleen omaa lämpötilaansa vastaavalla taajudella. Tämä vaatii nk. optisesti tiheät olosuhteet. Suorassa säteilylämmönjohtumisessa kiteen emittoimat fotonit kulkevat pitkän matkan ilman merkittävää vaimenemista, kunnes emittoituvat kylmään kiteeseen, josta ei enää tapahdu uutta emissiota. Tämä prosessi puolestaan vaatii optisesti harvat olosuhteet. Johtuen säteilylämmönjohtumisen kaksimuotoisesta luonteesta sekä lämpötila- ja säteilytaajuusriippuvuudesta on kokeellisten lämmönjohtumismittausten tulosten jakaminen konduktiivisen lämmönjohtumisen ja säteilylämmönjohtumisen osuuteen osoittautunut hankalaksi, ja säteilylämmönjohtumisen merkitys ja prosessit vaipan olosuhteissa yhä osin hämärän peitossa. Säteilylämmönjohtumista osittain läpinäkyville materiaaleille ei voida mallintaa pelkällä  $k_{rad} \propto T^3$ -riippuvuudella, sillä se olettaa absorptiokertoimen olevan riippumaton lämpötilasta ja säteilyn taajuudesta. Suoran säteilylämmönjohtumisen mallintamiseksi kokeellisten tulosten perusteella tulisi huomioida näytteen koko, absorptio taajuus- ja lämpötilariippuvuus sekä mittalaitteistokontakteista johtuvat variaatiot (Hofmeister 2007). Hofmeister et al. (2007) esittävät malle-





**Kuva 4:** Graniitinäytteen lämmönjohtavuuden ja diffusiviteetin muutos paineen funktiona. Mukailtu: Seipold (1992).

ja, joilla voidaan laskea eri materiaalien säteilylämmönjohtumiskerroin lämpötilan funktiona. Niiden käyttö vaatii kuitenkin tietoa väliaineen optisista ominaisuuksista (taittumiskerroin, absorptiokerroin, raekoko), joiden arviointi mahdollisille vaipan materiaaleille on hyvin hankalaa. Tässä tutkielmassa on pidättäytytty käyttämään kirjallisuudesta etsittyjä eri kivilajeille eri lämpötiloissa (0–1400°C) mitattuja kokonaislämmönjohtumiskertoimia.

Lämmönjohtavuus riippuu myös paineesta (Čermák ja Rybach 1982), koska paine sulkee nopeasti kuoressa alaspäin mentäessä lämmönjohtavuutta alentavat raot ja huokokset, ja koska paineen kasvattaessa tiheyttä, myös lämmönjohtavuus kasvaa. Lämmönjohtavuuden riippuvuus tiheydestä on muotoa  $k(\rho) = k_0(1 + E\rho)$ , jossa  $E$  on vakio (Seipold 1995). Koska tiheyden riippuvuus paineesta on kuitenkin pieni, ei lämmönjohtavuuskaan kasva tämän takia merkittävästi. Ensimmäisellä 100 MPa:n paineen nousussa lämmönjohtavuus voi kasvaa jopa 10% rakojen ja huokosten sulkeutumisen johdosta, mutta pysyy tämän jälkeen suhteellisen vakiona (esimerkiksi Kuva 4).

### 3.2.3 Sisäinen lämmöntuotto

Jos väliaineessa, jossa lämpö siirtyy, on sisäistä lämmöntuottoa, tulee tämä huomioida lämpöyhtälössä (5). Geologisissa prosesseissa olennaisia sisäisen lämmöntuoton muotoja ovat radioaktiivisten aineiden hajoamisesta syntyvä lämpö  $A_{rad}$ , kemiallisissa prosesseissa syntyvä lämpö  $A_{kem}$ , sekä mekaaninen lämmöntuotto  $A_{mek}$ . Väliaineen lämpötilan muutos sisäisen lämmöntuoton johdosta aika- ja tilavuusyksikköä kohden on (Stüwe 2007):

**Taulukko 1:** Lämpöä tuottavien radioaktiivisten isotooppien puoliintumisajat ja konsentraatiot eri lähteissä nykypäivänä (Turcotte ja Schubert 2002) sekä lämmöntuotot (Stüwe 2007).

	$^{238}\text{U}$	$^{235}\text{U}$	$^{232}\text{Th}$	$^{40}\text{K}$
Puhtaan yksi-isotooppisen aineen lämmöntuotto ( $\text{W kg}^{-1}$ )	$9,46 \cdot 10^{-5}$	$56,9 \cdot 10^{-5}$	$2,64 \cdot 10^{-5}$	$2,92 \cdot 10^{-5}$
Puoliintumisaika $t_{1/2}$ (Ga)	4,47	0,704	14,0	1,25
Kondriittien keskimääräinen konsentraatio (ppb)	7,9	0,057	29	67
Keskimääräinen kuoren konsentraatio (ppb)	1400	10	5600	1700
Köyhtymätön (fertiili) vaippa (ppb)	31	0,22	124	37

$$\frac{dT}{dt} = \frac{A}{\rho c_p}, \quad (14)$$

jossa  $A = A_{rad} + A_{kem} + A_{mek}$  on sisäinen kokonaislämmöntuotto. Tämä huomioonottaen saadaan lämpöyhtälö muotoon

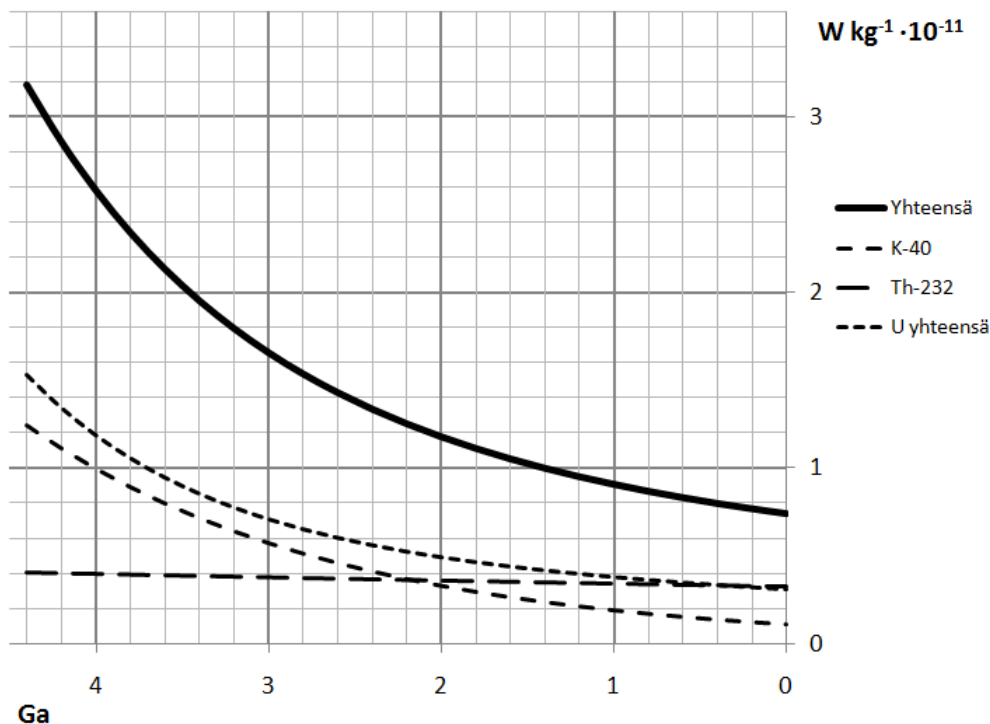
$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A. \quad (15)$$

Erityisesti kiven ominaisuuksiin liittyvä lämmöntuoton muoto on radiogeeninen lämmöntuotto. Sen määrää kontrolloivat radioaktiivisten aineiden määrä, joka taas riippuu kivilajin koostumuksesta. Kivissä esiintyvistä radioaktiivisten alkuaineiden isotoopeista merkittävimmät lämmöntuoton kannalta ovat U-238 (99,28 paino-% kaikesta luonnossa esiintyvistä uraanista), U-235 (0,71 p-%), Th-232 (100 p-%) ja K-40 (0,0119 p-%) (Turcotte ja Schubert 2002). Näiden konsentraatiot kivissä ovat pienet (Taulukko 1), mutta niiden tuottama lämpö on kuitenkin merkittävä geologisessa mittakaavassa.

Radioaktiivisten aineiden määrä pienee hajoamisen myötä yhtälön

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} = N_0 e^{-t \ln 2 / t_{1/2}} \quad (16)$$

mukaisesti, missä  $N$  on tällä hetkellä jäljellä olevien nuklidien lukumäärä,  $N_0$  on nuklidien lukumäärä alussa ( $t$  vuotta sitten),  $\lambda$  on kullekin isotoopille ominainen hajoamisvakio ja  $t_{1/2}$  on kullekin isotoopille ominainen puoliintumisaika (a). Hajoamistapahtumien määrä siis vähenee, ja siten myös lämmöntuoton määrä vähenee ajan myötä. Järjestelemällä yhtälö (16) uudelleen, saadaan laskettua suhde  $N_0/N_t$ . 1,9 Ga sitten  $^{238}\text{U}$ :n määrä on ollut 1,3-kertainen,  $^{235}\text{U}$ :n määrä 6,5-kertainen,  $^{232}\text{Th}$ :n määrä 1,1-kertainen ja  $^{40}\text{K}$ :n määrä 2,9-kertainen. Niinpä nykyään vähemmän merkitykselliset isotoopit  $^{235}\text{U}$  ja  $^{40}\text{K}$  ovat olleet tuolloin tärkeä



**Kuva 5:** Vaipan radioaktiivisten isotooppien keskimääräinen lämmöntuotto eri aikoina. Laskennassa on käytetty Taulukon 1 arvoja.

osa maan sisäistä lämmöntuottoa. Yhtälössä (17) nuklidien lukumäärä  $N$  voidaan korvata suoraan konsentraatiolla, jolloin kaikkien näiden isotooppien yhteislämmöntuotoksi  $t$  vuotta sitten saadaan (Turcotte ja Schubert 2002)

$$H(t) = 0,9928C_0^U H^{U^{238}} \exp(t \ln 2/t_{1/2}^{U^{238}}) + 0,0071C_0^U H^{U^{235}} \exp(t \ln 2/t_{1/2}^{U^{235}}) + C_0^{Th} H^{Th} \exp(t \ln 2/t_{1/2}^{Th}) + 0,000119C_0^K H^{K^{40}} \exp(t \ln 2/t_{1/2}^{K^{40}}), \quad (17)$$

jossa  $H = A/\rho$  on lämmöntuotto painoyksikköä kohden,  $C_0^i$  on aineen nykyinen konsentraatio kivessä ( $C_0^{U^{238}} = 0,9928C_0^U$ ,  $C_0^{U^{235}} = 0,0071C_0^U$ ) ja  $H^i$  puhtaan yksisotooppisen aineen lämmöntuotto painoyksikköä kohden. Konsentraatioiden (U ja Th: ppm, K: p-%) ja kiven tiheyden funktiona lämmöntuotto ( $\mu W m^{-3}$ ) voidaan esittää muodossa (Čermák ja Rybach 1982)

$$H = 10^{-5} \rho (9,52C_U + 2,56C_{Th} + 3,48C_K). \quad (18)$$

Yhtälön (17) kuvaajasta (Kuva 5) nähdään, että vaipan radiogeeninen kokonaislämmöntuotto 2,0 Ga sitten on ollut noin 1,6-kertainen nykyiseen verrattuna, ja 1,6 Ga sitten noin 1,4-kertainen. Koska määräsuhteet kalium/uranium ja torium/uranium pysyvät liki samoina eri kivilajeissa (Turcotte ja Schubert 2002),

voidaan yleistäen arvioida, että radiogeeninen lämmöntuotto kaikissa maan kivissä on ollut noin 1,5-kertainen aikavälillä 2,0–1,6 Ga sitten.

## 4 LITOSFÄÄRIN LÄMPÖTALOUS

Yleisesti litosfäärillä tarkoitetaan maapallon lujaa ulointa elastista kuorta, joka peittää alemmaa, heikkoa ja virtaamiskykyistä astenosfääriä (Anderson (1995) ja sen viitteet). Astenosfääri yhdistetään toisinaan seismiseen alhaisen nopeuden kerrokseen (LVZ, *low velocity zone*), joka aiheutuu vaipan osittaisten sulien esiintymisestä. Sen syvyys vaihtelee huomattavasti: Merellisen litosfäärin kohdalla se sijaitsee yleensä syvyydellä 20–50 km:stä noin 220 km:iin, ja kratoneiden alla se saattaa alkaa 150 km:n alapuolelta ja jatkua aina 400 km:n alapuolelle. Vastaavasti astenosfääriä peittävä suuren nopeuden kerros (LID) vastaa tällöin litosfääriä. LID:n ja elastisesti käyttäytyvän ylemmän kerroksen pohja sekä 600°C:n isotermin näyttävät kaikki määrittelevän rajakerroksen vahvan, elastisen, hauraan ja suuren seismisen nopeuden omaavan materiaalin sekä heikon, duktiivin ja alhaisen seismisen nopeuden omaavan materiaalin välillä. Reologisten merkittävien muutosten tapahtuminen noin 600°C:n isotermin kohdalla antaa syyn olettaa, että litosfäärin määrittelee lämpötilariippuvainen faasimuutos tai muutos mineralogiassa. Litosfääri voidaan siis määrittellä useimmissa tapauksissa termisesti. Tämä litosfäärin määrittely ei kuitenkaan vastaa toista termistä määrittelyä, jonka mukaan litosfääri on maan uloin kuori, jonka lämpötilagradientti on konduktiivinen ("the outer shell of the Earth where there is a conductive temperature gradient" (White 1988)), vaan jälkimmäinen määrittely vastaa itse asiassa nk. termistä rajakerrosta (TBL, *thermal boundary layer*), jonka alapinnan määrittelee noin 1300°C:n potentiaalilämpötila. Termien rajanveto ei kuitenkaan ole kirjallisuudessa tarkkaa, ja usein termisellä litosfäärillä ja TBL:llä tarkoitetaan samaa. Tässä tutkielmas- sa rakennettavassa litosfäärin mallissa tarkastellaan pääosin ensimmäisen määritelmän mukaista termistä litosfääriä ja siinä tapahtuvia ilmiöitä, mutta laskennallisista syistä sisällytetään myös alemmas ulottuva määrätyn paksuinen litosfääri, jossa vallitsevaksi lämmönjohtumismuodoksi oletetaan konduktiivinen lämmön johtuminen (=TBL). Globaaleissa arvioissa prekambriksen litosfäärin termisen rajakerroksen syvyydeksi on arvioitu 70–350 km ja Fennoskandian kilven alueella yli 200 km (Artemieva ja Mooney 2001). Kukkonen et al. (2003) arvioivat vaipan ksenoliittien (100–230 km syvyydeltä) seismiseen ja reologiseen aineistoon korreloidun termisen mallin sekä ksenoliittien P-T-määritysten ja petrografian perusteella, ettei Fennoskandian kilven alaisessa vaipassa esiinny osittaista sulamista 250 km:n yläpuolella eikä kilven keskiosien kohdalla luultavasti ollenkaan vaipan

Mekanismi	Geologinen prosessi	Geologinen merkitys	Tarkasteltava suure
konduktio		suuri	$t_{eq} = l^2/\kappa$
advektio	fluidit magma          intruusiot kuoren altakasvu kivet            eroosio deformaatio	harvinaista suuri suuri suuri suuri	$Pe = ul/\kappa$
lämmöntuotto	radioaktiivinen mekaaninen kemiallinen    sulaminen dehydraatio kiinteä-kiinteä	suuri ei tiedossa suuri pieni mitätön	$H \times t, A \times t$

**Taulukko 2:** Litosfäärin lämpötalouteen vaikuttavat prosessit sekä niiden geologinen merkitys, Stüwe (2007) mukaan.

osittaisen sulan kerrosta. Tällöin 250 km:n yläpuolella koko sijaitsevan kerroksen voidaan olettaa edustavan TBL:ää.

#### 4.1 Lämmönsiirtymistavat ja termiset rajapinnat litosfäärissä

Litosfääri voidaan ajatella maapallon kivikehän uloimmaksi kuoreksi, jonka kautta vaippa jäähtyy avaruuteen. Tällöin sen ylä- ja alareuna muodostuvat litosfääri-astenosfääri- sekä ilmakehä-litosfääri -rajapinnoista. Litosfäärin lämpötalouden kannalta merkityksellistä ovat näiden rajapintojen kautta litosfääriin ja siitä ulos kulkevat lämpövuot, sekä litosfäärin sisäinen lämmöntuotto. Mikäli litosfääri on termisessä tasapainossa, eli sen lämpötila ei muutu ajan suhteen, on voimassa

$$q_{as} + A_k L = q_{pinta}, \quad (19)$$

missä  $q_{as}$  on astenosfääristä litosfäärin tuleva lämpövuoto,  $q_{pinta}$  lämpövuoto litosfääristä ilmakehään (pintalämpövuoto),  $A_k$  litosfäärin keskimääräinen kokonaislämmöntuotto yksikkötilavuutta kohden ja  $L$  litosfäärin paksuus. Jäähtymisen nopeuteen vaikuttavat litosfäärin sisäiset prosessit: lämmönsiirtymismekanismit sekä sisäisen lämmöntuoton määrä. Taulukossa 2 on esitetty yhteenveto eri lämpötalouteen vaikuttavista prosesseista sekä niiden merkityksestä litosfäärissä.

Vaippa lämmittää litosfääriä siinä syntyvän radiogeenisen lämmön sekä siihen ja ytimeen maapallon muodostuessa varastoituneen lämmön ja potentiaalienergian avulla (Turcotte ja Schubert 2002). Litosfäärin alaisen vaipan lämpövuon on arvioitu vaihtelevan globaalisti hiukan alle  $10 \text{ mWm}^{-2}$ :stä yli  $40 \text{ mWm}^{-2}$ :een (Artemieva ja Mooney 2001), Fennoskandian kilven kohdalla yleisesti alle  $20 \text{ mWm}^{-2}$ .

Kukkonen ja Peltonen (1999) sekä Kukkonen et al. (2003) ovat vaipan ksenoliiteistä tehtyjen paine-lämpötila-arvioiden perusteella määrittäneet Fennoskandian kilven keskialueen vaipan lämpövuoksi  $11 \pm 4 \text{ mWm}^{-2}$  (kimberliittioppiupujen kohdalla).

Pintalämpövuot mantereilla proterotsooisilla alueilla ovat keskimäärin  $58 \pm 24 \text{ mWm}^{-2}$  ( $1\sigma$ ) ja arkeisilla alueilla  $52 \pm 26 \text{ mWm}^{-2}$  (Pollack et al. 1993). Pintalämpövuoto on suurempi nuoremmilla manneralueilla, mikä voi aiheutua eroissa vaippalämpövuossa, mutta mihin vaikuttaa myös merkittävästi lämpöä tuottavien alkuaineiden sopeutumattomuus magmaattisissa systeemeissä ja täten ajautuminen osittaisiin suliiin, kuoren ylempiin kerroksiin ja nuorempiin muodostumiin. Mitatut pintalämpövuoarvot Itä-Suomen arkeisilla ja ohuen proterotsooisen kerroksen peittämällä alueilla ovat välillä  $22 - 39 \text{ mWm}^{-2}$  (Kukkonen 1989, 1993). Pintalämpövuoarvot tulee korjata menneiden ilmastonvaihteluiden vaikutusten huomioimiseksi (Birch 1948): Pintalämpötilan muutokset heijastuvat myös kallioperän lämpötilaan sitä syvemmälle, mitä pidempiaikaisia ne ovat, ja täten myös lämpövuoarvoihin. Fennoskandian alueella vaikuttaneet pleistoseenin jääkaudet ovat Fennoskandian kilven keskiosissa ja itäosissa (Karjala) muokanneet lämpövuoarvoja  $\pm 5 \text{ mWm}^{-2}$  noin kilometrin syvyydellä, ja joillain (ilmeisesti jään peittämättömillä) alueilla alentaneet lämpövuoarvoja jopa  $15 - 25 \text{ mWm}^{-2}$  (Kukkonen et al. 1998). Veiksel-jäätiköitymisen aiheuttama muutos pintalämpövuossa näkyy lämpövuoarvojen kasvuna noin 35:stä 50:een  $\text{mWm}^{-2}$  siirryttäessä pinnalta syvyyteen 1-3 km (Kukkonen ja Joeleht 2003).

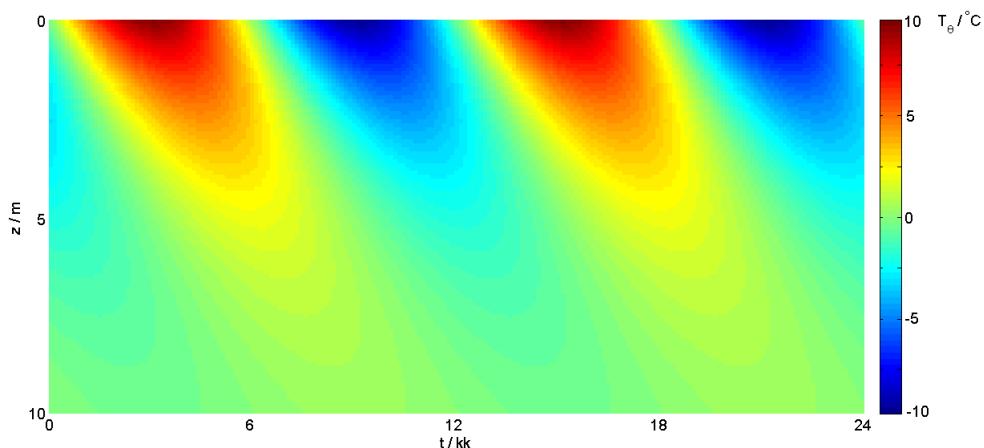
Pintalämpötilan jaksollisen vaihtelun (sinimuotoiseksi oletettu päivittäinen, vuosittainen, jääkausivaihtelu, jne.) aiheuttama lämpötilan poikkeama  $T_\theta$  normaalista keskiarvosta syvyydellä  $z$  on

$$T_\theta = T_0 e^{-\epsilon z} \sin(\omega t - \epsilon z); \quad \omega = 2\pi/P, \quad \epsilon = \sqrt{\pi/P\kappa} \quad (20)$$

jossa  $T_0$  on pintalämpötilan muutoksen puoliampplitudi,  $P$  vaihtelun periodi,  $\kappa$  väliaineen diffusiviteetti, ja  $t$  aika (Beardsmore ja Cull 2001). *Efekttiiviseksi aallonpituudeksi* määritellään se maanpintaa lähinnä oleva syvyys, jossa lämpötilan vaihtelu on samassa vaiheessa pintalämpötilan vaihtelun kanssa. Tällöin  $\epsilon z = 2\pi$ , ja

$$z_{eff} = 2\pi/\epsilon = \frac{2\pi}{\sqrt{\pi/P\kappa}} = \frac{2\sqrt{\pi P\kappa}}{\sqrt{\pi}} = 2\sqrt{P\kappa}. \quad (21)$$

Tällä syvyydellä maanpinnan lämpötilan vaihtelun aiheuttama häiriö  $T_\theta$  on  $T_0 e^{-\epsilon z_{eff}} = T_0 e^{-2\pi} = T_0 0,0019$ . Tätä syvemmällä maanpinnan jaksollisten lämpötilavaihteluiden aiheuttamien lämpötilahäiriöiden voidaan katsoa olevan merkityk-



**Kuva 6:** Ilman lämpötilan vuodenaikaisvaihtelun aiheuttama lämpötilahäiriö kallioperässä. Lämpötila pinnalla vaihtelee  $\pm 10^\circ\text{C}$  tasaisen jaksollisesti.

settömiä. Esimerkiksi vuosittainen lämpötilavaihtelu Suomessa ( $T_0 \approx 20^\circ\text{C}/2$ ,  $P = 1$  a,  $\kappa \approx 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ) ulottuu noin 20 metrin syvyyteen (Kuva 6), kun taas jääkausien ( $P \approx 100$  ka) välisen ilmastonvaihtelun vaikutus ulottuu noin 6 km syvyyteen. Tämä paleoklimatologinen korjaus on olennainen lämpövuomittausten korjaamiseksi, jotta saadaan arvioitua häiriintymättömän pintalämpövuon arvoja ja sitä kautta realistisia reunaehtoja litosfäärin termisen kehityksen mallintamiseen.

#### 4.1.1 Konduktiivinen vs konvektiolämmönsiirto

Lämmön johtuminen säteilemällä on merkittävä tekijä korkeissa ( $\gtrsim 800^\circ\text{C}$ ) lämpötiloissa (Kappale 3.2.2). Tällainen lämpötila saavutetaan ylävaipan olosuhteissa, joissa ei kuitenkaan vielä esiinny vaipan vapaata konvektiota. Alemmissa lämpötiloissa (kuoren olosuhteissa) lämmönjohtuminen on konduktiivista. Lämmönjohtumisen ajallinen mittakaava  $t_{eq} = l^2/\kappa$  kuvaa aikaa, jossa kappaleeseen (kokoluokkaa  $l$ ) kohdistettu termien häiriö (esimerkiksi vaipan lämpövuon muuttuminen) tasoittuu (Beardmore ja Cull 2001). Kuorelle  $l \approx 50$  km,  $\kappa \approx 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , joten  $t_{eq} \approx 80$  Ma. Kymmenien miljoonien vuosien aikavälillä konduktio on siis merkittävä prosessi, joka vaikuttaa koko kuoren (ja litosfäärin) mittakaavassa. Sen sijaan fluidi- ja magmaattinen toiminta harvoin ulottuu läpi koko kuoren tai litosfäärin, eivätkä yksittäisinä tapahtumina jatku yhtä pitkiä ajanjaksoja. Tarkastelemalla yksinkertaisesti intrusio ( $\Delta T_i$  ympäristöään lämpimämpi) mukanaan tuoman lämmön ja kiteytyessään vapauttavan latentin lämmön määrää  $Q_i = (c\Delta T_i + S)\rho V_i$  sekä sen aiheuttamaa lämpötilan kasvua ympäristössään  $\Delta T_{ymp} = \frac{Q_i}{c\rho(V_{ymp}+V_i)}$  havaitaan, että ympäristön lämpötilan kasvu, jos soliduslämpötilaa ei ylitetä, on keskimäärin tyypillisillä kivien termisillä parametreilla ( $c \approx 1 \text{ kJ kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ,  $S = 320 \text{ kJ kg}^{-1}$ ) noin  $410^\circ\text{C}$ , jos intrusio on  $500^\circ\text{C}$  ympä-

ristöään lämpimämpi, ja lämmittävä vaikutus ulottuu ympäristöön intruusion tilavuuden kokoiselle alueelle ( $V_i = V_{ymp}$ ). Jos tarkastellaan intruusiota kymmenkertaisesti suuremman ympäristön ( $V_i = \frac{1}{10}V_{ymp}$ ) kokema keskimmääräistä lämpötilan muutosta, mikä vastaa kilometrin halkaisijaltaan olevan intruusion vaikutusta noin 3 kilometrin säteellä, saadaan kuitenkin  $\Delta T_{ymp} \approx 75^\circ\text{C}$ . Yksittäisten intruusioiden lämmittävä vaikutus voi siis olla huomattava, mutta on litosfäärin mittakaavassa paikallinen, ja perustuu suurelta osin kiven suureen sulamislämpöön. Näin ollen intruusion kyky nostaa lähiympäristön lämpötilaa on merkittävä, mutta kyky aiheuttaa sulamista ympäristön kivissä on pienempi, sillä siihen tarvittava lämpö on huomattavan suuri. Lisäksi intruusion aiheuttama kontaktimetamorfoosi on yleensä luonteeltaan endoterminen (katso Kappale 4.2.3), mikä kuluttaa intruusion mukanaan tuomaa lämpöä.

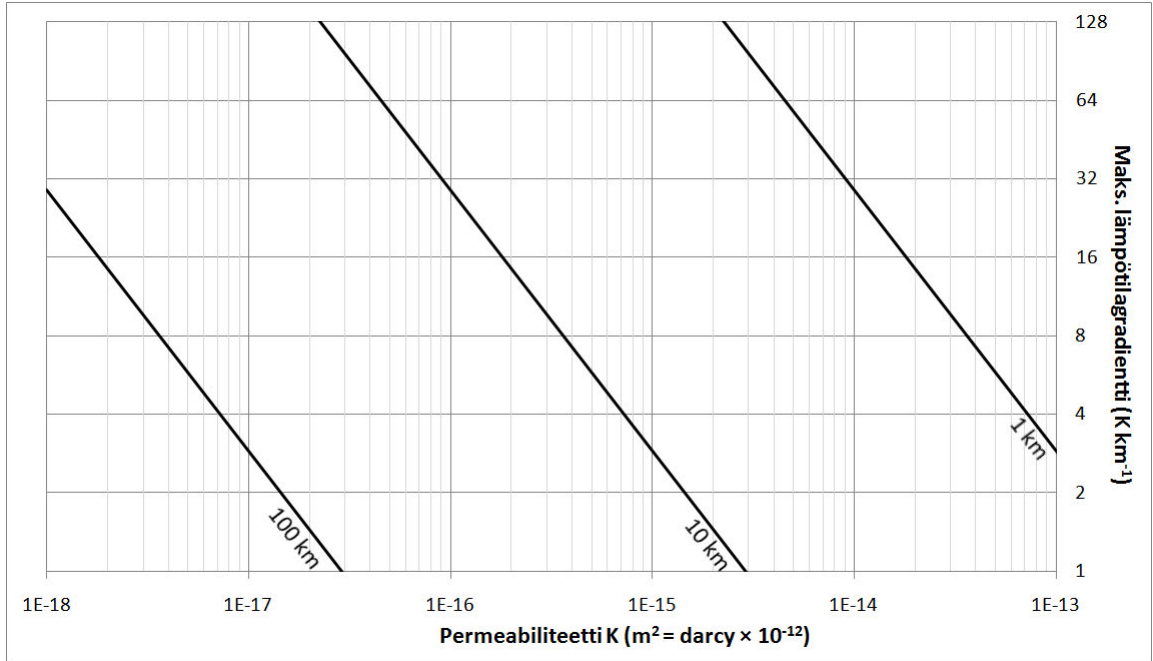
Vaikka lämmön konduktiivinen johtuminen on vallitseva lämmön siirtymistapa litosfäärissä, myös advektiivinen lämmön siirtyminen on yleistä. Advektiota esiintyy fluidien siirtymisessä, magmojen intrudoitumisessa ja kuoren altakasvussa (engl. *magmatic underplating*) sekä kivien erodoitumisessa ja deformaatioissa. Näiden merkityksen suuruus tulee arvioida tapauskohtaisesti. Arvion advektioilmiöiden vaikutuksen merkityksestä voi saada Peclet'n luvun  $Pe = ul/\kappa$  avulla, jossa  $u$  on advektionopeus,  $l$  advektion mittakaava ja  $\kappa$  diffusiviteetti. (Stüwe 2007) Peclet'n luku kuvaa konvektiivisen lämmönsiirtymisen määrän suhdetta konduktiivisen lämmönsiirtymisen määrään. Esimerkiksi eroosion merkitystä kuoren mittakaavan lämmönsiirtoon voidaan arvioida: Oletetaan eroosionopeudeksi 200 m/Ma ja kiven keskimääräiseksi diffusiviteetiksi  $\kappa = 10^{-6} \text{ ms}^{-2}$ .  $l = 50 \text{ km}$ . Peclet'n luvuksi saadaan 0,3, eli eroosion advektiivinen vaikutus on merkittävä, joskin konduktiivinen lämmönsiirto on hallitseva prosessi.

Fluidien osalta merkittävä rooli on kiven permeabiliteetilla, joka sallii konvektion syntymisen kiven huokosissa, jolloin advektionopeus  $u$  kasvaa ja siten myös Peclet'n luku kasvaa. Nesteen vapaan konvektion esiintymistä huokoisessa väliaineessa, jota lämmitetään alhaalta päin, voidaan tarkastella *Rayleigh'n* luvun,  $Ra$ , avulla (Turcotte ja Schubert 2002):

$$Ra = \frac{\rho_f^2 g \alpha_f c_{pf} K b (T_1 - T_0)}{\mu k_m}, \quad (22)$$

missä  $\lambda$  on konvektion aallonpituus,  $\rho_f$  on nesteen tiheys,  $g$  painovoiman kiihtyvyys,  $\alpha_f$  nesteen lämpölaajenemiskerroin,  $c_{pf}$  nesteen ominaislämpökapasiteetti,  $K$  permeabiliteetti,  $b$  tarkasteltavan kerroksen paksuus,  $(T_1 - T_0)$  lämpötilaero tarkasteltavan kerroksen välillä,  $\mu$  dynaaminen viskositeetti ja  $k_m$  huokoisen aineen lämmönjohtavuus. Rayleigh'n luvun kriittinen arvo





**Kuva 7:** Eri paksuisten kerrosten maksimilämpötilagradientit, joilla konvektiota ei synny, permeabiliteetin funktiona ( $1 \text{ d} = 10^{-12} \text{ m}^2$ ).

$$Ra_{cr} = \frac{\left[ \left( \frac{2\pi b}{\lambda} \right)^2 + \pi^2 \right]^2}{\left( \frac{2\pi b}{\lambda} \right)^2} \quad (23)$$

kertoo, kuinka suuri  $Ra$  voi olla ennen kuin konvektio alkaa annetulla aallonpituudella  $\lambda$ . Kriittisellä arvolla on minimiarvo, kun  $\lambda = 2b$ :  $Ra_{cr,min} \approx 39,5$ . Jos Rayleigh'n luku ylittää tämän, konvektio huokoisessa väliaineessa alkaa, ja oletus puhtaasti konduktiivisesta lämmönsiirrosta ei pidä paikkansa. Jos oletetaan vedelle tyypilliset arvot  $\rho = 1000 \text{ kgm}^{-3}$ ,  $\alpha_f = 10^{-3} \text{ K}^{-1}$ ,  $\mu = 1 \times 10^{-4} \text{ Pa s}$ ,  $c_{pf} = 4200 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , kivelle  $k_m = 3 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , ja  $Ra < 39,5$ , saadaan

$$\frac{(T_1 - T_0)}{b} < \frac{2,9 \times 10^{-10}}{Kb^2}. \quad (24)$$

Tämän avulla voidaan arvioida tietyn paksuiselle kerrokselle maksimilämpötilagradientti, millä konvektiota ei vielä tapahdu, kun kiven permeabiliteetti tunnetaan (Kuva 7). Kuolan SG-3 ja Saksan KTB -syväkairareikien kiviäytteistä (syvyyksiltä 3,6 ja 8-11 km) tehdyt permeabiliteettimittaukset osoittavat, että kiven permeabiliteettien kokoluokka vaihtelee välillä  $10^{-17} \dots 10^{-22} \text{ m}^2$  paine-lämpötilaolosuhteissa 30-150 MPa, 20...600°C (Zharikova et al. 2003). Nämä ovat laboratorio-olosuhteissa tehtyjä mittauksia, joten on mahdollista, että muodostumasta poistettaessa (paineen aleneminen) kairanäytteeseen syntyvät mikrorakoi- lu nostaa mitattuja permeabiliteettiarvoja. Kuolan syväkairareikä sijaitsee Fennos-

kandian kilven koillisosassa ja ulottuu arkeisessa pohjassa noin 12 km syvyyteen läpäisten päällimmäisen metavulkaniiteista koostuvan proterotsooisien kerroksen. Suurimmat permeabiliteettiarvot esiintyvät matalissa lämpötiloissa ( $\leq 100^\circ\text{C}$ ). Kokoluokkaa  $10^{-17} \text{ m}^2$  olevia permeabiliteettiarvoja mitattiin pääsääntöisesti alle 80 MPa:n (n. 3 km) paineolosuhteissa. Jotta fluidien konvektio normaaligeotermin vallitessa alkaisi muutaman kilometrin paksuisessa kerroksessa, tulisi permeabiliteettiarvojen olla kaksi kertaluokkaa suurempia (Kuva 7). Suuremmissa paineolosuhteissa permeabiliteettiarvot ovat vielä pienempiä ja lämpötilagradientit loivempia, joten olosuhteet konvektion alkamiselle ovat huonommat. Lämmön siirtyminen advektiolla saattaa joissain tilanteissa olla merkittävää yläkuoressa, mutta keski- ja alakuoressa permeabiliteettiarvot eivät johda merkittävään advektiolämmönsiirtoon (Manning ja Ingebritsen 1999). Suomen kallioperästä tehdyt *in situ* permeabiliteettimittaukset (Niemi (1994), Kukkonen (1998) mukaan) osoittavat, että permeabiliteettiarvot ylittävät  $1 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ :n vain kallioperän ylimmässä 200 metrissä, mutta putoavat nopeasti syvyyden kasvaessa arvoihin  $1 \times 10^{-16} \dots 1 \times 10^{-18} \text{ m}^2$ . Fennoskandian kilven keskiosista kairareijistä tehdyt lämpövuomittaukset osoittavat  $5 - 10 \text{ mWm}^{-2}$  vertikaaleja lämpövuovaihteluita (Kukkonen 1988), joiden aiheuttajaksi voidaan ajatella fluidien kiertoa kallioperässä. Bodrin (1994) tekemien numeeristen konvektiomallien mukaan lämmön siirtyminen on kuitenkin olennaisesti ottaen konduktiivista permeabiliteettiarvojen ollessa  $1 \times 10^{-16} \text{ m}^2$  tai alle. Mallia sovellettiin seismisen SVEKA-luotauslinjan (Korsman et al. 1999) kohdalla. Lisäksi Kukkonen (1998; 1995) esittävät, että syvyyden myötä kasvava kalliopohjavesien suolaisuus estää konvektion syntyä, ja mikäli konvektiota esiintyisi, sen tulisi näkyä maanpinnan lämpövuoarvoissa noin 10 km periodillisella horisontaalivaihtelulla (konvektiosolun kokoluokka), mutta tällaisia vaihteluita ei ole havaittu.

Litosfäärin kokomittakaavassa lämmönsiirtoa voidaan pitää konduktiivisena, mutta fluidikonvektiolla voi olla vaikutuksia pienemmässä mittakaavassa. Merkittävän fluidikonvektion mahdollisuus esiintyy ylityöntötilanteessa ylityöntyvän laatan pohjassa, jossa lämpötilagradientit ovat hetkellisesti erittäin suuria, ja jossa alle jäävän kratonin päälle on sedimentoitunut vesipitoisia huokoisia sedimenttejä. Jos ylityöntyvän laatan lämmittävä vaikutus on tarpeeksi suuri, voi näissä sedimenteissä esiintyä dehydraatiosulamista, tai vapautuvat fluidit voivat alentaa ympäristön kivien sulamislämpötilaa tarpeeksi osittaisen sulamisen tapahtumiseksi. Tällöin voi tulla kyseeseen myös lämmön siirtyminen ylemmäksi kuoressa intrudoituvan magman mukana.

## 4.2 Litosfäärin sisäinen lämmöntuotto

Litosfäärin sisäiseen lämmöntuottoon kuuluvat radiogeeninen lämmöntuotto (Kappale 3.2.3), mekaaninen lämmöntuotto ja kemiallinen lämmöntuotto. Radiogeeninen lämmöntuotto on näistä tärkein, sillä se on vaikuttanut koko maapallon historian ajan suuressa osassa maapalloa (vaippa, kuori). Kaksi jälkimmäistä prosessia ovat paikallisia ja geologisessa mittakaavassa yleensä lyhytaikaisia.

### 4.2.1 Radiogeeninen lämmöntuotto

Radioaktiivinen lämmöntuotto yksikkötilavuutta kohden on vaipassa noin sadasosa kuoren radiogeenisistä lämmöntuottoarvoista, sillä aksessorisissa mineraaleissa (apatiitti, titaniitti, monatsiitti, zirkoni) esiintyvät uraani ja thorium ovat suuren atomikokonsa vuoksi useimpien mineraalien kiderakenteeseen sopeutumattomia alkuaineita ja pyrkivät differentioitumaan myöhään kiteytyviin suliiin (Faure ja Mensing 2005). Tämän ja maapallon historian ajan jatkuneen kuoren uudelleenmuokkauksen seurauksena ne ovat konsentroituneet kuoreen niin, että happamien kivilajien lämmöntuottoarvot ovat yleensä emäksisiä korkeampia. Sedimenttikivien lämmöntuottoarvot riippuvat huomattavasti niiden alkuperästä, ja sama pätee myös metamorfisille kiville, joskin metamorfoosiasteen noustessa lämmöntuottoarvot yleensä laskevat (Taulukko 3). Kaliumin radioaktiivisuus on vähäistä uraaniin ja thoriumiin verrattuna, mutta sen yleisyys kuoreessa tekee siitä merkittävän radiogeenisen lämmön lähteen. Noin 80 % maan pinnalle tulevasta lämpövuosta on peräisin kuoren ja vaipan radiogeenisistä lämpölähteistä (Stüwe 2007). Vaikka radiogeenisten lämmönlähteiden konsentraatio kuoreessa on vaippaa suurempi, on vaipassakin syntyvän radiogeenisen lämmön merkitys suuri, noin 40 % kokonaispintalämpövuosta, johtuen vaipan suuresta tilavuudesta. Radiogeenisellä lämmöntuotolla on siis hyvin suuri merkitys maapallon lämpötaloudessa. Sen määrä on maapallon alkuaikoina ollut nykyistäkin suurempi (Kuva 5), joten sillä on mitä luultavimmin ollut vaikutusta muun muassa mantereiden nopeaan muodostukseen arkeeisena aikana sekä näiden mantereiden poikkeavaan kivilajikoostumukseen (paljon tonaliittisia ja trondhjemiittisiä syväkiviä) nuorempiin manteeisiin verrattuna (Abbott ja Hoffman 1984).

Monilla alueilla havaittu lineaarinen korrelaatio maanpinnan lämpövuon ja lämmöntuoton välillä synnytti käsitteen *lämpövuoprovinsseista* (Roy et al. 1968), joilla pätee relaatio

$$q_0 = q_m + A_0 D, \quad (25)$$

Kivilaji / Metamorfoosiaste	U, ppm	Th, ppm	K, %	Th/U	K/U×10 <sup>4</sup>	A, μWm <sup>-3</sup>
Graniitti (ryoliitti)	3,9	16,0	3,6	4,1	0,9	2,45
Granodioriitti (dasiitti)	2,3	9,0	2,6	3,9	1,1	1,48
Dioriitti, kvartsidioriitti (andesiitti)	1,7	7,0	1,1	4,1	0,7	1,08
Gabro (basalti)	0,5	1,6	0,4	3,2	0,8	0,309
Peridotiitti	0,02	0,06	0,006	3,0	0,3	0,0117
Duniitti	0,003	0,01	0,0009	3,3	0,3	0,00188
Vihreäliuske- / alhainen amfiboliittifasies	3,5	26,5	3,4	7,57	0,97	3,15
Korkea amfiboliittifasies	1,2	9,4	2,0	7,83	1,67	1,18
Alhainen granuliittifasies	0,9	4,1	2,1	4,65	2,33	0,732
Korkea granuliittifasies	0,4	0,9	2,9	2,25	7,25	0,447

**Taulukko 3:** Lämpöä tuottavien alkuaineiden keskimääräisten pitoisuuksien ja lämmöntuottoarvojen vaihtelu kivilajin emäksisyyden ja metamorfoosiasteen mukaan. (Rybach 1988)

jossa  $q_0$  on lämpövuoto maan pinnalla,  $q_m$  on vaipasta tuleva lämpövuoto,  $A_0$  on pinnan lämmöntuotto ja  $D$  on kuoren lämpöä tuottavien aineiden syvyysjakaumaan liittyvä vakio parametri, tyypillisesti noin 10–15 km (vertaa kappale 4.3). Lachenbruch (1970) ehdotti lämmöntuoton jakaantumiseksi kuoressa eksponentiaalisen vaimenemista syvyyden funktiona – mikä pitäisi yhtä havainnon kanssa, että radiogeenistä lämpöä tuottavat alkuaineet pyrkivät konsentroitumaan ylös päin kuoressa. Kuitenkaan lineaarisen korrelaation lämpövuon ja lämmöntuoton välillä antama kuva eksponentiaalisesta lämmöntuoton vaimenemisesta ei pidä todellisia kuoren (kolmiulotteisia) yksiköitä tarkasteltaessa paikkaansa, eikä todisteita lämmöntuoton eksponentiaalisesta vaimenemisesta ole havaittu (Beardsmore ja Cull 2001; Jaupart ja Mareschal 2007), päinvastoin: Kuolan SG-3 syväkairareistä tehty mittaukset osoittavat lämmöntuoton vahvaa riippuvuutta kivilajista, ja kairareissä lämmöntuotto itse asiassa voimistuu mentäessä alaspäin proterotsooisesta arkeiseen kuoreen (Arshavskava et al. (1987), Beardsmore ja Cull (2001) mukaan). Myös muilta alueilta (Kanadan kilpi) saadut eksponentiaalista lämmöntuoton vähenemistä vastaan todistavat havainnot tarkoittavat, että lämmöntuoton vertikaalijakautuminen on arvioitava kullakin alueella erikseen huomioiden muun muassa magmaattisen ja fluiditoiminnan aiheuttamat muutokset jakaumassa (Beardsmore ja Cull 2001). Tarkasteltaessa keskimääräistä kuorta globaalisissa mittakaavassa, on eksponentiaalisen vaimenemisen malli kelvollinen approksimaatio lämmöntuoton jakautumiselle. Koska radiogeenistä lämpöä tuottavia aineita esiintyy koko läpi kuoren, on radiogeenisen lämmöntuoton merkitys erittäin suuri verrattuna mahdollisesti suuritehoisiin mutta yleensä vain lyhytaikaisesti ja paikallisesti esiintyviin mekaaniseen ja kemialliseen lämmöntuottoon.

#### 4.2.2 Mekaaninen lämmöntuotto

Deformoituessa kiveen kohdistuvat voimat lisäävät sen mekaanista energiaa (Stüwe 2007). Mekaaninen energia voi vapautua muun muassa potentiaalienergian kasvuna, kidehilan dislokaatioenergiaksi tai ääneksi, mutta myös kitkalämmöksi. Kitkalämmöksi muuttuva mekaaninen lämmöntuotto on kiveen kohdistuvan deviatorisen jännityksen ( $\tau$ ) ja sen muodonmuutosnopeuden ( $\dot{\epsilon}$ ) tulo:

$$H_{mek} = \tau \dot{\epsilon}. \quad (26)$$

Mekaanisen lämmöntuoton synnyttämä lämpötilan muutosnopeus on tällöin yhtälön 14 mukaisesti:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{H_{mek}}{\rho c_p} = \frac{\tau \dot{\epsilon}}{\rho c_p}. \quad (27)$$

Koska lämpötilan kasvaessa kivet voivat ylläpitää pienempiä jännityksiä kuin alhaisissa lämpötiloissa, on itse asiassa  $\tau = \tau(T)$ , ja jännitys pienenee lämpötilan kasvaessa. Niinpä kitkalämmön kasvattaessa kiven lämpötilaa, sen lujuus ja ylläpitämä jännitys pienenee, ja lämpötilan muutosnopeus pienenee. (Stüwe 2007)

Mekaanisen lämmöntuoton merkitystä on pohdittu paljon (mm. Burg ja Gerya (2005); Nabelek ja Liu (1999); Lachenbruch (1980)), mutta sen merkitys monissa tektonisissa ja metamorfisissa prosesseissa on yhä epäselvä, koska kuoren mitta-kaavan jännitysten ja muodonmuutosnopeuksien suuruudet ovat huonosti tunnettuja (Stüwe 2007).

Stüwe (2007) approksimoi kuoren lyhentymisessä (orogenia) tapahtuvaa mekaanisen lämmön tuottoa: Jos oletetaan, että kuoren paksuus kaksinkertaistuu ( $\epsilon = \frac{\Delta L}{L} = \dot{\epsilon} t = 1$ ), ja oletetaan muiden parametrien yhtälössä 27 pysyvän vakioina, saadaan  $\Delta T = \frac{\tau}{\rho c_p}$ . Kiville tyypillisillä tiheys- ja ominaislämpökapasiteettiarvoilla, ja olettaen, että orogeniassa laattatektonisista voimista syntyvä kallio jännitys on keskimäärin 50-100 MPa, saadaan kivien lämpötilan kasvuksi hieman alle 40°C. On kuitenkin huomattava, että paikallisesti jännitykset saattavat olla huomattavasti suurempia, joten lämpötilamuutos saattaa olla myös suurempi.

Mekaanisen lämmöntuoton merkitystä pohdittaessa tulee siis huomioida tarkasteltavana olevien kivien lujuus ja muodonmuutosnopeus, mutta myös deformaation keston ja deformoituvan kiven koon suhde: Jos deformaatio on nopeaa ja vaikuttaa suuren kappaleeseen, sen lämpövaikutus on merkittävä verrattuna tilanteeseen, jossa deformaatio on hidaskäyttöinen ja vaikuttaa pieneen kappaleeseen, jolloin

syntynyt lämpö ehtii johtua kappaleesta pois nostamatta sen lämpötilaa. Orogeeniassa syntyvän nappen tapauksessa mekaaninen lämmöntuotto voi edellisen perusteella olla merkittävä tekijä. Useiden kilometrien paksuisen nappen työntyesä alla olevan kuoren päälle ja deformoituessa ehdot nopeasta ja laajamittaisesta muodonmuutoksesta saattavat täyttyä.

#### 4.2.3 Kemiallinen lämmöntuotto ja -kulutus

Paine-lämpötila-olosuhteiden muutoksiin liittyvät metamorfiset reaktiot voivat joko tuottaa tai kuluttaa lämpöä. Yleensä kontaktimetamorfoosiin liittyvät reaktiot ovat luonteeltaan endotermisiä, kun taas dynaamiseen metamorfoosiin liittyvät reaktiot eksotermisiä (Beardsmore ja Cull 2001). Alueellisessa metamorfoosissa esiintyy yleensä molempia: alhaisissa lämpötiloissa merkittävät jännitysmäärät ovat mahdollisia (katso Kappale 4.2.2) jolloin dynaaminen metamorfoosi tuottaa lämpöä, ja lämpötilan kasvun aiheuttama metamorfoosi tämän jälkeen kuluttaa lämpöä.

Systeemin sisäenergia  $U$  on (Atkins ja de Paula 2006):

$$U = TS - pV + \sum_{i=1}^k \mu_i n_i, \quad (28)$$

jossa  $S$  on entropia,  $k$  komponenttien lukumäärä,  $\mu$  kemiallinen potentiaali ja  $n$  ainemäärä. Viimeinen summatermi oikealla puolella on systeemin *Gibbsin vapaa energia*,  $G_f$ . Olettaen, että lämpötilan kasvun aiheuttama metamorfinen reaktio ei suoraan vaikuta entropiaan, paineeseen, lämpötilaan ja tilavuuteen, on systeemin sisäenergian muutos

$$\Delta U = \Delta G_f. \quad (29)$$

Jos reaktiossa  $\Delta U > 0$ , systeemi absorboi energiaa, eli reaktio on endoterminen, ja jos  $\Delta U < 0$ , on reaktio eksoterminen. Useimpien metamorfisten reaktioiden reaktioentalpiat ( $\approx \Delta U$  kondensoituneille aineille hyvin korkeita paineolosuhteita lukuunottamatta) ovat pieniä. Esimerkiksi kiinteän tilan reaktioille aragoniittikalsiitti, kyaniitti-sillimaniitti ja kvartsin polymorfien välillä reaktioentalpiat ovat  $0 \dots 12 \text{ kJ mol}^{-1}$  (Holland ja Powell 1998). Sen sijaan devolatilisaatioreaktiot ovat yleensä voimakkaasti endotermisiä. Esimerkiksi peliittien devolatilisaatio kuluttaa  $60 \dots 110 \text{ kJ mol}^{-1}$  vapautunutta volatiilia ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) kohden (Beardsmore ja Cull 2001). Walther ja Orville (1982) ovat arvioneet keskimääräisen peliitin

kuluttavan prograadissa metamorfoosissa volatiilien vapautumiseen noin 160 kJ kilogrammaa peliittistä ainesta kohden. Tämä vastaa lämmöntuottoarvona noin  $-14$ : ää  $\mu\text{Wm}^{-3}$ , jos metamorfoosi tapahtuu 1 Ma:n aikana. Tämä on moninkertainen tyypillisiin kivien lämmöntuottoarvoihin (Taulukko 3). Lyubetskaya ja Ague (2009) mallintamassa törmäysorogeenian ylityöntötilanteessa dehydraatioreaktiot johtivat vajaan viidenkymmenen asteen lämpötilan laskuun metamorfoosin huippuvaiheessa ja myöhästyttivät huippuvaihetta 2-4 Ma. Vastaavansuuntaisiin tuloksiin ovat päätyneet myös Connolly ja Thompson (1989).

### 4.3 Lämpöyhtälön analyttiset ratkaisut

Sisäisen lämmöntuoton huomioiva lämpöyhtälö (15) on ratkaistavissa analyttisessä muodossaan helposti nk. stationääritilanteessa, jossa geotermin on asettunut tasapainoon, eikä muutu ajan suhteen. Todellisuudessa geotermin ei saavuta tarkkaan ottaen stationääritilannetta koskaan johtuen aina tapahtuvista ilmastonmuutosten aiheuttamista maanpinnan lämpötilan muutoksista, radiogeenisen lämmöntuoton vähenemisestä sekä todennäköisistä vaipan yläosan olosuhteiden muutoksista. Mantereisen litosfäärin pitkän iän vuoksi geotermin on kuitenkin näillä alueilla ehtinyt asettua useimmiten lähes tasapainoon (Turcotte ja Schubert 2002). Jos lämpötilassa ei tapahdu muutoksia ajan suhteen, on  $\frac{dT}{dt} = 0$ . Tällöin yhtälöstä (15) saadaan

$$-\frac{d^2T}{dz^2} = \frac{A}{k}. \quad (30)$$

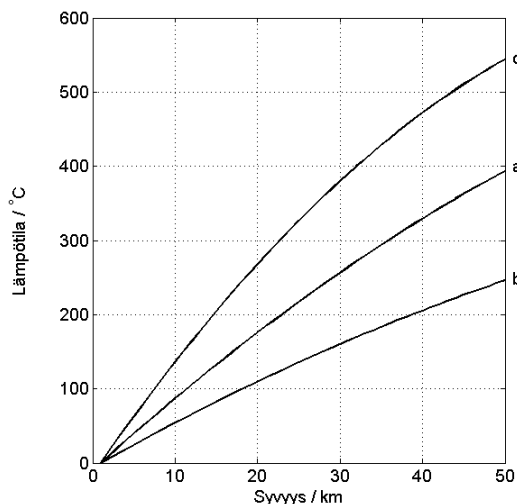
Integroimalla tämä kahdesti  $z$ :n suhteen ja ratkaisemalla integroimisvakiot reunaehdoista – vakiolämpötila pinnalla ( $T(z = 0) = 0$ ) sekä vakiolämpövuoto tarkasteltavan kerroksen pohjalla ( $q(z = Z_M) = -Q_M = -k \left(\frac{dT}{dz}\right)_{z=Z_M}$ ), esimerkiksi vaipasta kuoreen – saadaan

$$T(z) = \frac{-A}{2k}z^2 + \frac{AZ_M + Q_M}{k}z, \quad (31)$$

jossa  $Z_M$  on tarkasteltavan kerroksen paksuus ja  $Q_M$  kerroksen pohjalla vallitseva lämpövuoto (ylöspäin). Reunaehdoiksi voidaan ottaa myös vakiopintalämpövuoto ( $Q_0 = k \left(\frac{dT}{dz}\right)_{z=0}$ ) sekä pinnan vakiolämpötila ( $T(0) = 0$ ). Tällöin saadaan

$$T(z) = \frac{-A}{2k}z^2 + \frac{Q_0}{k}z. \quad (32)$$

Nämä geotermin yhtälöt pätevät kerrokselle, jossa lämmönjohtavuus ja lämmöntuotto ovat vakioita. Huomataan, että tasapainoon asettuneen geotermin muotoon



**Kuva 8:** Kuoren geotermi ratkaistuna analyttisesti yhtälöstä (31). a)  $A = 0,2 \mu\text{Wm}^{-3}$ ,  $k = 2,5 \text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ,  $Q_M = 15 \text{mWm}^{-2}$ , b) sama kuin a, mutta  $k = 4 \text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , c) sama kuin a, mutta  $A = 0,5 \mu\text{Wm}^{-3}$ .

ei vaikuta kiven diffusiviteetti, vaan se määrittää ainoastaan lämpötilan muutosnopeutta. Vertaamalla yhtälöitä (31) ja (32) nähdään, että jos tarkasteltavana kerroksena on kuori, niin pintalämpövuoto muodostuu vaipan lämpövuosta sekä kuoren sisäisen lämmöntuoton ja lämpöä tuottavan kerroksen paksuuden (kuoren paksuuden) tulosta,  $Q_0 = Q_M + AZ_M$ .

Yksinkertaisilla homogeeniselle kerrokselle pätevillä analyttisillä ratkaisuilla voidaan ratkaista myös geotermi kuorelle, jossa lämmöntuotto ja -johtavuus eivät ole vakioita, jakamalla kuori homogeenisiin kerroksiin, ja ratkaisemalla geotermi sitten analyttisesti kullekin kerrokselle erikseen (tällöin päällimmäisen kerroksen pohjalämpövuoto on seuraavan kerroksen pintalämpövuoto). Käytännössä tämä on työlästä, ja usein tässä vaiheessa siirrytään käyttämään numeerisia menetelmiä. Myöskin lämpöyhtälön transientit ratkaisut, siis tilanteet, joissa geotermi ei ole tasapainossa vaan muuttuu ajan suhteen, etsitään yleensä numeerisin menetelmin. Analyttisillä ratkaisuilla saadaan kuoren geotermille sekä siihen vaikuttavista muuttujista kuitenkin hyvä ensikäden arvio (Kuva 8).

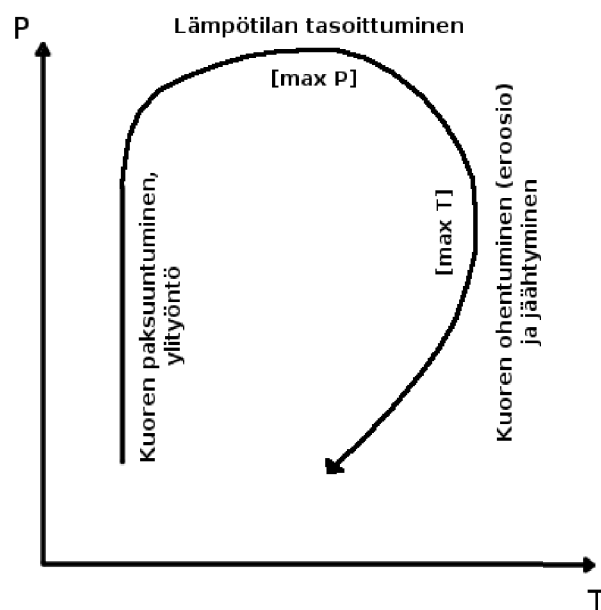
#### 4.4 Litofäärin terminen kehitys kuoren paksuuntumisessa

England ja Thompson (1984) ovat mallintaneet kuoren paksuuntumisessa tapahtuvia termisiä ilmiöitä yleisessä törmäysorogeenian tapauksessa. Alueellisen metamorfoosin kehityksen (pTt-polkujen) määrittämiseksi he ovat huomioineet tärkeimmät kehitystä määräävät tekijät: radiogeeninen lämmöntuotto, vaipan lämpövuoto, kivien lämmönjohtavuus sekä eroosionopeus. Englandin ja Thompsonin



(1984) malleissa on käytetty kolmea erilaista geometristä mallia kuoren paksuuntumiselle: ylityöntö, kuoren lyhentymisessä esiintyvä paksuuntuminen sekä koko litosfäärin läpi esiintyvä paksuuntuminen. Olettaen, että lämmön siirtyminen on puhtaasti konduktiivista ja käyttäen erisuuruisia arvoja radioaktiivisten lämpöä tuottavien alkuaineiden määrälle, lämmönjohtavuudelle ja eroosionopeudelle he ovat laskeneet paksuuntuneen kuoren geotermejä eri aikoina orogeenian jälkeen sekä kivien kokemia pT-käyriä. Tuloksista käy ilmi kaikille geometrisille malleille yleinen pT-käyrän myötäpäivään kulkeva muoto (Kuva 9).

Koska kuoren paksuuntuminen törmäyksessä on suhteellisen nopea tapahtuma, pT-käyrässä näkyy ensimmäisenä nopea paineen kasvu, jonka aikana lämpötila ei juuri muutu. Tämän jälkeen lämpötila kasvaa merkittävästi paineen pysyessä liki vakiona tai hieman laskiessa (lämpötilan tasapainottuminen ja eroosion alkaminen), kunnes sekä paine että lämpötila laskevat (lämpötilan tasaannuttua jatkuva eroosion vaikutus). Kivien kokeman maksimipaineen määrää kuoren paksuuntumisen määrä. Maksimilämpötilaan vaikuttaa useampi tekijä: pieni lämmönjohtavuus, korkea lämmöntuotto ja hidas eroosio mahdollistavat korkeimmat lämpötilat, kun taas vastakkaisilla arvoilla lämpötilan kohoamat jäävät alhaisiksi, koska korkea lämmönjohtavuus tasaa lämpötilat nopeasti ja nopea eroosio kuljettaa lämpöä pois alueelta sekä tuo syvälle vajonneen kiven nopeammin lähelle pinnan lämpötiloja. Tärkein huomio pTt-polkujen muodosta on, että suurimmassa osassa tapauksista kivien lämpötila pysyy lähellä niiden kokemaa maksimilämpötilaa yli kolmasosan koko hautautumiseen ja paljastumiseen kuluva ajasta. Kuoren sulamista tapahtuu merkittävässä määrin, jos alkutilanteen geotermi on mantereiselle kuorelle tyypillinen.



**Kuva 9:** Kuoren paksuuntumisessa esiintyvä tyypillinen pT-käyrän muoto.

Etelä-Suomesta, Uusimaa-Bergslagen -mikromantereen ja Keski-Suomen granitoidikompleksin törmäysvyöhykkeestä, tehdyn termisen mallin (Kukkonen ja Lauri 2009) tulokset osoittavat tällä aktiivisella törmäysvyöhykkeellä lämpötilan nousseen konduktiivisen lämmönsiirron myötä 500 – 600°C:een syvyydellä 15-20 km. Lisäksi lämpötilaa nostivat myöhemmin paikalle tunkeutuneet graniittiset sulat.

Tuloksista käy ilmi tyypillinen pT-polun muoto kuoren paksuuntumisessa sekä konduktiivisesta lämmönsiirrosta syntyneiden huippulämpötilojen säilyminen kymmeniä miljoonia vuosia. Malli selittää eteläisen Suomen kallioperän termisen kehityksen mannertörmäyksessä syntyneellä kallioperän yksiköiden päällekkäin työntymisellä ja tästä johtuvalla kuoren kokonaislämmöntuoton kasvulla. Kukkonen ja Lauri (2009) käyttävät mallissaan oletusta, että kuori Etelä-Suomen alueella on kokenut romahduksen johtuen sen gravitationaalisesti epätasapainosta ja kuumentuneesta, osittain sulasta ja siten heikentyneestä keski- ja yläkuoresta (Rey et al. 2001). Yksinkertaisimmillaan, yksiulotteisessa mallissa, romahdus voidaan kuvata eroosion kaltaisena, joskin nopeampana, prosessina, jossa kuoren päältä poistetaan materiaalia. Romahduksen tyylistä riippuen materiaalin voidaan kuvata myös poistuvan kuoren sisältä sivuille leviämisen myötä.

Täydellisten pTt-polkujen rekonstruoiminen havainnoista vaatii kivien huippumetamorfoosin määrittämisen lisäksi tietoa ja havaintoja prograadista metamorfoosista (hautautumishistoriasta), tämän määrittelyyn käytettyjen kivien protoliiteista, orogeniaan liittyvien plutonien historiasta, jäähtymishistoriasta (retrograadinen metamorfoosi), paljastumis-/eroosiohistoriasta ja törmäyksen jälkeisestä deformaatiosta sekä metamorfisten kivien ja syväkivien mahdollisista paikaltaan siirtymästä. Termokronologian menetelmin voidaan kiven aika-lämpötila-käyriä rekonstruoida, mutta vain, jos sopivia mineraaleja on esiintyy tutkittavissa kivissä (esimerkiksi U-Pb zirkonista, monaziitista, titaniitista; Ar-Ar/K-Ar sarvivälkkeestä, kiilteistä, maasälvistä; fissiojälkimenetelmät apatiitista, zirkonista). Näin kattavia havaintoja on harvoin saatavilla, minkä vuoksi pTt-historian numeerinen mallintaminen on tärkeä, joskin usein vajavaistan lähtötietojen ja reunaehtoien puutteen vuoksi myös hankala, osa termisen kehityksen tutkimista. (Jamieson 1991) Erityisiä haasteita termisen mallien rakentamiselle prekambriisilla kratoneilla luo eroosion vaikutus: Muinoin ylimpänä kuoressa sijainnut sedimentti- ja kallioaines on kulkeutunut muualle, eikä siitä ole hankittavissa tärkeitä tietoja – P-T-arvioita, metamorfoosiasteita, kivilajikoostumusta – mallinnuksen tarpeisiin.

## 5 MALLIN RAKENTAMINEN JA TOTEUTTAMINEN

Yksiulotteinen malli Svekofennialaisessa orogeniassa tapahtuneesta ylityönnöstä muodostuu arkeeisesta kuoresta, sen alaisesta litosfäärin vaipasta sekä kuoren päälle työntyneestä ylityöntölaatasta (Kuva 10). Litosfääriä mallinnetaan yksiulotteisena, eli sen eri kerrosten ajatellaan olevan horisontaalisuunnassa homogeenisiä ja jatkuvan äärettömän kauas. Todellisuudessa ylityöntölaatan reuna-alueilla viereisten yksiköiden vaikutus litosfäärin lämpötalouteen voi olla suurempi kuin

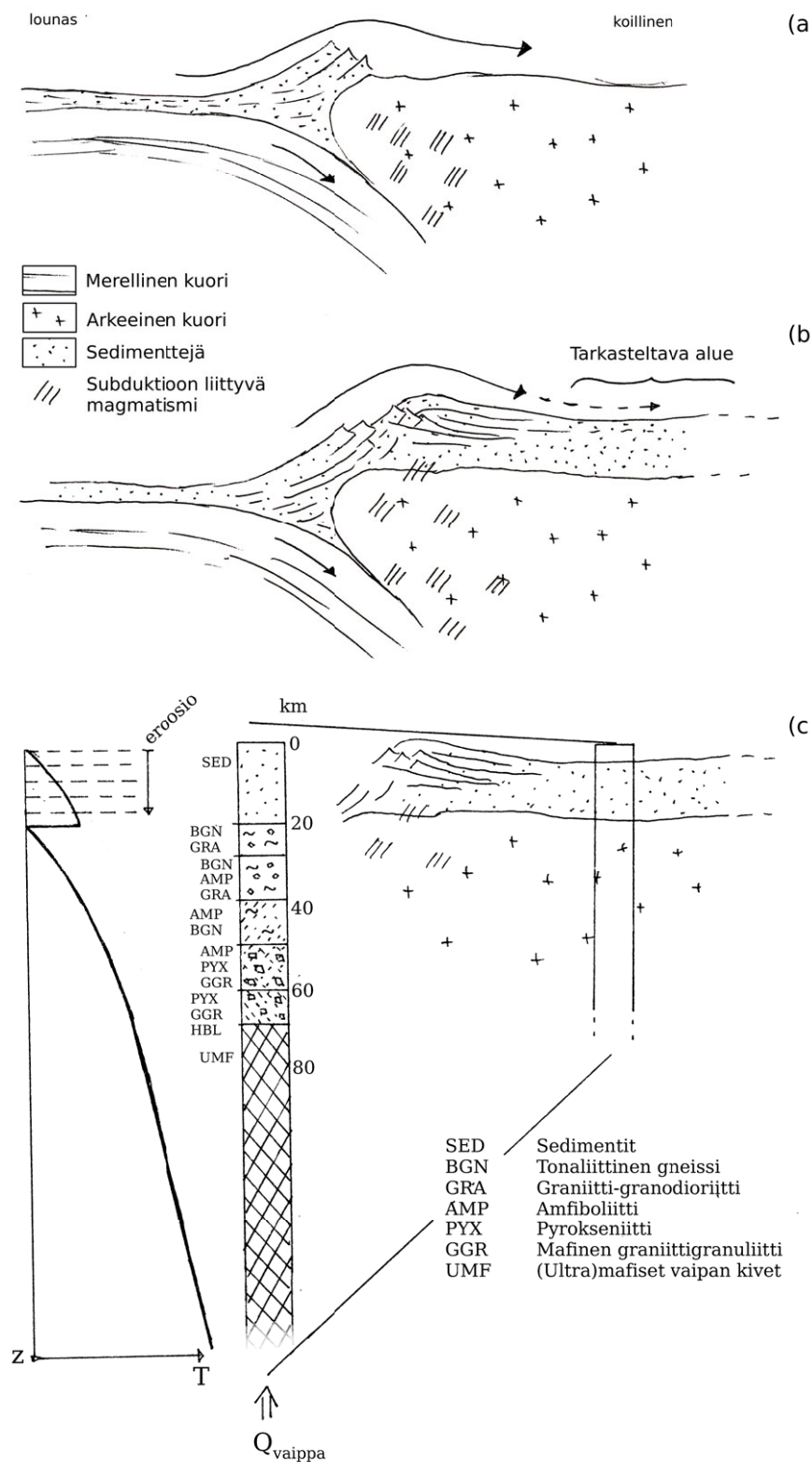
ylityöntölaatan vaikutus. Kuvan vaikutusten suuruuksista voi saada vertailemalla termisen häiriön tasoittumiseen tarvittavia aikoja (Taulukko 2). Jos ylityöntölaatta on horisontaalisuunnassa saman suuruinen kuin litosfäärin paksuus, tasoittuvat vertikaalisuunnassa ja horisontaalisuunnassa syntyvät termiset häiriöt yhtä nopeasti. Horisontaalisuunnassa esiintyvien termisten häiriöiden (lämpötilagradienttien ja niiden muutosten) voitaneen kuitenkin olettaa olevan pienempiä kuin vertikaalisuunnassa, ja olevan siten merkityksellisiä vain ylityöntölaatan reunaluoteilla. Tässä esitettävän mallin ajatellaan siis pätevän ylityöntölaatan keskiosissa, suunnilleen nykyisen Kainuun ja Pohjois-Karjalan alueilla.

Mallin rakentamiseen tarvittavia tietoja ovat

- vaipan yläosan, arkeisen kuoren sekä ylityöntölaatan
  - lämpötila ennen ylityöntöä,
  - diffusiviteetti ja sen lämpötilariippuvuus sekä
  - radiogeeninen lämmöntuotto eri syvyyksillä;
- litosfäärin alaisesta vaipasta litosfääriin tulevan lämpövuon suuruus;
- maan pinnalla vallitseva lämpötila;
- ylityöntölaatan paksuus sekä
- eroosio- (paljastumis-) nopeus.

Litosfäärin ja ylityöntölaatan lämmönjohtavuusominaisuuksia on arvioitu niiden koostumuksen kautta: määrittämällä kivilajikoostumus litosfäärille ja ylityöntölaatalle on näille arvioitu lämmönjohtavuus kullakin syvyydellä kirjallisuudesta etsittyjen kivilajikohtaisten tyypillisten lämmönjohtavuusarvojen avulla. Lämmönjohtavuuden ja ominaislämpökapasiteetin lämpötilariippuvuudelle on käytetty kokeelliseen aineistoon sovitettuja käyriä. Tiheysarvot on pidetty syvyyden suhteen lähes vakioina siten, että kuorelle on käytetty emäksisten ja intermediääristen kivien arvoa  $2800 \text{ kgm}^{-3}$  ja vaipalle (ultra)mafisten kivien arvoa  $3200 \text{ kgm}^{-3}$ . Radiogeenisen lämmöntuoton syvyysjakaumaa sekä vaipan lämpövuota on arvioitu pintalämpövuon, pinnan kivien lämmöntuottoarvojen ja alakuoren sekä vaipan ksenoliittien lämmöntuottoarvojen perusteella.

Mallista on laskettu kolme tulosta: varsinainen malli sekä maksimi-minimi-arviot, joissa lämmönjohtavuutta on vähennetty (kasvatettu) 25 % ja lämmöntuottoa kasvatettu (vähennetty) 10 %. Yhteenvedo ja tarkat parametriarvot mallista on esitetty liitteessä A.



**Kuva 10:** Kaaviokuva mallinettavasta ylyöntötilanteesta. a) ja b) Lounaasta subduktoituva merenpohja työntää edellään sedimenttiainesta arkeisen kuoren päälle. Mallissa tarkasteltava alue sijoittuu kaaren ja orogeniaan liittyvän magmatismiin taakse (suunnilleen nykyisen Kainuun ja Pohjois-Karjalan alueelle). c) Mallissa käytetty stratigrafia ja litologia tarkasteltavan alueen kohdalla. Vasemmalla yksinkertaistettu lämpötilaprofiili ylyöntötilanteen alussa.

## 5.1 Litosfäärin ja ylityöntölaatan koostumus ja termiset parametrit

### 5.1.1 Arkeinen kuori ja ylävaippa

Kuusisto (2007) on seismisten syväluotausten P- ja S-nopeusjakaumien perusteella arvioinut kivilajikoostumusta eri syvyyksillä kuoressa Suomen alueella. Tämän työn mallissa arkeisen kuoren kivilajikoostumuksena on käytetty Kuusiston esittämiä maankuoren koostumusmalleja arkeisella alueella. Kuoren eri kerroksille on laskettu keskiarvoistamalla lämmönjohtumiskertoimia käyttäen kivilajeille ominaisia arvoja Čermákin ja Rybachin (1982) (globaali kokoelma eri kivilajeille mitattuja lämmönjohtumisarvoja) sekä Kukkosen ja Peltoniemen (1998) (Suomen alueen eri kivilajien lämmönjohtumisarvoja) mukaan.

Kuusiston mallissa kuoren ylin osa muodostuu arkeisen pohjan gneissikompleksista. Tämän työn mallissa tähän päälle on lisäksi lisätty proterotsooisia autoktonisia suprakrustisia kiviä edustava 5 km kerros, jonka koostumuksena on klastiset silikaattisedimentit (lämmönjohtumisarvo  $3,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ).

Arkeisen kuoren lämmöntuotto eri syvyyksillä on arvioitu kuten Kukkonen ja Lahtinen (2001) ovat arvioineet: Fennoskandian kilven keskiosan vaipan ksenoliittien termobarometriatuloksista ovat Kukkonen ja Peltonen (1999) saaneet litosfäärin alaosan (200 km) lämpövuoksi  $11 \pm 4 \text{ mWm}^{-2}$ . Muiden kerrosten paitsi keskikuoren lämmöntuotto on voitu arvioida suorin mittaustuloksin, joten keskikuoren lämmöntuotto voidaan laskea kun pintalämpövuon arvo tunnetaan (pintalämpövuon on vaipan lämpövuon lisätyinä välikerrosten lämmöntuotto kerrottuna lämpöä tuottavan kerroksen paksuudella).

Tämän työn mallissa on yläkuoren arkeisen gneissikompleksin kivien nykylämmöntuotoksi laskettu (katso kpl 3.2.3) Suomen kallioperän geokemiallisen tietokannan (RGDB, Rasilainen (2008); Rasilainen et al. (2007), yksiköt 75 ja 76, ”Arkeiset gneissikompleksit, 3,1-2,6 Ga”) U-, Th- ja K-pitoisuuksien mukaan  $1,39 \mu\text{Wm}^{-3}$ . Ylimmän proterotsooisia sedimenttejä edustavan 5 km kerroksen lämmöntuottoarvona on käytetty autoktonisesta proterotsooisesta Suvasveden yksiköstä mitattuja (Kukkonen ja Lahtinen 2001) lämmöntuottoarvoja (mediaani  $1,21 \mu\text{Wm}^{-3}$ ). Muiden arkeisia tai vanhempia kivilajeja edustavien kerrosten lämmöntuotot ovat samansuuntaisia kuin Kukkosen ja Lahtisen (2001) käyttämät arvot: Ylävaipan lämmöntuotto on Jochumin et al. (1983) keskiselänteiden basalttien K, U ja Th -pitoisuuksien avulla köyhtyneelle vaipalle laskemien arvioiden mukaisesti  $0,002 \mu\text{Wm}^{-3}$ , alakuoren lämmöntuotto (mafisesta granuliitista mitattu arvo) on  $0,25 \mu\text{Wm}^{-3}$  (Hölttä et al. 2000). Paleoklimatologisesti korjatut Itä-Suomen arkeisen kuoren nykyiset pintalämpövuovarvot alueilla, jossa on prote-

rotsooista peitettä jäljellä, ovat virherajoineen välillä  $36,2 \dots 45,7 \text{ mWm}^{-2}$  (Kukkonen 1989, Hammaslahden ja Outokummun alueet). Koska tässä työssä on käytetty hieman eri paksuisia kuoren kerroksia ja yläkuoressa eri lämmöntuottoarvoja kuin mitä Kukkonen ja Lahtinen (2001) ovat käyttäneet, on keskikuoren lämmöntuottoarvo laskettu uudelleen. Keskikuorelle on laskettu tämän työn mallissa nykylämmöntuoton arvo  $0,48 \mu\text{Wm}^{-3}$ , jolloin nykyhetken pintalämpövuoksi tulee proterotsooisen suprakrustisten kivien peittämällä alueella  $43,6 \text{ mWm}^{-2}$ .

Ylävaippa koostuu mallissa ultramafisesta kivistä, ja lämmönjohtumisarvona on käytetty peridotiitin lämmönjohtumisarvoa (noin  $4,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  huoneenlämmössä).

Arkeeseen kuoren ja allaolevan litosfäärin vaipan lähtögeotermi ennen törmäystä on saatu laskemalla mallille tasapainotilan geotermi. Tällöin eroosionopeus on nolla, vaipan lämpövuoto ja pinnan lämpötila ovat samat kuin itse ylityönnön mallissa, ja mallia on ajettu 2000 Ma eteenpäin, jolloin litosfäärin voidaan olettaa asettuneen tasapainoon. Näin saatu geotermi on sitten kopioitu itse ylityöntömallin lähtögeotermiksi.

### 5.1.2 Ylityöntölaatta

**Kivilajikoostumus.** Nykyisin arkeesta kratonia peittäviin Proterotsooisiin kiviin kuuluu joitain alloktonisia yksiköitä, kuten osa Kalevan metasedimenttisarjoista, Jormuan ja Outokummun ofioliitit, sekä osittain merellisestä kuoresta koostuva Kittilän alloktoninen yksikkö (Lahtinen et al. 2005). Näiden eroosiolta säilyneiden osien avulla voidaan arvioida arkeeseen kratonin päälle työntyneiden nappejen koostumusta. Kaikkien yksiköiden lähtöalue ei kuitenkaan ole selvä, vaan ne voivat olla peräisin myös kauempaa kratonilta, jolloin ne ovat voineet olla osallisina ylityönnössä, jos ne ovat sedimentoituneet alunperin mantereen reunalle, ja työntyneet siitä ylityönnön mukana takaisin mantereelle.

Lähinnä turbidiiteista koostuva Ylä-Kaleva-tektofasies on luultavasti alloktoninen ja asettunut paikoilleen n. 1,97-1,94 Ga ikäisten Jormuan ja Outokummun ofioliittien jälkeen (Laajoki 2005). Sen alkuperä ei ole kuitenkaan selvä, ei myöskään sen suhde Ala-Kalevan sarjaan tai Svekofennideihin. Kontinen ja Sorjonen-Ward (1991) esittävät sen mahdollisesti olleen ennen Lappi-Savo-orogeenian alkua kratonin reunalle muodostuneen vedenalainen fan-delta ja sen sedimenttien provenanssin olevan joko itse kratonilla tai kauempana. Sm-Nd -analyysit eivät suoraan selvennä Kalevalaisten sedimenttien alkuperää, vaan  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -arvot asettuvat arkeeseen kuoren ja svekofennisten sedimenttien väliin. Mahdollisia lähdealueita ovat siis

arkeinen kuori, arkeiselle kuorelle ennen Kalevan sedimenttejä asettuneet sedimentit, mahdolliset lännempänä sijainneet orogenia-alueet sekä muut kauemmat lähdealueet, kuten Lapin granuliittikaari. (Huhma 1987)

Ylä-Kalevan sedimenttisarjat reunustavat nykyisellä eroosiotasolla sekä Jormuan että Outokummun ofioliittikomplekseja. Outokummun ofioliitti sekä siihen liittyvät Ylä-Kalevan sedimenttisarjat muodostavat niin kutsutun Outokummun nappekompleksin (Laajoki 2005; Huhma 1987). Sekä Lappi-Savo-orogenian alkuvaiheelle tyypilliset runsaat turbidiittiset grauvakat (max. 1,94-1,92 Ga) että Norrbotten/Keitele –mikromantereiden ja arkeisen kratonin väliin jäänyt merenpohja osallistuivat ylityöntöön törmäyksessä (Lahtinen et al. 2005). Psammiittisen/peliittisen akkretioprismamateriaalin ja vulkaanisen saarikaarimateriaalin ylityöntöä tukevat myös ylityöntörakennehavainnot Karjalaisen kratonin reunalta (Park et al. (1984) ja Kontinen (1987) sekä Koistinen (1981) Korja ja Heikkinen (2005) mukaan) sekä BABEL-heijastusluotaushavainnot Perämeren alueella (Korja ja Heikkinen 2005). Myös FIRE-heijastusluotaushavainnot on tulkittu (Korja et al. 2006) osoittavan passiivisen mannerreunuksen sedimenttien sekä ofioliittien ja turbidiittien (grauvakkojen) ylityöntymistä arkeisen kratonin päälle samanaikaisesti saarikaarien alakuoren alityöntyessä kratonin alle. Jormuan, Outokummun ja Kittilän Nuttion ofioliiteista Jormua on edustavin ofioliittiseurie (Peltonen 2005). Outokummun asema täydellisenä ofioliittina kärsii kerroskumulaattien ja levyjuonistojen puutteesta, mutta se voidaan silti nähdä ultramafisena vaipan peridoittiimassivina, jonka yhteydessä tavataan gabbrojuonia sekä kromitiittiyksiköitä grauvakka-mustaliuske-metasedimenttien reunustamana, ja joka on työntynyt arkeisen kratonin päälle. Outokummun alueella sijaitsevat Kalevalaiset sedimenttikerrostumat muodostuvat lähinnä gneissiytyneistä kiilleliuskeista (Huhma 1987). Idempänä sijaitsevat Kalevalaiset sedimentit (Höytiäisen allas) sen sijaan sisältävät kerrostuneita fyliittejä, joissa on paikoin vaihtuvaa kerrallisuutta, sulfidigrafiittipitoisia fyliittejä, kiilleliuskeita ja metagrauvakoita (Huhma 1987). Niiden alkuperän on esitetty (Ward 1987) olevan kratonin pohja ja kratonia peittävät sedimentit sekä sedimentaatioaltaiden väliset vulkaaniset kivet. Näissä esiintyvät metapsammiittiset ja -peliittiset välikerrokset vihjaavat kerrostumiseen turbidiittivyöryjen mukana (Huhma 1987; Ward 1987). Jormuan ofioliittikompleksin (Kontinen 1987) yhteydessä tavataan samoin Kalevalaisia sedimenttisarjoja, joissa Ylä-Kaleva koostuu lähinnä psammiittisista metaturbidiiteista.

Kittilän alloktonin Nuttion serpentiniittivyöhyke on hyvin vajaa ollakseen selkeästi ofioliitti (Peltonen 2005). Se on kuitenkin jokseenkin samanikäinen Jormuan ja Outokummun ofioliittien gabbrojen sekä muiden Kittilä-ryhmän metavulkaniittien kanssa, jotka geokemialtaan edustavat OIB-basaltteja, saarikaaritholeiitteja,

boniniittisiä juonia ja subduktiovyöhykkeen yläpuolisia ultramafisia kiviä, ja sen voidaan katsoa olevan fragmentaarinen merellisen kuoren kappale, johon on liittynyt osia (=Kittilä-ryhmä) useista erilaisista merellisistä ympäristöistä (Hanski ja Huhma 2005).

Yhdessä arkeisen kratonin päällä esiintyvät allohtoniset yksiköt sekä seisminen luotausaineisto osoittavat, että Svekofennialaisen vuorojononmuodostuksessa ylityöntöön on osallistunut hyvin sekalainen aines, jossa on edustettuna sekä merellisen ja mantereisen ympäristön sedimenttejä että saarikaarien osia tai lähes kokonaisia saarikaaria. Kontinen et al. (1992) esittävät itse ylityöntökompleksin olleen kuumapohjainen, mitä tukevat Kalevalaisten metasedimenttien korkeammat maksimilämpötilat (amfiboliittifasies (Nykänen (1971), Kontisen et al. (1992) mukaan);  $675^{\circ}\text{C}$ , 5 kbar (Cambell et al 1979, Kontisen et al. (1992) mukaan)) kuin mitä alempien, autoktonisten Jatulisedimenttien maksimilämpötilat (vihreäliuskefasies, Pekkarinen 1979, Kontisen et al. (1992) mukaan). Tämä olisi seurasta näiden sedimenttien sekä niiden pohjan kivien kuumenemisestä suuremman lämpövuon omanneessa repeämisvyöhykkeessä, josta ne sittemmin orogeniassa ovat ylityöntyneet arkeiselle kratonille. Mallinnettaessa ylityöntölaatan ja arkeisen kratonin termistä kehitystä on ylityöntölaatan koostumuksena käytetty sekoitusta 1) merellisen kuoren kappaleista ((metasomatisoitunut) basaltti, peridotiitti ja gabbro); 2) heikosti metamorfoituneista flyssi-/molassisedimenteistä (fylliitti, metagrauvakka, metakonglomeraatti); sekä 3) vulkaanisista sedimenteistä ja vulkaniiteista (basalttinen andesiitti). Näiden oletetaan edustavan koko sulkeutuvan meren ympäristöstä ylityöntynyttä materiaalia.

**Termiset parametrit mallissa.** Mallissa ylityöntölaattaa on kuvattu 20 km paksuisena homogeenisena kappaleena. Laatan lämmönjohtavuus on laskettu sen muodostavien kivilajien lämmönjohtavuuksien geometrisenä keskiarvona. Merellisen kuoren kappaleiden – basaltti, gabbro ja serpentiiniittiytynyt peridotiitti – lämmönjohtavuusarvot vaihtelevat välillä  $1,6\text{--}2,7 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$  hieman painottuen korkeampiin arvoihin (Čermák ja Rybach 1982). Metamorfoitumattoman vulkaanisen aineksen (basaltti, ryoliitti, andesiitti, tuffi/konglomeraatti) lämmönjohtavuusarvot vaihtelevat välillä  $1,6\text{--}3,5 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$  siten, että ryoliitin lämmönjohtavuusarvot ovat korkeimpia. Mantereisen (ja meren mannerjalustan) aineksen (klastiset sedimentit, savet, kalkkikivet) lämmönjohtavuusarvot ovat suunnilleen välillä  $1,4\text{--}2,4 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ , mutta savien lämmönjohtavuudet kasvavat hyvin herkästi diagenesissä. Kaiken kaikkiaan ylityöntölaatan oletetun hyvin sekalaisen materiaalin lämmönjohtavuusarvot vaihtelevat suuresti. Kaikkien keskiarvot kuitenkin ovat noin  $2 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ , ja mitatun lämmönjohtavuusdatan (Čermák ja Rybach 1982) pe-



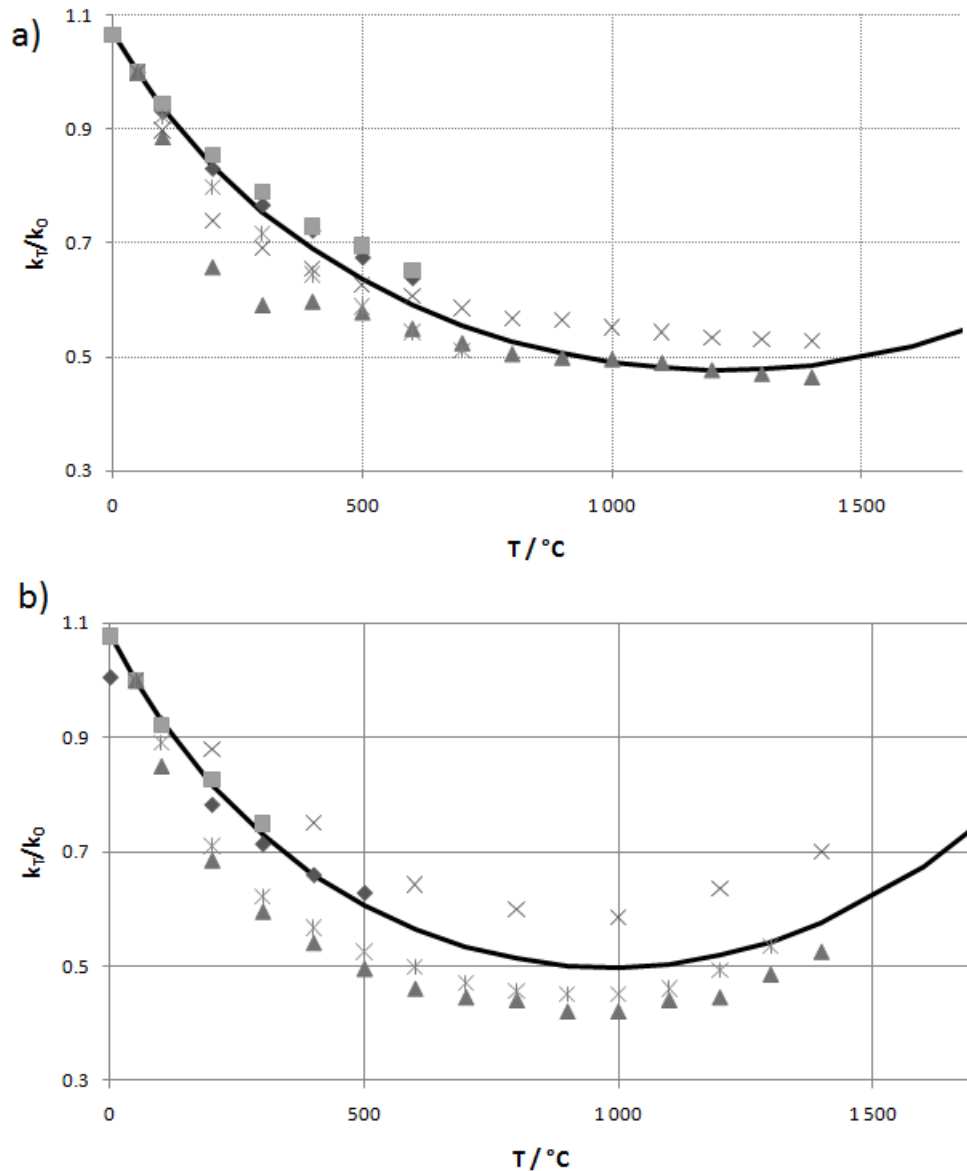
rusteella laskettu geometrinen keskiarvo materiaaleille on  $1,9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  olettaen kunkin kolmesta komponentista muodostavan  $1/3$  ylityöntölaatan materiaalista.

Ylityöntölaatan lämpötilaprofiili alussa on mallissa kuvattu lineaariseksi siten, että laatan pinnalla lämpötila on  $5^\circ\text{C}$  ja pohjalla  $600^\circ\text{C}$ , joka on minimiarvio lämpötilalle 20 km syvyydellä nykyisten saarikaarien geotermeissä (Kelemen et al. 2003). Petrologisin tutkimuksin saadut arviot geotermille ovat saarikaarien kohdalla yleisesti matalempia kuin termisin mallinnuksin saadut arviot, joiden maksimiarviot 20 km syvyydellä ovat noin  $1200^\circ\text{C}$ . Lisäksi on oletettavaa, että varhaisproterotsooisella ajalla lämpötilat saarikaarien alla ovat olleet suuremman lämmöntuoton vuoksi korkeampia kuin nykyään. Ylityöntölaatan lähtögeotermiarvio edustaa siis saarikaariympäristön minimiarviota, millä on pyritty siihen, että malli antaisi mahdollisimman hyvän kuvan ylityöntölaatan radiogeenisen lämmöntuoton vaikutuksesta kuoren termiseen tasapainoon ylityöntömateriaalin mukanaan tuomasta lämmöstä riippumatta.

Ylityöntölaatan lämmöntuoton arviot ovat myös vaihtelevia. Uraanin ja thoriumin rikastuminen kiilteisiin sekä niiden sopeutuvuus differentioituneisiin syväkiviin tarkoittaa, että kratonilta peräisin olevien sedimenttien lämmöntuottoarvot ovat korkeampia kuin saarikaarilta peräisin olevien vulkaniittien lämmöntuottoarvot. Tällöin ylityöntölaatan lämmöntuottoarvot riippuvat siitä, mistä suurin osa ylityöntön materiaalista on peräisin. Lämmöntuotonkin arvioinnissa on tehty oletus, että merellinen, mantereinen ja saarikaarikomponentti kukin muodostavat  $1/3$  ylityöntölaatan materiaalista. Kivilajien ja kivilajeista mitattujen lämmöntuottoarvojen (Čermák ja Rybach (1982) kokoaman datan) perusteella nykylämmöntuotoksi saadaan noin  $1,2 \mu\text{Wm}^{-3}$ . Tämä arvo on yhteensopiva Suomen kallioperän geochemiallisen tietokannan, RGDB, (Rasilainen 2008) U-, Th- ja K-pitoisuuksien perusteella laskettujen lämmöntuottoarvojen kanssa. RGDB:n antamien pitoisuuksien perusteella lämmöntuotot (varhaisproterotsooisilla yksiköillä) ovat  $1,15 \mu\text{Wm}^{-3}$  kratonin reunan alloktonisilla yksiköillä (RGDB:n yksiköt 47-49),  $1,21 \mu\text{Wm}^{-3}$  varhaisissa orogeenian etumaan sarjoissa (42-43),  $1,05 \mu\text{Wm}^{-3}$  ofioliittikompleksien kivissä (50-51),  $0,98 \mu\text{Wm}^{-3}$  sekalaisessa kratonin ja kratonin reunan välille asetuneissa sarjoissa ja mafisissa intruusioissa (52-58), ja  $2,40 \mu\text{Wm}^{-3}$  sekalaisissa kratonin kiillegneisseissä ja migmatiiteissa (391). Mallissa nykylämmöntuotoksi on arvioitu  $1,2 \mu\text{Wm}^{-3}$

### 5.1.3 Lämmönjohtavuuden ja ominaislämpökapasiteetin lämpötilariippuvuus

Mallissa on huomioitu lämmönjohtavuuden lämpötilariippuvuus. Perustuen Čermák ja Rybach (1982) kokoamaan aineistoon, on graniittisille (laajassa merkitykses-



**Kuva 11:** Mallissa käytetty lämmönjohtavuuden normitettu lämpötilariippuvuus a) vaipan, b) kuoren kiville. Pisteet ovat mitattuja normitettuja lämmönjohtavuusarvoja ultramafisille (a) ja graniittisille (*sensu lato*, b) kiville. Mittausaineisto, Čermák ja Rybach (1982).

sään) ja ultramafisille (peridotiitti, oliviniitti, duniitti) kiville erikseen sovitettu riippuvuus normitettuun lämmönjohtavuusarvoon,  $k(T)/k_0 = 1/(1 + cT) + dT^3$ , jossa  $k_0$  on kiven lämmönjohtavuus lämpötilassa  $50^\circ\text{C}$ . Graniittisille kiville sovitettun käyrän vakioita  $c = 0,0015 \text{ K}^{-1}$  ja  $d = 1 \times 10^{-10} \text{ K}^{-3}$  on sovellettu kuoren kiviin, ultramafisille kiville sovitettun käyrän vakioita  $c = 0,0013 \text{ K}^{-1}$ ,  $d = 5 \times 10^{-11} \text{ K}^{-3}$  vaipan kiviin (Kuva 11).

Ominaislämpökapasiteetin lämpötilariippuvuuden mallinnus perustuu Waplesin ja Waplesin (2004) esittämään normitettujen arvojen sovittamiseen. He anta-

vat normitetulle ominaislämpökapasiteetille  $C_{p,n,T} = 8,95 \times 10^{-10}T^3 - 2,13 \times 10^{-6}T^2 + 0,00172T + 0,716$ , jolloin lämpötilassa  $T_2$  ominaislämpökapasiteetti  $C_{p,T_2} = C_{p,T_1} C_{p,n,T_2} / C_{p,n,T_1}$ , jossa ominaislämpökapasiteetti  $C_{p,T_1}$  lämpötilassa  $T_1$  (esimerkiksi huoneenlämmössä) tunnetaan. Tämän työn mallissa riippuvuutta sovelletaan alle  $960^\circ\text{C}$  lämpötiloissa, joka on perovskiiitin debye-lämpötila (Lu et al. 1994). Tätä korkeammassa lämpötiloissa ominaislämpökapasiteetin oletetaan pysyvän vakiona. Huoneenlämmössä ominaislämpökapasiteetti kuoren happamille kiville on mallissa  $800 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  ja vaipan mafisemmille kiville  $700 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

## 5.2 Lämpövuoto vaipasta

Kukkosen ja Peltosen (1999) vaipan ksenoliittien granaatti ja granaatti-spinelli faasierien peridotiiteista tekemien termobarometrinen tutkimusten mukaan arvioitu vaipan konduktiivinen lämpövuotiheys on Fennoskandian kilvellä  $11 \pm 4 \text{ mWm}^{-2}$ . Tähän liittyvä pintalämpövuon arvo  $36 \text{ mWm}^{-2}$  saa tukea myös Pohjois-Kuusamon kimberliittien klinopyrokseenien (Nimis ja Taylor 2000) sekä Kaavi-Kuopion (Lehtonen ja O'Brien 2009) ja Kuhmo-Lentiiran (Zozulya et al. 2009) kimberliittien vaipan ksenokrystien termobarometri tuloksista. Koska iso osa vaipan lämpövuosta on peräisin radiogeenisestä lämmöstä, on myös vaipan lämpövuoarvo kerrottu mallissa 1,5:llä radiogeenisen lämmöntuoton tavoin Svekofennisen orogeenian aikaisen lämpövuon arvioimiseksi. Näin arvioituna oletetaan, että tilanne litosfäärin alaisessa vaipassa Fennoskandian kohdalla on pysynyt jokseenkin samanlaisena Svekofennialaisesta orogeeniasta nykypäivään siten, että lämpövuossa ei ole tapahtunut merkittäviä muutoksia. Lisäksi arvioissa ei ole huomioitu maapallon kokonaisjäähdyntymisestä johtuvaa vaipan latentin lämmön vähenemistä viimeisen parin miljardin vuoden aikana, mikä saattaa johtaa liian alhaiseen lämpövuoarvioon.

## 5.3 Maan pinnan lämpötila

Mallissa on maan pinnan lämpötilana käytetty vakioarvoa  $5^\circ\text{C}$ . Vakioarvon käyttäminen on perusteltua, sillä lyhyen aikavälin jaksottaiset lämpötilavaihtelut eivät ulotu kovin syvälle maan kuoreen (Kappale 4.1). Maanpinnan pitkän aikavälin keskilämpötilassa on saattanut tapahtua ilmakehän mittakaavassa suuriakin muutoksia, jotka kuitenkin litosfäärin mittakaavassa ovat melko pieniä. Merivesien keskilämpötiloissa on tapahtunut nopea muutos noin  $70^\circ\text{C}$  lämpötilasta 2,2 Ga sitten lämpötilaan noin  $10^\circ\text{C}$  1,8 Ga sitten (Robert ja Chaussidon 2006), joten  $5^\circ\text{C}$  on minimiarvio pintalämpötilalle. Pintalämpötila-arvion virhe aiheuttaa korkeintaan samansuuruisen virheen litosfäärin lämpötilassa, joten parinkymmenenkään asteen

virhe pintalämpötilassa ei ole merkittävä mallin lopputuloksen kannalta.

#### 5.4 Ylityöntölaatan ulottuvuus, paksuus ja eroosionopeus

Kontinen et al. (1992) arvioivat ylityöntölaatan paksuudeksi huomattavasti yli 10 km. Pajunen ja Poutiainen (1999) ovat saaneet arkeisen kratonin nykyisen eroosiotason huippumetamorfoosin lämpötilaksi 1,85 Ga sitten 600 – 620°C, 4–5 kbar paineessa (U-Pb, ksenotiimi), joka vastaa noin 15–18 kilometriä ( $\rho = 2800 \text{ kgm}^{-3}$ ), ja maksimipaineeksi orogeenian varhaisemmassa vaiheessa noin 5,5 kbar (noin 20 km). Paleosutuuri-ikäisiltä etäisimmät näytteet ovat noin 190 km päässä. Ylityöntölaatan voidaan olettaa ulottuneen siis vähintään parinsadan kilometrin etäisyydelle törmäysvyöhykkeestä. Toisaalta idempänä Venäjän puolella, Äänisjärven pohjoispuolella (>250 km Raahe-Laatokka paleosutuuri-alueelta) sijaitsevan Tulomozerskaya-muodostelman paleoproterotsooiset karbonaatti- ja hiekkakivet ovat svekofennialaisessa orogeeniassa kokeneet vain vihreäliuskefasieksen (noin 300 – 350°C, (Melezhik et al. 2000)) metamorfoosin, mistä voidaan päätellä, että jos metamorfoitumisen täälläkin on aiheuttanut ylityöntölaatta, on sen paksuus ollut jo merkittävästi pienempi.

Koska 1,82–1,77 Ga ikäiset svekofennialaisen alueen post-orogeeniset granitoidit ovat intrudoituneet lähelle pintaa (2–9 km), arvioivat Puura et al. (1983, Puura ja Flodén (1999) mukaan), että Svekofennialaisten rakenteiden eroosio on ehtinyt paikoin lähes nykytasolle saakka ennen rapakivivulkanismia. Näin ollen, jos eroosionopeuksien karjalaisilla ja svekofennialaisilla alueilla oletetaan olleen samansuuruiset, on ylityöntölaatan täytynyt ohentua 1,85–1,65 Ga sitten välisenä aikana 15–18 kilometristä nykyiselle tasolle keskimäärin nopeudella 75–90 m/Ma. Eroosio ei kuitenkaan ole ainoa kuoren ohenemiseen vaikuttava tekijä: mahdollinen orogeeniassa kuumenneen kuoren ekstensionaalinen romahdus voi ohentaa kuorta nopeasti, kuten esimerkiksi Lahtinen et al. (2005) ehdottavat tapahtuneen Fennia-orogeenian lopussa (1,87–1,85 Ga). Romahduksessa siirtyvä materiaali voi myös paksuntaa kuorta alueella, jonne romahdus suuntaantuu. Ei ole myöskään itsestään selvää, että eroosio on alkanut heti orogeenian huippuvaiheen päätyttyä. Esimerkiksi Väisänen et al. (2000) mukaan Lounais-Suomen post-orogeenisten intrusioiden asettumissyvyudet viittavat siihen, ettei merkittävää eroosiota tällä alueella ole esiintynyt ennen kuin 1815 Ma sitten, ja että Lahtisen et al. (2005) esittämä romahdus on alkanut vasta tällöin tai tätä myöhemmin.

Tämän tutkielman mallissa ei kuoren paljastumisen nopeutta Itä-Suomessa ole pyritty mallintamaan suurella tarkkuudella, vaan mallissa on käytetty tasaista 100 m/Ma eroosionopeutta, alkaen heti orogeenian oletetusta huippuvaiheesta 1890

Ma sitten ja jatkuen mallin loppuun asti 200 Ma ajan siten, että ylityöntölaatta on kulunut kokonaan pois.

## 5.5 Mallin numeerinen ratkaiseminen differenssimenetelmällä

Lämmönjohtavuudet, ominaislämpökapasiteetit, tiheydet, näiden lämpötilariippuvuudet, lähtölämpötilaprofiilit sekä pohjan vaipan lämpövuon ja pinnan vakio­lämpötilan sisältävän mallin aikakehitys on ratkaistu käyttäen numeerista äärellisten differenssien menetelmää (differenssimenetelmä, engl. *nite difference method*). Differenssimenetelmässä funktion  $f$  derivaattaa kohdassa  $x_0$  approksimoidaan äärellisellä erotusosamäärällä

$$\frac{df}{dx} \Big|_{x=x_0} \approx \frac{f(x_0) - f(x_0 - h)}{h}, \quad (33)$$

ja vastaavasti korkeampia derivaattoja näiden approksimaatioiden erotusosamäärillä.

Yksinkertaisin numeerinen menetelmä differentiaaliyhtälön ratkaisemiseksi on *Eulerin menetelmä*. Seuraava kuvaus Eulerin menetelmästä noudattelee Haataja et al. (1993) esitystä.

Eulerin menetelmässä ratkaistavan differentiaaliyhtälön

$$y' = f(t, y), \quad y(a) = y_0 \quad (34)$$

väli  $[a, b]$ , jolle ratkaisu halutaan määrätä, jaetaan äärelliseen määrään *hilapisteitä*,  $t_k$ . Yleensä käytetään tasavälistä hilaa, jolloin  $t_k = a + kh$ ,  $k = 0, 1, \dots, N$ , ja  $h = (b - a)/N$ . Yhtälön (34) ratkaisun  $y(t_{k+1})$  Taylorin kehitelmä pisteessä  $t_p$  on

$$y(t_{k+1}) = y(t_k) + hy'(t_k) + \frac{h^2}{2}y''(z_k) + \dots = y(t_k) + hf(t_k, y(t_k)) + \frac{h^2}{2}y''(z_k) + \dots, \quad (35)$$

jossa  $z_k \in (t_k, t_{k+1})$ . Jos kehitelmä katkaistaan toisen termin jälkeen, saadaan

$$y(t_{k+1}) \approx y(t_k) + hf(t_k, y(t_k)), \quad (36)$$

joka on yhtälö (33) uudelleenjärjesteltynä. Nyt ratkaisun arvoa pisteessä  $t_{k+1}$  voidaan approksimoida edellisen pisteen ratkaisun approksimaation avulla

$$y_{k+1} = y_k + hf(t_k, y_k). \quad (37)$$

Eulerin menetelmän paikallinen virhe (katkaisuvirhe) pisteessä  $t_k$  on Taylorin kehitelmästä katkaistu osa  $h^2 y'(z_k)/2 = \mathcal{O}(h^2)$ , ja sanotaan, että Eulerin menetelmä on ensimmäistä kertalukua. Ratkaisun kokonaisvirhe on kaikkien hilapisteiden paikallisten virheiden summa. Menetelmä on eksplisiittinen, eli seuraavan pisteen ratkaisu voidaan analyttisesti ratkaista edellisten pisteiden approksimaatioista.

Osittaisdifferentiaaliyhtälöihin, kuten lämpöyhtälöön

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (38)$$

differenssimenetelmää voidaan soveltaa peittämällä ratkaistava alue  $D$  kaksiulotteiselle hilaverkolla. Jaetaan ratkaistava alue  $t$ -suunnassa  $N$ :ään osaan (hilaväli  $q = \frac{D_t}{N} = t_j - t_{j-1}$ ) ja  $z$ -suunnassa  $M$ :ään osaan (hilaväli  $p = \frac{D_z}{M} = z_i - z_{i-1}$ ) tasaväleihin. Merkitään  $T_i^j = T(z_i, t_j)$ . Approksimoidaan yhtälön (38) osittaisderivaattoja pisteessä  $(z_i, t_j)$  erotusosamäärillä

$$\frac{\partial T}{\partial t} \Big|_{z_i, t_j} \approx \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{q}, \quad (39)$$

$$\frac{\partial k}{\partial z} \Big|_{z_i, t_j} \approx \frac{k_i^j - k_i^{j-1}}{p}, \text{ ja} \quad (40)$$

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \Big|_{z_i, t_j} \approx \lambda \frac{T_{i+1}^j - 2T_i^j + T_{i-1}^j}{p^2} + (1 - \lambda) \frac{T_{i+1}^{j+1} - 2T_i^{j+1} + T_{i-1}^{j+1}}{p^2}, \quad (41)$$

missä  $k$ :n paikkaderivaattaa on approksimoitu takadifferenssillä ja  $T$ :n aikaderivaattaa etudifferenssillä. Osittaisderivaatassa paikan suhteen on toista derivaattaa approksimoitu pisteissä  $(z_i, t_j)$  ja  $(z_i, t_{j+1})$  laskettujen paikkaderivaattojen painotettuna keskiarvona (painotuskerroin  $0 \leq \lambda \leq 1$ ). Jos  $\lambda = 0,5$ , on kyseessä *Crank-Nicolsonin menetelmä*. Sen paikallinen virhe on  $\mathcal{O}(p^2) + \mathcal{O}(q^2)$ . Jos  $\lambda < 1$ , menetelmä on *implisiittinen*: yhtälö ei ole analyttisesti ratkaistavissa muotoon, jossa seuraavan aika-askeleen  $T_i^{j+1}$ :n arvo saataisiin yhtälön vasemmalle puolelle, vaan menetelmän käyttäminen vaatii jokaiselle hilapisteelle kirjoitetun differenssiyhtälön sekä reunaehtojen muodostaman yhtälöryhmän ratkaisemista. Valitsemalla  $\lambda$  sekä  $p$  ja  $q$  oikein, saadaan menetelmän paikalliseksi tarkkuudeksi  $\mathcal{O}(p^6)$  (Dehghan 2003; Young ja Mohlenkamp 2009).

Lämpöyhtälön tapauksessa  $a = a(T) = \frac{k(T)}{\rho c(T)}$ , joten lämpöyhtälö (6) saa diskretisoidun muodon



$$\mathbf{F}^{j-1} = \begin{bmatrix} \frac{T_2^{j-1}}{q} + \frac{(1-\lambda)}{c_2^{j-1}\rho} \left( \frac{k_3^{j-1} - k_1^{j-1}}{2h} \times \frac{T_{pinta}^{j-1} - T_1^{j-1}}{2h} + k_2^{j-1} \frac{T_3^{j-1} - 2T_2^{j-1} + T_1^{j-1}}{h^2} \right) \\ \frac{T_3^{j-1}}{q} + \frac{(1-\lambda)}{c_3^{j-1}\rho} \left( \frac{k_4^{j-1} - k_2^{j-1}}{2h} \times \frac{T_4^{j-1} - T_2^{j-1}}{2h} + k_3^{j-1} \frac{T_4^{j-1} - 2T_3^{j-1} + T_2^{j-1}}{h^2} \right) \\ \vdots \\ \frac{T_{M-1}^{j-1}}{q} + \frac{(1-\lambda)}{c_{M-1}^{j-1}\rho} \left( \frac{k_M^{j-1} - k_{M-2}^{j-1}}{2h} \times \frac{T_M^{j-1} - T_{M-2}^{j-1}}{2h} + k_{M-1}^{j-1} \frac{T_{M-2}^{j-1} - 2T_{M-1}^{j-1} + T_M^{j-1}}{h^2} \right) \\ \frac{Q_{vaiippaP}}{-k_M^{j-1}} \end{bmatrix}_{1 \times M} \quad (46)$$

Matriisin  $\mathbf{E}$  ja vektorin  $\mathbf{F}^{j-1}$  ensimmäinen ja viimeinen rivi poikkeavat muista reunaehtoista huomioonottamisen takia. Nyt aika-askelen  $j$  lämpötilavektori on

$$\mathbf{T}^j = \text{inv}(\mathbf{E}) \times \mathbf{F}^{j-1}. \quad (47)$$

Jokaisen aika-askelen jälkeen on hilapisteiden lämpötilaa lisätty Yhtälön (14) mukaisesti hilapisteen kattaman solun radioaktiivisten aineiden aiheuttaman radiogeenisen lämmöntuoton huomioonottamiseksi.

Mallissa litosfääri on mallinnettu 205 km syvyydeltä lisättynä ylityöntölaatan (20 km) paksuudella. 225 km paksuinen kerros on jaettu kilometrin hilaväleihin. Aika-askel  $q$  on määritetty optimaaliseksi jokaisen mallin laskennan alussa siten, että  $r = \frac{aq}{h^2} = \overline{20}$  ja  $\lambda = \frac{r-1/6}{2r}$ , jolloin Crank-Nicolsonin menetelmälle saadaan maksimitarkkuus (Dehghan 2003; Young ja Mohlenkamp 2009). Koska  $a = q/\rho c$  ei mallissa ole vakio, on aika-askel laskettu mallin lämmönjohtavuuksien ja lämpökapasiteettien lähtöarvojen perusteella. Toteutuneet aika-askleet ovat luokkaa 3–5 ka.

Erosion vaikutus on huomioitu asettamalla pinnan vakiolämpötila ulottumaan mallin yläosan hilapisteissä aina eroosiotason mukaiselle syvyydelle asti ja huomioidamalla tämä matriisia  $\mathbf{E}$  ja vektoria  $\mathbf{F}^{j-1}$  muodostettaessa.

Mallin lähtöarvojen ja reunaehtoista lukemiseen sekä mallin laskemiseen on käytetty MATLAB-ohjelmistolle (versio R2009b, The Mathworks Inc.) kirjoitettua komentosarjaa (Liite B).

## 6 TULOKSET JA NIIDEN TARKASTELU

Mallin tulos (Kuvat 12 ja 13) on ylityöntötilanteelle tyypillinen ja kuvaa tilannetta, jossa ylityöntölaatan aiheuttama paineen ja lämpötilan kasvu ovat nopeita,

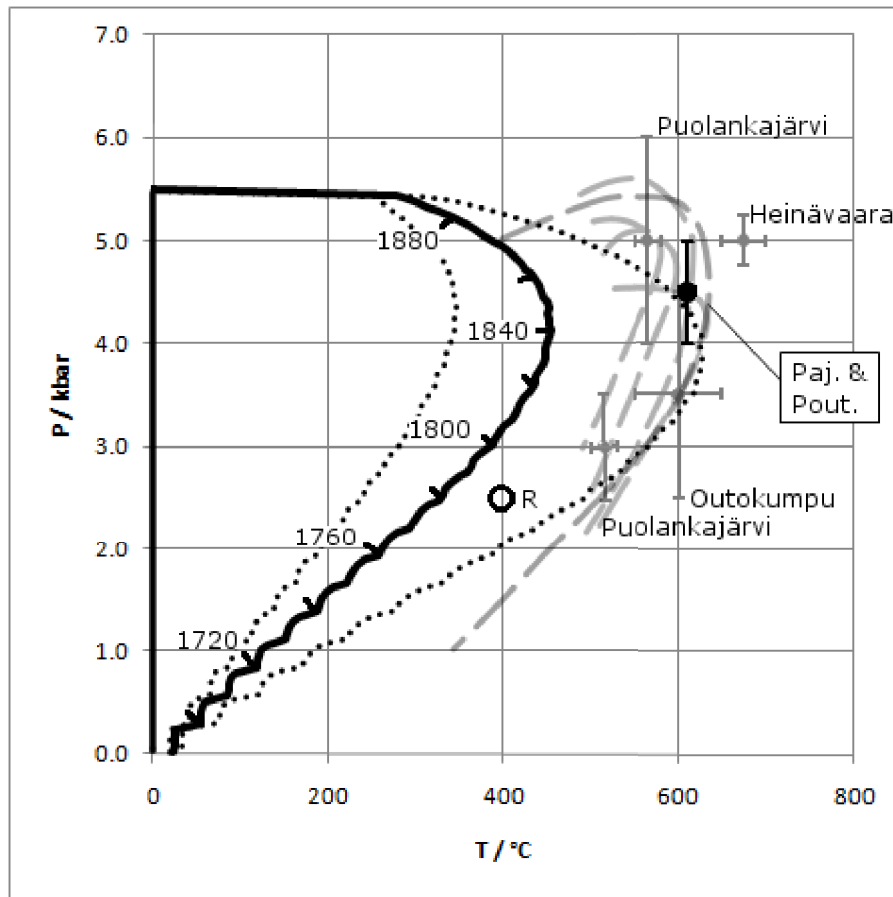


mutta lämpötilan lasku hidas. Lämpötilan laskemisen nopeuteen vaikuttaa merkittävästi nopeus, jolla eroosio vie materiaalin mukana lämpöä pois alueelta sekä tuo alas painuneen litosfäärin takaisin lähemmäksi kylmää maanpintaa. Kuvasta 15 huomataan, että ylityöntölaatan ja alla olevan kuoren lämpötila tasoittuu nopeasti näiden rajapinnassa noin 10 Ma aikana, minkä jälkeen rajapinnan lämpötila pysyy lähes vakiona ajanjakson 1880–1820 Ma sitten. Huippulämpötilan saavuttaminen kestää sitä kauemmin, mitä syvempää litosfäärin osaa tarkastellaan.

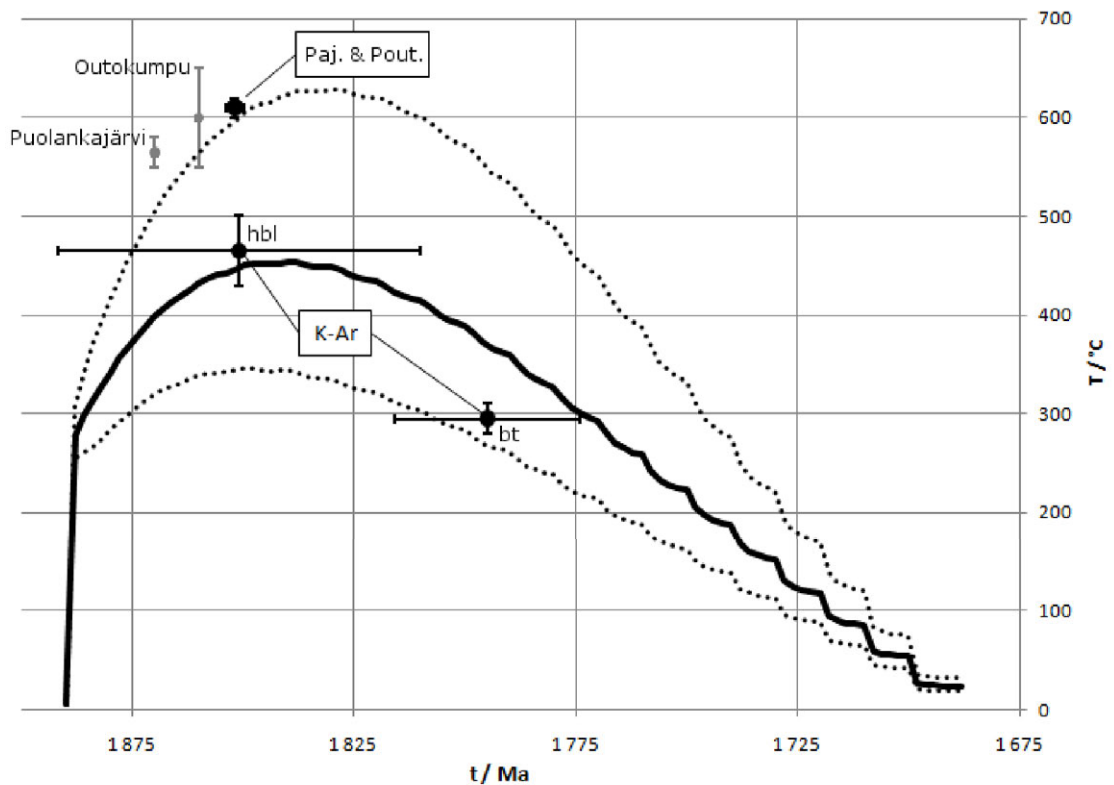
Mallin lämpötilakehitys on yhteensopiva Kontisen et al. (1992) saamien K-Ar - ikämääritysten kanssa (Kuva 13). K-Ar ikämääritysten suuret virherajat sarvivälkkeestä sopivat mallissa esiintyvään huippumetamorfoosin pitkäkestoisuuteen ja tilanteeseen, jossa lämpötila niukasti saavuttaa sarvivälkkeen K-Ar-lukkiutumislämpötilan, ja jossa K-Ar systeemi ei ole täysin resetoitunut kaikissa näytteissä. Sen sijaan arkeisten Nurmes-Sotkamon alueen tonaliittigneissien huippumetamorfoosi ("Paj. & Pout." Kuvissa 13, 12) on Pajusen ja Poutiaisen (1999) mukaan tapahtunut  $1852 \pm 2$  Ma sitten (U-Pb, ksenotiimistä) noin  $600^{\circ}\text{C}$  lämpötilassa 4–5 kbar paineessa (termobarometria mineraaliseurueesta Crd-Ath-Chl-Qtz-Ky/Sil ja fluidisulkeumadatasta). Tähän mallin lämpötilakehitys yltää vain kuumimman vaihtoehdon (lämmönjohtavuus -25 %, lämmöntuotto +10 %) arviossa. Näissä gneisseissä on kuitenkin havaittavissa metasomatismien vaikutusta. Lisäksi Nurmes-Sotkamoalueen K-Ar iät ovat joko anomalisia (sarvivälkeikä selvästi biotiitti-ikää nuorempi) tai biotiitti- ja sarvivälkeiät ovat likimain samat. Nurmes-Sotkamon alueella on saattanut vaikuttaa metamorfoosihistoriaan muutkin prosessit kuin ainoastaan konduktiivinen lämmönsiirto. Jos lämpötilan kasvu ja lasku ovat olleet nopeita tapahtumia siten, ettei systeemi ole ehtinyt tasapainottua voisi myös U-Pb-ajoitus tai termobarometriatulokset antaa virheellisiä tuloksia. Tällainen tapahtuma saattaisi olla esimerkiksi kuumapohjaisen ylityöntölaatan työntymisen kratonille (lämpötilan nousu advektoituvan lämmön myötä), mikä nostaisi lämpötilagradienttia jyrkästi ja käynnistäisi fluidiadvektion (lämpötilan lasku).

Ilomantsin Rämepuron arkeisen kultaminalisaatio sisältää oletettavasti paleoproterotsooisen päällemerkinnän aikaisia fluidisulkeumia, joiden sulkeutumislämpötilaksi Poutiainen ja Partamies (2003) ovat arvioineet noin  $400^{\circ}\text{C}$  2,5 kbar paineessa. Arvot sopivat hyvin mallin antamaan paine-lämpötilakehitykseen.

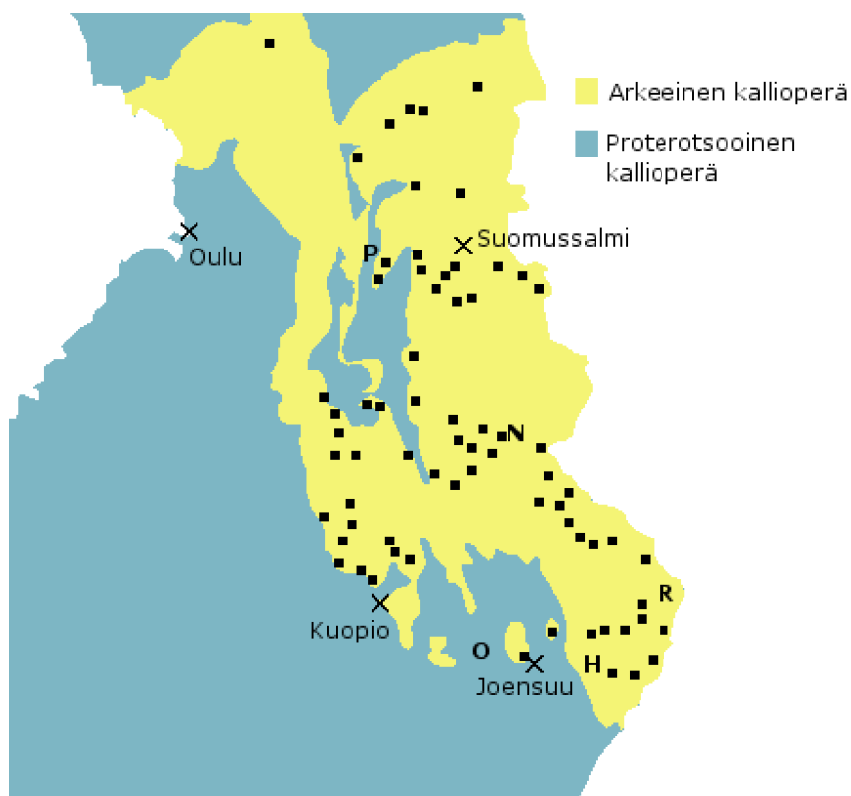
Kainuun ja Pohjois-Karjalan liuskealueilta saadut pT-arviot (Kuva 12) ovat lämpötilaltaan korkeampia kuin mallin maksimilämpötilat. Liuskealueiden metamorfoosihistoria on monivaiheinen, eikä se edusta samaa päällemerkintätapahtumaa kuin K-Ar-ikämääritysten kuvastamat metamorfoosit. Korkeampi metamorfoosias- te selittyy sijainnilla lähempänä orogeenian keskiosaa (Kuva 14), jolloin mahdol-



**Kuva 12:** Mallin antama pT-käyrä (musta viiva) alkuperäisen eroosiotason kiville. Aika (Ma sitten) merkitty pT-käyrän viereen. Alussa paine on äkillisesti noussut ylityöntölaatan työnnyttyä arkeiselle kuorelle, minkä jälkeen lämpötila kasvaa voimakkaasti, kunnes se alkaa jälleen laskea eroosion vaikutuksesta. Pisteiviivalla näytetään maksimi- ja minimiarviot (kts. teksti). Pisteillä ja alkuperäisen julkaisun antamilla virhearvioilla on merkitty Kainuun ja Pohjois-Karjalan liuskealueilta saatuja pT-arvioita (harmaat: Koistinen (1981), Outokumpu; Campbell et al. (1979), Heinävaara; ja Tuisku (1991), Puolankajärvi) sekä arkeisista Nurmes-Sotkamon alueen gneisseistä saatu huippumetamorfoosin pT-arvio ("Paj. & Pout.", Pajunen ja Poutiainen 1999). Harmaat pitkät katkoviivat: Pajunen ja Poutiainen (1999) esittämiä pT-polkuja arkeisille gneisseille Nurmes-Sotkamo-alueella. Ympyrällä (R) on merkitty mahdollinen päällemerkinnän paine ja lämpötila Rämepuron kultaminalisaatiossa (Poutiainen ja Partamies 2003). Käyrän loppupuolella esiintyvä aaltomaisuus ei kuvaa todellista ilmiötä, vaan johtuu eroosion toteutustavasta mallin laskennassa, missä materiaalia ylityöntölaatan pinnalta on poistettu kerroksittain paikkahilan kokoisin välein (1 km).



**Kuva 13:** Mallin antama  $tT$ -käyrä (musta viiva) alkuperäisen eroosiotason kiville. Lämpötilan nopea kasvu ja eroosion vaikutuksesta alkava hidas lasku ovat ylityöntötilanteelle tyypilliset. Pisteiviivalla näytetään maksimi- ja minimiarviot (kts. teksti). Pisteillä ja alkuperäisen julkaisun antamilla virhearvioilla on merkitty Kainuun ja Pohjois-Karjalan liuskealueilta saatuja  $tT$ -arvioita (harmaat: Koistinen (1981), Outokumpu, ja Tuisku (1991), Puolankajärvi), arkeiselta Nurmes-Sotkamon alueelta saatu huippumetamorfoosin  $tT$ -arvioita ("Paj. & Pout.", Pajunen ja Poutiainen 1999) sekä K-Ar-ikämäärytyksin saadut lämpötila-arviot ("K-Ar", Kontinen et al. 1992) sarvivälkkeestä ja biotiitista. Käyrän loppupuolen aaltomaisuus ei kuvaa todellista ilmiötä (katso Kuvan 12 selite).



**Kuva 14:** Vertailuaineistona käytettyjen pTt-arvioiden maantieteelliset sijainnit. Mustat laatikot: K-Ar-ikämäärytyksiä (Kontinen et al. 1992). pTt-määrytyksiä: H, Heinävaara, liuskealue (Campbell et al. 1979); P, Puolankajärvi, liuskealue (Tuisku 1991); O, Outokumpu, liuskealue (Koistinen 1981); N, Nurmes-Sotkamo, arkeinen gneissi (Pajunen ja Poutiainen 1999); R, Rämepuro, (Poutiainen ja Partamies 2003).

lisesti syntyneet sulat ovat voineet nostaa maksimilämpötiloja. Myös mekaaninen lämmöntuotto deformaatioissa on saattanut olla täällä paikallisesti merkittävää. Kuitenkin myös liuskealueiden pT-arviot sopivat pT-käyrän yleiseen muotoon ja metamorfoosikehitykseen korkeammista lämpötiloista huolimatta.

Metamorfoituneiden kivien termobarometriatulokset antavat arvokkaan keinon verrata mallin tuloksia havaittuihin paine-lämpötilakehityksiin. On kuitenkin huomattava, että termobarometrian tarkkuus on usein parhaimmillaankin (käyttämällä useita mineraalitasapainojen mittausta samoihin kiviin) luokkaa  $\pm 50^{\circ}\text{C}$ ,  $\pm 1$  kbar (Essene 1989).

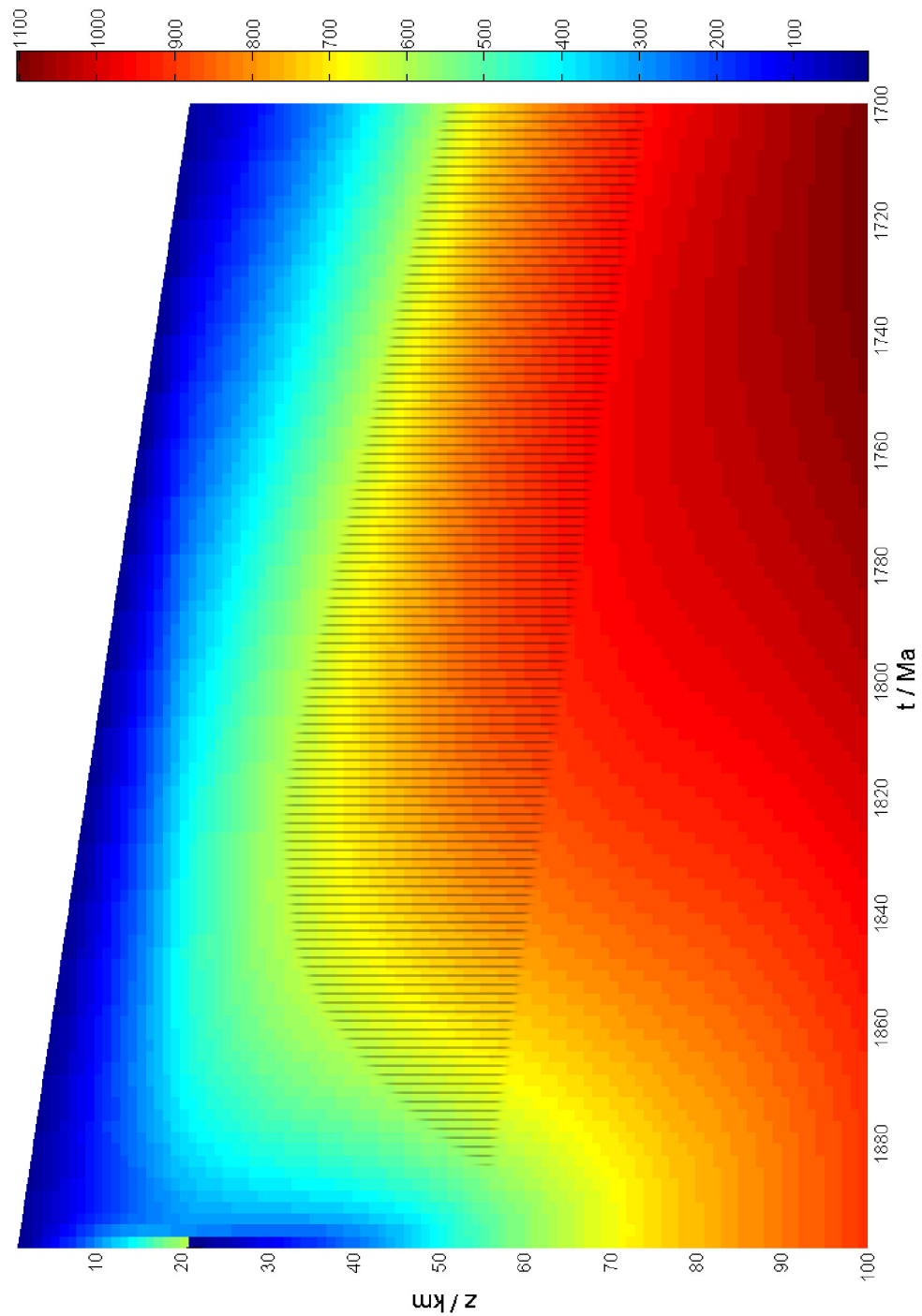
Erosion määrän jakautumisella mallinnettavalle ajanjaksolle on huomattavaa merkitystä lämpötilakehitykselle. Mikäli eroosio olisi vähäistä heti orogeenian huippuvaiheen jälkeen mutta nopeutuisi merkittävästi esimerkiksi noin 1,78 Ga sitten (orogeenian laaja-alainen romahdus, Korja et al. 2006), saavutettaisiin nopeammin ja suuremmat huippulämpötilat, mutta toisaalta jäähtymisvaihe olisi myös nopeampi (tT-käyrän, Kuva 13, huippu siirtyy ylävasemmalle ja käyrän lop-

puosa laskee nopeammin). Tällöin mallin tT-käyrä sopisi myös paremmin K-Ar-ikämäärittäisiin.

Osa keski- ja alakuoren pT-olosuhteista (Kuva 15) ylittää reaktorajan albiitti + kalimaasälpä + kvartsi + H<sub>2</sub>O = sula. Näissä kuoren osissa on mallin mukaan intermediäärisiä kiviä siten, että syvyydellä 33-43 km (mallin alussa) graniittis-granodioriittiset syväkivet (kalimaasälpää >10 %) ja tonaliittiset gneissit (kalimaasälpää <10 %) muodostavat melkein 70 % kuoren kivistä, ja syvyydellä 44-55 km tonaliittiset gneissit noin neljänneksen kuoren kivistä. Alempana kuoressa (> 56 km) kivilajit ovat mafisempia ja kalimaasälvän määrä vähäinen. Tämän perusteella on mahdollista, että ylemmässä keskikuoressa (kalimaasälpää >7 %) osittaista sulamista olisi tapahtunut jossain määrin ja alemmessa keskikuoressa (kalimaasälpää noin 2 % tai alle) vähäisessä määrin. Sulamisreaktio vaatii kuitenkin vesikylläiset olosuhteet, joita ei keskikuoressa välttämättä ole. Mahdollinen vesipitoisten silikaattien dehydraatiosulamien vaatii 760 – 800°C lämpötilan ja kuluttaa lämpöä (Breton ja Thompson 1988), minkä lisäksi itse sulamislämmön tarve alentaa myös lämpötilaa. Niinpä alemmässä keskikuoressa sulan syntyminen, erottuminen ja liikkellelähtö on hyvin epätodennäköistä, mutta ylemmässä keskikuoressa jossain määrin mahdollista, sillä peliittisten lähteiden sulat alkavat erottua ja lähteä liikkeelle noin 10-20 % sulamäärän synnyttyä (Best 2003). Mikäli sulan syntymistä ja liikkellelähtöä on tapahtunut merkittävässä määrin, ei mallin oletus puhtaasti konduktiivisesta lämmön siirtymisestä pidä paikkaansa, vaan lämpöä on siirtynyt myös advektoitumalla. Käytännössä tämä tarkoittaisi lämmön nopeampaa siirtymistä alhaalta ylöspäin, eli nopeampaa kuoren lämpötilan tasoittumista sekä mahdollisesti suurempia maksimilämpötiloja yläkuoressa.

## 7 JOHTOPÄÄTÖKSET

Tässä työssä muodostettu numeerinen malli svekofennialaisen orogeenian ylityönöstä arkeiselle kratonille kykenee selittämään kratonin pohjan kivistä tehtyjen K-Ar-ikämäärittäysten antamat aika-lämpötila-arviot ylityöntölaatan kuorta 20 km paksuntavalla sekä mukanaantuomien radiogeenisten lämpölähteiden lämmittäväällä vaikutuksella. Litosfäärin muunlainen terminen aktivoituminen (esimerkiksi kuoren altakasvu) ei ole välttämätöntä. Malli pohjautuu oletukseen puhtaasti konduktiivisesta lämmönsiirrosta litosfäärissä, eikä ole kelvollinen esittämään litosfäärin lämpötilakehitystä, jos merkittävää sulanmuodostusta ja advektiollämmönsiirtoa on tapahtunut. Kuitenkaan mallin antamien tulosten mukaan lämpötilat litosfäärissä eivät ole saavuttaneet niin korkeita arvoja, että sulamista laajassa mittakaavassa olisi tapahtunut. Tulosten mukaan nykyisen eroosiotason kokema



**Kuva 15:** Kuoren ja vaipan yläosan kehitys ylityönön (1890 Ma sitten) jälkeen. Vasemmassa reunassa näkyy ennen ylityöntöä mallin alussa vallinnut lämpötilaprofilii. Pystyraidoituksella on merkitty paine-lämpötila-alue, jossa reaktion albiitti + kalimaasälpä + kvartsi +  $\text{H}_2\text{O}$  = sula (Spear 1993) pT-olosuhteet periaatteessa sallivat sulan syntymisen (katso teksti).

pT-historia on ylityöntötilanteelle tyypillinen ja osoittaa maksimi-pT-olosuhteiksi noin 4 kbar ja 450°C. Tulokset ovat yhteensopivia K-Ar-ikämääritysten kanssa, mutta kratonilla sijaitsevien liuskealueiden pT-arviot osoittavat suurempaa maksimilämpötilaa. Mallin olennaisimpia virhelähteitä ovat litosfäärin lämmönjohtavuuden, lämpöä tuottavien alkuaineiden pitoisuuksien sekä ylityöntölaatan eroosionopeuden arviointi. Mallin tulokset antavat syyn olettaa, että parempi sopivuus eroosiotason havaittuun pT-historiaan saadaan, mikäli a) eroosion alkamisessa orogenian huippuvaiheen jälkeen oletetaan noin 20 Ma viive tai orogenian alkua aikaistetaan noin 10 Ma, minkä jälkeen eroosionopeus on ollut hieman mallissa käytettyä 100 m/Ma suurempi; ja b) litosfäärin lämmönjohtavuus oletetaan hieman pienemmäksi tai lämpöä tuottavien alkuaineiden määrä hieman suuremmaksi (5-10 %) kuin nykyisessä mallissa.

## 8 KIITOKSET

Työn ohjaajana on toiminut Ilmo Kukkonen (Geologian tutkimuskeskus), jota haluan kiittää mielenkiintoisesta aiheesta sekä hyödyllisistä kommentteista ja opastuksesta. Kommentteja sekä lähdemateriaalia ovat tarjonneet myös prof. Tapani Rämö (Helsingin yliopisto) sekä Matti Poutiainen (HY). Fyysiset puitteet – kirjoituspöydän, kahvihuoneen sekä kirjaston – työn kirjoittamiseen on tarjonnut Seismologian instituutti (HY).

## VIITTEET

- Abbott, D. H., Hoffman, S. E., 1984. Archaean plate tectonics revisited 1. Heat flow, spreading rate, and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on the origin and evolution of continents. *Tectonics* 3, 429–448.
- Anderson, D. L., 1995. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere. *Reviews of Geophysics* 33 (1), 125–149.
- Arshavskaya, N. I., Galdin, N. E., Karus, E. W., Kuznetsov, O. L., Lubimova, E. A., Milanovsky, S. Y., Nartikoev, V. D., Semashko, S. A., Smirnova, E. V., 1987. The Superdeep Well of the Kola Peninsula. Springer-Verlag, *Luku Geothermic investigations*, s. 387–393.
- Artemieva, I. M., Mooney, W. D., 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *Journal of Geophysical Research* 106, 16387–16414.
- Atkins, P., de Paula, J., 2006. *Physical Chemistry*, 8. Edition. Oxford University Press, Oxford.
- Beardsmore, G., Cull, J., 2001. *Crustal heat flow*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Best, M. G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Publishing, Malden.
- Birch, F., December 1948. The effects of pleistocene climatic variations upon geothermal gradients. *American Journal of Science*, 729–760.
- Bodri, L., 1994. Hydrological disturbances of the conductive heat flow in stable continental crust. *Tectonophysics* 234, 291–304.
- Breton, N. L., Thompson, A. B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib Mineral Petrol* 99, 226–237.
- Burg, J.-P., Gerya, T. V., 2005. The role of viscous heating in barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 75–95.
- Campbell, D. S., Treloar, P. J., Bowes, D. R., 1979. Metamorphic history of staurolite-bearing schist from the Svecokareliides, near Heinävaara, eastern Finland. *Journal of the Geological Society of Sweden* 101, 105–118.
- Carslaw, H. S., Jaeger, J. C., 1959. *Conduction of heat in solids*, 2. Edition. Oxford University Press, Oxford.
- Čermák, H.-G., Rybach, L., 1982. Thermal properties. *Teoksessa: Angenheister, G. (Toim.), Physical properties of rocks*. Springer-Verlag, Berlin, s. 305–371.



- Clark, S. J., 1957. Radiative transfer in the Earth's mantle. *Transactions of the American Geophysical Union* 38, 931–938.
- Connolly, J. A. D., Thompson, A. B., 1989. Fluid and enthalpy production during regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102, 347–366.
- Dehghan, M., 2003. Numerical solution of one-dimensional parabolic inverse problem. *Applied Mathematics and Computation* 136, 333–344.
- England, P. C., Thompson, A. B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology* 25, 894–928.
- Essene, E. J., 1989. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. Teoksessa: Daly, J. S., Cliff, R. A., Yardley, B. W. D. (Toim.), *Evolution of Metamorphic Belts*. Vol. 43 sarjassa Geological Society Special Publication. s. 1–44.
- Faure, G., Mensing, T. M., 2005. *Isotopes: Principles and applications*. John Wiley and Sons, Hoboken, New Jersey.
- Fourier, J., 1816. *Theorie de la chaleur*. *Annales de Chimie et de Physique* 3, 350–376.
- Gibert, B., Schilling, F. R., Gratz, K., Tommasi, A., 2005. Thermal diffusivity of olivine single crystals and a dunite at high temperature: Evidence for heat transfer by radiation in the upper mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 151, 129–141.
- Gruau, G., Tourpin, S., Fourcade, S., Blais, S., 1992. Loss of isotopic (Nd, o) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites: new evidence from eastern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 66–82.
- Haataja, J., Käpyaho, J., Rahola, J., 1993. *Numeeriset menetelmät*. CSC-Tieteellinen laskenta Oy, Espoo.
- Haenel, R., Zoth, G., 1973. *Zeitschrift für Geophysik* 39, 425.
- Hanski, E., Huhma, H., 2005. *Precambrian Geology of Finland*. Elsevier B.V., Luku 4 Central Lapland greenstone belt, s. 195–236.
- Harrison, T. M., 1981. Diffusion of Ar-40 in hornblende. *Contrib Mineral Petrol* 78, 324–331.
- Harrison, T. M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of Ar-40 in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 2461–2469.
- Hölttä, P., Huhma, H., Mänttari, I., Peltonen, P., Juhanoja, J., 2000. Petrology and geochemistry of mafic granulite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, eastern Finland. *Lithos* 51, 109–133.

- Hofmeister, A., Branlund, J., Pertermann, M., 2007. Mineral Physics. Vol. 2 sarjassa *Treatises on Geophysics*. Elsevier B.V., Luku Properties of Rocks and Minerals — Thermal Conductivity of the Earth, s. 543–577.
- Hofmeister, A. M., 2005. Dependence of diffusive radiative transfer on grain-size, temperature, and Fe-content: Implications for mantle processes. *Journal of Geodynamics* 40, 51–72.
- Hofmeister, A. M., 2007. Pressure dependence of thermal transport properties. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 22, 9192–9197.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309–343.
- Huhma, H., 1987. Provenance of early proterozoic and archaean metasediments in Finland: a Sm–Nd isotopic study. *Precambrian Research* 35, 127–143.
- Jamieson, R. A., 1991. P-T-t paths of collisional orogens. *Geologische Rundschau* 80, 321–332.
- Jaupart, C., Mareschal, J.-C., 2007. Heat flow and thermal structure of the lithosphere. *Teoksessa: Watts, A. B. (Toim.), Treatise on Geophysics. Vol. 6. Elsevier B.V., s. 217–251.*
- Jochum, K. P., Hofmann, A. W., Ito, E., Seufert, H. M., White, W. M., 1983. K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature* 306, 431–436.
- Kelemen, P. B., Rilling, J. L., Parmentier, E., Mehl, L., Hacker, B. R., 2003. Thermal structure due to solid-state flow in the mantle wedge beneath arcs. *Geophysical Monograph* 138, 293–311.
- Koistinen, T. J., 1981. Structural evolution of an early proterozoic stratabound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth sciences* 72, 115–158.
- Kontinen, A., 1987. An early proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian Research* 35, 313–341.
- Kontinen, A., Paavola, J., Lukkarinen, H., 1992. K-Ar ages of hornblende and biotite from late archaean rocks of Eastern Finland – Interpretation and discussion of tectonic implications. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 365, 31.
- Kontinen, A., Sorjonen-Ward, P., 1991. Geochemistry of metagraywackes and metapelites from the palaeoproterozoic Nuasjärvi group, Kainuu schist belt and the Savo province, North Karelia: implications for provenance, lithostratigraphic correlation and depositional setting. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 12, 21–22.
- Korja, A., Heikkinen, P., 2005. The accretionary Svecofennian orogen—insight from the BABEL profiles. *Precambrian Research* 136, 241–268.

- Korja, A., Kosunen, P., Heikkinen, P., 2009. A case study of lateral spreading: the precambrian Svecofennian orogen. *Teoksessa: Ring, U., Wernicke, B. (Toim.), Extending a Continent: Architecture, Rheology and Heat Budget. Vol. 321 sarjassa Special Publications. Geological Society, s. 225–251.*
- Korja, A., Lahtinen, R., Nironen, M., 2006. The svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *Teoksessa: Gee, D. G., Stephenson, R. A. (Toim.), European Lithosphere Dynamics. Vol. 32 sarjassa Memoirs. Geological Society, s. 561–578.*
- Korsman, K., Glebovitsky, V. (Toim.), 1999. Raahe-Ladoga Zone structure–lithology, metamorphism and metallogeny: a Finnish-Russian cooperation project 1996-1999. Map 2: Metamorphism of the Raahe-Ladoga Zone. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo, P., Group, G. S. W., 1999. The GGT/SVEKA transect: Structure and evolution of the continental crust in the paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. *International Geology Review* 41, 287–333.
- Kukkonen, I., 1988. Terrestrial heat flow and groundwater circulation in the bedrock in the central Baltic shield. *Tectonophysics* 156, 59–74.
- Kukkonen, I., 1993. Heat flow map of northern and central parts of the Fennoscandian shield based on geochemical surveys of heat producing elements. *Tectonophysics* 225, 3–13.
- Kukkonen, I., 1995. Thermal aspects of groundwater circulation in bedrock and its effect on crustal geothermal modelling in Finland, the central Fennoscandian shield. *Tectonophysics* 244, 119–136.
- Kukkonen, I., Lauri, L., 2009. Modelling the thermal evolution of a collisional Precambrian orogen: High heat production migmatitic granites of southern Finland. *Precambrian Research* 168, 233–246.
- Kukkonen, I., Peltoniemi, S., 1998. Relationships between thermal and other petrophysical properties of rocks in Finland. *Phys. Chem. Earth* 23, 341–349.
- Kukkonen, I. T., 1989. Terrestrial heat flow and radiogenic heat production in Finland, the central Baltic shield. *Tectonophysics* 164, 219–230.
- Kukkonen, I. T., 1998. Temperature and heat flow density in a thick cratonic lithosphere: The Sveka transect, central Fennoscandian shield. *Journal of Geodynamics* 26, 111–136.
- Kukkonen, I. T., Gosnold, W. D., Safanda, J., 1998. Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic shield: a possible paleoclimatic signature. *Tectonophysics* 291, 235–249.
- Kukkonen, I. T., Joeleht, A., 2003. Weichselian temperatures from geothermal heat flow data. *Journal of Geophysical Research* 108, 2163–2174.

- Kukkonen, I. T., Kinnunen, K. A., Peltonen, P., 2003. Mantle xenoliths and thick lithosphere in the Fennoscandian Shield. *Physics and Chemistry of the Earth* 28, 349–360.
- Kukkonen, I. T., Lahtinen, R., 2001. Variation of radiogenic heat production rate in 2.8–1.8 Ga old rocks in the central Fennoscandian shield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126, 279–294.
- Kukkonen, I. T., Peltonen, P., 1999. Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian shield: implications for lithosphere-asthenosphere relations. *Tectonophysics* 304, 301–315.
- Kuusisto, M., 2007. Suomen maankuoren kivilajikoostumuksen tulkinta seismisistä aineistoista. *Lisensiaattityö*, University of Helsinki.
- Laajoki, K., 2005. *Precambrian Geology of Finland*. Elsevier B.V., Luku 7 Karelian supracrustal rocks, s. 237–277.
- Lachenbruch, A. H., 1970. Crustal temperature and heat production: Implication of the linear heat flow relation. *Journal of Geophysical Research* 75, 3291–3300.
- Lachenbruch, A. H., 1980. Frictional heating, fluid pressure, and the resistance to fault motion. *Journal of Geophysical Research* 85, 6097–6112.
- Lahtinen, R., Korja, A., Nironen, M., 2005. *Precambrian Geology of Finland*. Elsevier B.V., Amsterdam, Luku 11 Paleoproterozoic tectonic evolution, s. 481–532.
- Lehtonen, M., O'Brien, H., 2009. Mantle transect of the Karelian craton from margin to core based on P-T data from garnet and clinopyroxene xenocrysts in kimberlites. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 81, 79–102.
- Lu, R., Hofmeister, A. M., Wang, Y., 1994. Thermodynamic properties of ferromagnesium silicate perovskites from vibrational spectroscopy. *Journal of Geophysical Research* 99, 11795–11804.
- Lyubetskaya, T., Ague, J. J., 2009. Effect of metamorphic reactions on thermal evolution in collisional orogens. *Journal of metamorphic geology* 27, 579–600.
- Manning, C. E., Ingebritsen, S. E., 1999. Permeability of the continental crust: Implications of geothermal data and metamorphic systems. *Reviews of Geophysics* 37, 127–150.
- Matsui, M., 1989. Molecular dynamics study of the structural and thermodynamic properties of MgO crystal with quantum correction. *J. Chem. Phys.* 1, 489–494.
- Melezhik, V. A., Fallick, A. E., Medvedev, P. V., Makarikhin, V. V., 2000. Palaeoproterozoic magnesite-stromatolite-dolostone-'red bed' association, Russian Karelia: palaeoenvironmental constraints on the 2.0 Ga-positive carbon isotope shift. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 80, 163–186.
- Nabelek, P. I., Liu, M., 1999. Leucogranites in the Black Hills of South Dakota: The consequence of shear heating during continental collision. *Geology* 27, 523–526.

- Niemi, A., 1994. Modeling flow in fractured medium, uncertainty analysis with stochastic continuum approach. Num. 184 teoksessa Technical Research Centre of Finland, VTT Publications.
- Nimis, P., Taylor, W., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 541–554.
- Nironen, M., 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Research* 86, 21–44.
- Nykänen, O., 1971. Kiihtelysvaara. Geological Map of Finland 1:100000: Pre-Quaternary Rocks, Sheet 4241. Geological Survey of Finland.
- Pajunen, M., Poutiainen, M., 1999. Palaeoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in archaean tonalitic gneisses, eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 71, 73–132.
- Park, A. F., Bowes, D. R., Halden, N. M., Koistinen, T. J., 1984. Tectonic evolution at an early proterozoic continental margin: The Svecokareliides of eastern Finland. *Journal of Geodynamics* 1, 359–386.
- Peltonen, P., 2005. Precambrian Geology of Finland. Elsevier B.V., Amsterdam, Luku 6 Ophiolites, s. 237–277.
- Pollack, H. N., Hurter, S. J., Johnson, J. R., 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Reviews of geophysics* 31, 267–280.
- Poutiainen, M., Partamies, S., 2003. Fluid evolution of the late archaean Rämepuro gold deposit in the Ilomantsi greenstone belt in eastern Finland. *Mineralium Deposita* 38, 196–207.
- Puura, V., Flodén, T., 1999. Rapakivi-granite-anorthosite magmatism – a way of thinning and stabilisation of the Svecofennian crust, Baltic Sea basin. *Tectonophysics* 305, 75–92.
- Puura, V., Vaher, R., Klein, V., Koppelmaa, H., Niin, M., Vanamb, V., Kirs, J., 1983. The crystalline basement of the Estonian territory (venäjänkielinen, englanninkielinen tiivistelmä). *Nauka*, 202–206.
- Rasilainen, K. (Toim.), 2008. Rock Geochemical Database of Finland. Geological Survey of Finland, haettu: 12/2009.  
URL <http://www.gtk.fi/publ/RGDB/>
- Rasilainen, K., Lahtinen, R., Bornhorst, T., 2007. The Rock Geochemical Database of Finland Manual. Num. 167 teoksessa Report of Investigation. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics* 342, 435–449.
- Robert, F., Chaussidon, M., 2006. A palaeotemperature curve for the precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts. *Nature* 443, 969–972.

- Roy, R. F., Blackwell, D. D., Birch, F., 1968. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow province. *Earth and Planetary Science Letters* 5, 1–12.
- Rybach, L., 1988. Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Luku Determination of heat production rate, s. 125–142.
- Schön, J., 2004. Physical properties of rocks : fundamentals and principles of petrophysics. Teoksessa: Helbig, K., Treitel, S. (Toim.), Handbook of geophysical exploration: seismic exploration. Vol. 18. Elsevier.
- Seipold, U., 1992. Depth dependence of thermal transport properties for typical crustal rocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 69, 299–303.
- Seipold, U., 1995. The variation of thermal transport properties in the Earth's crust. *Journal of Geodynamics* 20, 145–154.
- Spear, F. S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America Monograph. Mineralogical Society of America.
- Stüwe, K., 2007. Geodynamics of the Lithosphere, 2. Edition. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Tuisku, P., 1991. Contact zone interaction of metabasites with metapelites: Amphibolite facies mineral assemblages, chemical profiles and their origin, the puolankajärvi formation. *Lithos* 27, 279–300.
- Turcotte, D. L., Schubert, G., 2002. Geodynamics, 2. Edition. Cambridge University Press, Cambridge.
- Väisänen, M., Mänttari, I., Kriegsman, L. M., Hölttä, P., 2000. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the palaeoproterozoic Svecofennian orogen, SW Finland. *Lithos* 54, 63–81.
- Walther, J. V., Orville, P. M., 1982. Volatile production and transport in regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 252–257.
- Waples, D. W., Waples, J. S., 2004. A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals and subsurface fluids. Part 1: Minerals and nonporous rocks. *Natural Resources Research* 13, 97–122.
- Ward, P., 1987. Early proterozoic deposition and deformation at the Karelian craton margin in southeastern Finland. *Precambrian Research* 35, 71–93.
- White, R. S., 1988. The Earth's crust and lithosphere. *Journal of Petrology*, special issue, 1–10.
- Winter, J. D., 2001. *Igneous and Metamorphic Petrology, An Introduction to*. Prentice Hall, New Jersey.
- Young, T., Mohlenkamp, M. J., 2009. Introduction to numerical methods and Matlab programming for engineers. Athens, Ohio, saatavilla: <http://www.math.ohiou.edu/courses/math344/book.pdf>.

- Zharikova, A. V., Vitovtovab, V. M., Shmonovb, V. M., Grafchikov, A. A., 2003. Permeability of the rocks from the Kola superdeep borehole at high temperature and pressure: implication to fluid dynamics in the continental crust. *Tectonophysics* 370, 177–191.
- Zozulya, D. R., O'Brien, H., Peltonen, P., Lehtonen, M., 2009. Thermobarometry of mantle-derived garnets and pyroxenes of kola region (NW Russia): lithosphere composition, thermal regime and diamond prospectivity. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 81, 143–158.

## A MALLIN RAKENNE JA TERMISET PARAMETRIIT

Syvyys / km	Yksikkö	Kivilajikoostumus	$k_0 / \text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$	$\rho / \text{kgm}^{-3}$	$C_{p,0} / \text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$	$H / \text{Wm}^{-3}$	$T_0 / ^\circ\text{C}$
1							5
...		ylityöntölaatta	1,9			1,77	600
20		33 SED 33 VUL 33 UMF					5
21		prot. autokt. sedim.	3,5			1,82	
...							
25							56
26		yläkuori, arkeinen gneissikompleksi	3,2		800	2,09	67
...							
32				2800			151
33		keskikuori, intermediaarisia kiviä					164
...							
43			3,0				305
44						0,72	321
...							
55			2,7				499
56		alakuori, mafisia kiviä					512
...							
66			3,0				629
67						0,38	640
...							
77			3,2		700		737
78		vaippa					744
...							
225			4,5	3200		0,0030	1748

Mallin kuorirakenne ja termit parametrit:

$k_0$ : lämmönjohtavuus huoneenlämmössä

$\rho$ : tiheys (vakio)

$C_{p,0}$ : ominaislämpökapasiteetti huoneenlämmössä

$H$ : radiogeeninen lämmöntuotto

$T_0$ : lämpötila alussa

Pystyvakseli ei ole mittakaavassa.

Kivilajit:

AMP: amfiboliitti

BGN: tonalittinen gneissi

DIA: diabaasi

GGN: graniittinen gneissi

GGR: mafinen

granaattigranuliitti

GRA: graniitti-granodioriitti

HBL: hornblendiitti

PYX: pyrokseeniitti

QTZ: kvartsiitti

SED: klastisia sedimenttejä

UMF: ultramafisia kiviä

VUL: vulkaanisia kiviä ja

sedimenttejä



## B MALLIN LASKEMISEEN KÄYTETTY MATLAB-KOMENTOSARJA

### Pääohjelma, heat( lename, runtime, recpoints)

```

1 % heat (...)
2 %
3 % Ratkaisee transientin lämpöyhtälön litosfäärille
4 % käyttäen Crank–Nicolsonin menetelmää
5 %
6 % Parametrit:
7 % filename : xls-tiedosto, josta malli luetaan
8 % runtime : mallin ajoaika sekunteina
9 % recpoints : historiarekisteröitnipisteiden lukumäärä
10 %
11 % Palauttaa:
12 % erd : pystyvektori, eroosiosyvyys [runtime]/[recpoints] välein
13 % curtimeMa : kulunut aika miljoonissa vuosissa [runtime]/[recpoints]
14 % välein
15 % Thist : lämpötilat, matriisi. recpoints+2 kolumnia,
16 % ensimmäinen ja viimeinen kolumni rekisteröivät lähtö-
17 % ja lopputilanteen. väliin jäävät kolumnit rekisteröivät
18 % tilanteen [runtime]/[recpoints] välein.
19 % rivien lukumäärä mallin hilajaon mukainen.
20 % khist : lämmönjohtavuudet, matriisi. rakenne kuten Thist:llä
21 % chist : ominaislämpökapasiteetit, matriisi. rakenne kuten Thist:llä
22 %
23 % Mallitiedoston (.xls) rakenne:
24 %
25 % Rivi 1
26 % Vapaa (kolumnien otsakkeet)
27 %
28 % Rivi 2
29 % Rivit 2...N+1
30 %
31 % Kolumni...
32 % 1 N, paikkahilapisteiden lukumäärä
33 % 2 dx, matka-askeleen koko, metreissä
34 % 3 dt, aika-askeleen koko, sekunneissa
35 % jos nolla, niin lasketaan automaattisesti optimaalinen askel
36 % 4 k, rivit 2...N+1 lämmönjohtavuus huoneenlämmössä
37 % kunkin paikkahilapisteen kohdalla
38 % 5 d, rivit 2...N+1 tiheys (vakio), kg m(-3)
39 % 6 c, rivit 2...N+1 ominaislämpökapasiteetti huoneenlämmössä
40 % J kg(-1) K(-1)
41 % 7 H, rivit 2...N+1 lämmöntuotto W m(-3)
42 % 8 T, rivit 2...N+1 lähtökämpötila, Celsius-asteina
43 % 9 T_surf, pintalämpötila (vakio), Celsius-asteina
44 % 10 q_bott, pohjalämpövuoto, W m(-2), (positiivinen suunta alas)
45 % 11 initial_erd, lähtötilanteen eroosiosyvyys, metreinä
46 % 12 erostype, eroosiomallin funktion muoto
47 % 0 vakionopeus, er_a m/Ma
48 % 1 eroosionopeus(t) = er_b*t + er_a
49 % 2 eroosionopeus(t) = er_c*t^2 + er_b*t + er_a
50 % 3 eroosionopeus(t) = er_d*t^3 + er_c*t^2 + er_b*t + er_a
51 % 4 eroosionopeus(t) = er_a*(1+er_b*t)(-2)
52 % [t] = Ma
53 % [eroosionopeus] = m/Ma

```

```

54 %      13  er_a
55 %      14  er_b
56 %      15  er_c
57 %      16  er_d
58 %      17  kT, 0 = lämmönjohtavuusarvot ovat vakioita
59 %          1 = lämmönjohtavuus on lämpötilariippuvainen
60 %      18  cT, 0 = ominaislämpökapasiteetit ovat vakioita
61 %          1 = ominaislämpökapasiteetti riippuu lämpötilasta
62 %      19  tyhjä
63 %      20  kT_c, lämmönjohtavuuden lämpötilariippuvuuden laskennassa
64 %          käytettävä parametri c
65 %      21  kT_c, lämmönjohtavuuden lämpötilariippuvuuden laskennassa
66 %          käytettävä parametri d
67 %
68
69 function [erd curtimeMa Thist khist chist] = ...
70                                     heat(filename, runtime, recpoints)
71     data = xlsread(filename); % luetaan malli tiedostosta
72     % luetaan arvot datasta
73     N=data(1,1);
74     dx=data(1,2);
75     dt=data(1,3);
76     k0 = data(1:N,4);
77     d = data(1:N,5);
78     c0 = data(1:N,6);
79     H = data(1:N,7);
80     T = data(1:N,8);
81     Tbc1 = data(1,9);
82     qbc2 = data(1,10);
83     erosiondepth = data(1,11);
84     erosionformula = data(1,12);
85     eros_f_a = data(1,13); % erosion speed formula factors a, b and c
86     eros_f_b = data(1,14);
87     eros_f_c = data(1,15);
88     eros_f_d = data(1,16);
89     T_var_k = data(1,17);
90     T_var_c = data(1,18);
91     if T_var_k == 1
92         T_var_k = true;
93     else
94         T_var_k = false;
95     end
96     if T_var_c == 1
97         T_var_c = true;
98     else
99         T_var_c = false;
100    end
101    kT_par_c = data(1,20);
102    kT_par_d = data(1,21);
103
104    ka = 1000*365*24*60*60;
105    Ma = 1000*ka;
106    Ga = 1000*Ma;
107
108    time_elapsed = 0; % kulunut simuloitu aika
109    factor=10^(-12); % yhtälöryhmämatrisissa käytettävä kerroin, jolla
110                    % matriisin arvot saadaan ~samana kokoluokkaan
111

```

```

112     if dt == 0 % lasketaan aika-askel, jos sitä ei ole määrätty
113         % halutaan, että  $(k/dc)/dx^2 = \text{sqrt}(20)$ 
114         K = k0(1:N) ./ (d(1:N) .* c0(1:N));
115         disp('Determining_optimal_time_step...');
116         dt = sqrt(5)*dx^2/(10*mean(K));
117         r = mean(K)*dt/dx^2;
118         L = (r - 1/6)/(2*r); % painotuskerroin impl/ekspl
119         dt/(60*60*24*365)
120     else
121         L = 0.5; % painotuskerroin impl/ekspl -> tavallinen Crank-Nicolson
122     end
123     loops = floor(runtime/dt);
124     % alustetaan palautettavat muuttujat
125     Thist=zeros(N, recpoints+2);
126     Thist(:,1) = T;
127     khist=zeros(N, recpoints+2);
128     khist(:,1) = k0(1:N);
129     chist=zeros(N, recpoints+2);
130     chist(:,1) = c0(1:N);
131     curtimeMa = zeros(recpoints + 2,1);
132     curtimeMa(1) = 0;
133     erd = zeros(recpoints + 2, 1);
134     erd(1) = erosiondepth;
135     recinterval = floor(loops/recpoints); % kuinka monen loopin välein
136                                         % kirjataan arvot ylös
137
138     for loop = 1:loops
139         time_elapsed = time_elapsed + dt;
140         timeMa = time_elapsed / Ma;
141         erosionsspeed = 0; % m/Ma
142         switch erosionsspeedformula
143             case 0
144                 erosionsspeed = (eros_f_a);
145             case 1
146                 erosionsspeed = (eros_f_b*timeMa + eros_f_a);
147             case 2
148                 erosionsspeed = (eros_f_c*timeMa^2 + eros_f_b*timeMa + ...
149                 eros_f_a);
150             case 3
151                 erosionsspeed = (eros_f_d*timeMa^3 + eros_f_c*timeMa^2 + ...
152                 eros_f_b*timeMa + eros_f_a);
153             case 4
154                 erosionsspeed = (eros_f_a*(1+eros_f_b*timeMa)^(-2));
155         end
156         erosiondepth = erosiondepth + erosionsspeed*dt/Ma;
157         sdc = floor(erosiondepth/dx)+1; % pinnan syvyys hilapisteissä
158                                         % mitattuna
159
160         if mod(loop,1000)==0
161             sdc
162             timeMa
163             erosionsspeed
164         end
165
166         if T_var_c % jos ominaislämpökapasiteetti riippuu lämpötilasta ...
167             c = cT(c0, T);
168         else
169             c = c0; % jos ei, käytetään lähtöarvoja

```

```

170     end
171
172     T(1:N) = T(1:N) + H(1:N)*dt./(d(1:N).*c(1:N)); % lisätään kullakin
173                                           % kierroksella syntyneen lämmön
174                                           % määrä
175     A = zeros(N,N);
176     B = zeros(N,1);
177
178     if T_var_k % jos lämmönjohtavuus riippuu lämpötilasta ...
179         k = kT(k0, T, kT_par_c, kT_par_d);
180     else
181         k = k0; % jos ei, käytetään lähtöarvoja
182     end
183     K = k(1:N) ./ (d(1:N) .* c(1:N)); % K, diffusiviteetti
184
185     % muodostetaan yhtälöryhmän ratkaisuun tarvittava
186     % diagonaalimatriisi A
187     diag_a = [ -(L./(c(2:N-1).*d(2:N-1)*dx^2)).*((k(1:N-2)-k(3:N))/4 ...
188               + k(2:N-1)) ; 0 ];
189     diag_b = [ 0 ; 1/dt - (L./(c(2:N-1).*d(2:N-1)*dx^2)).*(-2*k(2:N-1)) ; 0 ];
190     diag_c = [ 0 ; -(L./(c(2:N-1).*d(2:N-1)*dx^2)) ...
191               .*((k(3:N)-k(1:N-2))/4 + k(2:N-1)) ];
192     A = A + diag(diag_a, -1) + diag(diag_b, 0) + diag(diag_c, 1);
193     A(N,N) = 1*factor;
194     A(N,N-1) = -1*factor;
195     % muodostetaan yhtälöryhmän ratkaisuun tarvittava
196     % oikean puolen vektori B
197     B(2:N-1) = T(1:N-2).*(((1-L)./(c(2:N-1).*d(2:N-1)*dx^2)) ...
198                    .*((k(1:N-2)-k(3:N))/4+k(2:N-1))) + T(2:N-1).*(((1-L)./(c(2:N-1) ...
199                    .*d(2:N-1)*dx^2)).*(-2*k(2:N-1))) + T(3:N).*(((1-L)./(c(2:N-1) ...
200                    .*d(2:N-1)*dx^2)).*((k(3:N)-k(1:N-2))/4+k(2:N-1))) + T(2:N-1)/dt;
201
202     % muokataan A ja B reunaehtoien mukaiseksi
203     for j=1:sdc
204         A(j,j) = 1*factor; % Dirichlet
205         A(j,j+1) = 0;
206         if j > 1
207             A(j,j-1) = 0;
208         end
209         B(j) = Tbc1*factor;
210     end
211
212     B(N) = -factor*qbc2*dx/k(N);
213
214     % ratkaistaan yhtälöryhmä
215     % A = TB
216     T=sparse(A)\B;
217     if sum(isnan(A)) > 0
218         return
219     end
220
221     % kirjataan historiapistet palautettaviin muuttujiin
222     if mod(loop, recinterval) == 0
223         Thist(:,floor(loop/recinterval)+1) = T;
224         khist(:,floor(loop/recinterval)+1) = k;
225         chist(:,floor(loop/recinterval)+1) = c;
226         curttimeMa(floor(loop/recinterval)+1) = timeMa;
227         erd(floor(loop/recinterval)+1) = erosiondepth;

```

```

228     end
229 end
230
231 % kirjataan lopputilanne palautettaviin muuttujiin
232 Thist(:,recpoints+2) = T;
233 khist(:,recpoints+2) = k(1:N);
234 chist(:,recpoints+2) = c(1:N);
235 curtimeMa(recpoints+2) = timeMa;
236 erd(recpoints+2) = erosiondepth;
237 end

```

### Aliohjelma kT(k0, T, c, d), lämmönjohtavuuden lämpötilariippuvuus

```

1 % palauttaa lämmönjohtavuuden k lämpötilassa T
2 % k0 : lämmönjohtavuus lämpötilassa n. 50C
3 % T  : lämpötila (C)
4 % c  : parametri 1
5 % d  : parametri 2
6 %
7 %  $k_{norm}(T) = 1/(1+cT) + dT^3$ 
8
9 function kT = kT(k0, T, c, d)
10     k_size = size(k0);
11     if k_size(1) > k_size(2) % k:n tulee olla vaakavektori
12         k0 = k0';
13     end
14
15     i = 0;
16     kT = T;
17
18     for k = k0
19         i = i + 1;
20         kT(i) = k*(1/(1+c*(T(i)-50)) + d*(T(i)-50)^3);
21     end
22 end

```

### Aliohjelma cT(c0, T), lämpökapasiteetin lämpötilariippuvuus

```

1 % palauttaa ominaislämpökapasiteetin c lämpötilassa T
2 % c0 : ominaislämpökapasiteetti huoneenlämmössä
3 % T  : lämpötila (C)
4 %
5 %  $c_{norm}(T) = 8.95*10^{(-10)}*T^3 - 2.13*10^{(-6)}*T^2 + 0.00172*T + 0.716$ 
6 % normalized to 200C
7 % (Waples & Waples 2004)
8
9     function cT = cT(c0, T)
10     Tt = 20; % mittauslämpötila
11     cpnt1 = (8.95*10(-10)*Tt3 - 2.13*10(-6)*Tt2 + 0.00172*Tt + 0.716);
12     D = 750; % silikaatin debye-lämpötila
13
14     c_size = size(c0);
15     if c_size(1) > c_size(2) % c:n tulee olla vaakavektori
16         c0 = c0';
17     end
18
19     i = 0;

```

```
20     cT = T;
21
22     for c = c0
23         i = i + 1;
24         Tt = T(i);
25         if Tt > D
26             Tt = D; % fix to debye temperature
27         end
28         cpnt2 = (8.95*10^(-10)*Tt^3 - 2.13*10^(-6)*Tt^2 + 0.00172*Tt + 0.716);
29         cT(i) = c*(cpnt2/cpnt1);
30     end
31 end
```