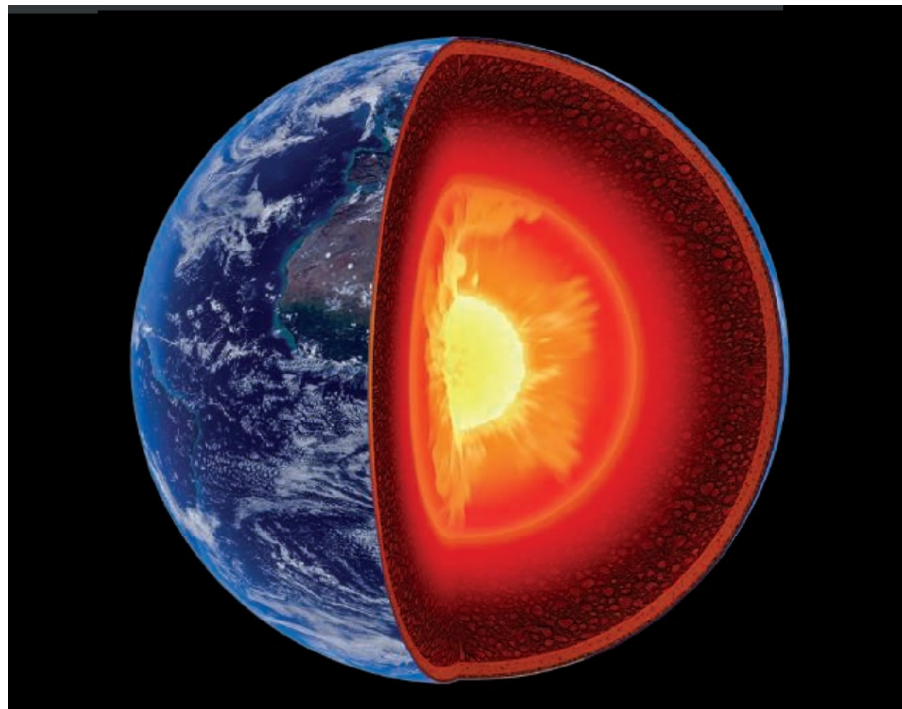


# Hur gammal är jordens inre kärna?

***Tim Bergström***

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,  
kandidatarbete, nr 656  
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen  
Lunds universitet  
2023



# Hur gammal är jordens inre kärna?

Kandidatarbete  
Tim Bergström

Geologiska institutionen  
Lunds universitet  
2023

# Innehåll

<b>1. Introduktion</b>	<b>7</b>
1.1 Syfte och frågeställningar	7
<b>2. Bakgrund</b>	<b>7</b>
2.1 Jordens kärna	7
2.1.1 Kärnans egenskaper	7
2.1.1.1 Sammansättning	7
2.1.1.2 Densitet	8
2.1.1.3 Temperatur	8
2.1.1.4 Tryck och kristallstruktur	8
2.1.1.5 Konduktivitet	9
2.1.2 Den inre kärnan	9
2.2 Kärnans termala evolution och inre kärnans ålder	9
2.3 Betydelse för magnetfältet	10
2.3.1 Geodynamon	10
2.4 "New core paradox"	12
2.5 "Thermal catastrophe"	12
<b>3. Metod</b>	<b>12</b>
3.1 Datainsamling	12
3.2 Databearbetning	12
<b>4. Resultat</b>	<b>12</b>
4.1 Metoder för att datera inre kärnan	12
4.1.1 Termodynamisk modellering	12
4.1.2 Paleomagnetisk analys	13
4.2 Termodynamiska parametrar	13
4.2.1 Densitetsskillnader	13
4.2.2 Temperatur	14
4.2.3 Konduktivitet	14
4.2.4 Kärnans radioaktivitet	15
4.2.5 Kärnans energibudget	15
4.3 Paradoxer i samband med kärnans bildning och utveckling	16
4.3.1 "New core paradox"	16
4.3.2 "Thermal catastrophe"	16
4.3.3 "Inner core paradox"	16
4.4 Paleomagnetiska data	16
<b>5. Diskussion</b>	<b>18</b>
5.1 Den inre kärnans ålder	18
5.1.1 Innebörden av termisk konduktivitet	18
5.1.1.1 Lättare ämnens inverkan	18
5.1.2 Innebörden av "New core paradox"	19
5.1.3 Paleomagnetiska data	19
5.2 Betydelse för magnetfältets framtid	19
5.3 Inverkan på livets utveckling	20
<b>6. Slutsatser</b>	<b>20</b>
<b>7. Tackord</b>	<b>21</b>
<b>8. Referenser</b>	<b>21</b>

# Hur gammal är jordens inre kärna?

Tim Bergström

Bergström, T., 2023: Hur gammal är jordens inre kärna? *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 656, 25 sid. 15 hp.

**Sammanfattning:** Åldern för jordens inre kärna är en gåta som har förbryllat forskare i många decennier. Allt från en ålder lika hög som jordens magnetfält (mellan 3,5 och 4,2 Ga) i den ena änden, ner till 0,5 Ga i den andra änden. Eftersom den inre kärnan existerar på en fullkomligt oåtkomlig plats i jordens innersta centrum, medför detta självklara svårigheter när det kommer till direkta observationer (med seismiska vågor har forskare däremot kunnat observera var den inre kärnans gräns är). Det finns inte heller något fast prov för närmare studier. På grund av detta måste forskarna ta till sig indirekta metoder för inre kärnans datering som termodynamisk modellering och paleomagnetisk analys. Det förstnämnda baseras på en del antaganden om bland annat de tryck- och temperaturförhållanden som bör råda i jordens inre. Genom termodynamisk modellering är det främst kärnans värmeledande förmåga som är av intresse för fastställning av när inre kärnans solidifiering började. Med hjälp av paleomagnetiska data har det undersökts hur jordens magnetfält, som genereras i kärnan, har förändrats med tiden. Detta kan ge information om när den inre kärnan bildades. En del studier visar att magnetfältet kan ha kollapsat före inre kärnans bildning.

Anledningarna till att fastställa åldern för jordens inre kärna är flera. 1. En ålder för den inre kärnan skulle bringa mer klarhet i jordens termala historia. 2. Den inre kärnan anses vara den främsta drivkraften till jordens magnetfält (geodynamon), således är dess solidifiering av stor vikt för att förstå magnetfältet. 3. Tidpunkten för den inre kärnans bildning kan ha räddat jordens magnetfält. Detta kan ha skett i en tidpunkt i jordens historia som sammanfallit med livets utveckling, därav kan det ha spelat en bidragande roll för livet under Kambriska explosionen. Många av de senaste studierna där experiment med järn under högt tryck och temperatur (förhållanden liknande de i kärnan) utförts, visar höga värden för termisk konduktivitet. Vidare framgår det att en majoritet av studier med termodynamisk modellering visar att höga värden för termisk konduktivitet för jordens kärna antyder en ung inre kärna (<0,7 Ga). Paleomagnetiska data verkar också styrka detta då en del data mellan 0,55 och 0,6 Ga visar låga värden för magnetfältets styrka, medan det finns data från mellan 0,5 och 0,55 Ga som visar starka värden, vilket kan indikera att magnetfältet hade återhämtat sig.

Slutsatsen är att det finns många tveksamheter i data, eftersom allt inte är överensstämmande och en del data motsätter de data som tyder på en yngre inre kärna. Bland annat behövs fler studier kring järnlegeringar och deras förmåga till termisk konduktivitet under tryck och temperatur rådande i kärnan. Det är även väldigt gles i arkivet över paleomagnetiska data från 0,5 till 4,2 Ga, vilket också medför osäkerhet kring ålder för den inre kärnan.

**Nyckelord:** Inre kärnan, termisk konduktivitet, konvektion, jordens magnetfält, paleomagnetism.

**Handledare:** Andreas Nilsson

**Ämnesinriktning:** Kwartärgeologi

*Tim Bergström, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: ti2241be-s@student.lu.se*

# How old is the Earth's inner core?

Tim Bergström

Bergström, T., 2023: How old is the Earth's inner core? *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 656, 25 pp. 15 hp (15 ECTS credits).

**Abstract:** The age of the Earth's inner core is an enigma that has puzzled scientists for many decades. Everything from an age as high as the Earth's magnetic field (between 3.5 and 4.2 Ga) at one end, down to 0.5 Ga at the other end. Since the inner core exists in a completely inaccessible place in the innermost center of the Earth, this presents obvious difficulties when it comes to direct observations (however, with seismic waves, scientists have been able to observe where the boundary of the inner core is). There is also no solid sample for close studies. Because of this, the scientists must adopt indirect methods of inner core dating such as thermodynamic modeling and paleomagnetic analysis. The former is based on several assumptions about, among other things, the pressure and temperature conditions that should prevail in the Earth's interior. Through thermodynamic modelling, it is primarily the core's thermal conductivity that is of interest for determining when solidification of the inner core began. Using paleomagnetic data, it has been investigated how the Earth's magnetic field, which is generated in the core, has changed over time. This can provide information about when the inner core formed. Some studies show that the magnetic field may have collapsed shortly before the inner core formed.

The reasons for determining the age of the Earth's inner core are several. 1. An age of the inner core would bring more clarity to the Earth's thermal history. 2. The inner core is considered the main driving force for the Earth's magnetic field (the geodynamo); thus, its solidification is of great importance for understanding the magnetic field. 3. The timing of the formation of the inner core may have saved the Earth's magnetic field. This may have occurred at a time in the Earth's history that coincided with the development of life, hence it may have played a contributing role for life during The Cambrian explosion. Many of the most recently conducted studies with experiments with iron alloys under high pressure and temperature (conditions like those in the core), show high values for thermal conductivity. Furthermore, it appears that most thermodynamic modeling studies show that high thermal conductivity values for the Earth's core suggest a young inner core (<0.7 Ga). Paleomagnetic data also seem to support this as some data between 0.55 and 0.6 Ga show low values for the magnetic field strength (consistent with a dying magnetic field), while there are data from between 0.5 and 0.55 Ga that show strong values, which may indicate that the magnetic field had recovered (reinvigorated by the growth of the inner core).

The conclusion is that there is a lot of uncertainty in the data, as not everything is consistent, and some data contradicts the data suggesting a younger inner core. Among other things, more studies are needed around iron alloys and their ability to thermal conductivity under pressure and temperature prevailing in the core. It's also very sparse in the archive of paleomagnetic data from 0.5 to 4.2 Ga, which also brings uncertainty regarding the age of the inner core.

**Keywords:** Inner core, thermal conductivity, convection, Earth's magnetic field, paleomagnetism.

**Supervisor:** Andreas Nilsson

**Subject:** Quaternary Geology

*Tim Bergström, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: ti2241be-s@student.lu.se*

# 1. Introduktion

Av logiska skäl är jordens innersta domän en utmaning att studera. Med hjälp av endogena processer kan magma stiga upp till jordens yta och föra med sig xenoliter från manteln som geologer kan studera. Något greppbart prov från jordens kärna finns däremot inte tillgängligt. Gränsen mellan jordens mantel och kärna har, med seismik, räknats ut ligga på ett djup av  $2895 \pm 5$  km (McDonough, 2007). Den inre kärnan har uppskattats kunna påträffas på ett djup av ca 5150 km. Dess storlek utgör enbart ungefär 0,7 % av jordens volym (McDonough, 2017). Dessa faktorer och de extrema termodynamiska förhållanden som utgör kärnans natur resulterar i att det är en av de mest enigmatiske delarna i jorden att studera. Jordens inre har en skillnad i komposition som blir mer homogen djupare ner, vilket är tack vare planetär differentiering (Carlson och Boyet, 2008). Det här är kopplat till jordens energibudget i form av värme vars förlust från jordskorpan började redan 4,5 Ga, när jorden troligen föddes ur kollisioner från asteroidlika planetesimaler (Marshak, 2019). Tyngre ämnen som järn och nickel sjönk och bildade jordens kärna samt en silikatbaserad mantel (Marshak, 2019).

Nedkylningen av jorden gav någon gång i dess historia upphov till den inre kärnan. Uppkomsten av den inre kärnan, som växer millimeter för millimeter varje år, intensifierade troligen konvektiva rörelser i yttre kärnan (Marshak, 2019). Huvudsakligen uppstår de konvektiva rörelserna genom att den inre kärnans tillväxt släpper ut lättare ämnen som stiger som fluid. Vid toppen av yttre kärnan medför förlusten av värme till manteln att fluiden kyls ner och på grund av sin högre densitet sjunker mot inre kärnan. Konvektion är den bakomliggande drivkraft till jordens magnetfält. Detta är vad som främst driver geodynamon. Geodynamon är den mekanism i jordens yttre kärna som genererar jordens magnetfält (Landeau et al., 2022). Kärnan var från början helt flytande på grund av extrema tryck och temperaturer. I takt med att jorden gradvis kylades ner sjönk temperaturen tillräckligt för att en solid inre kärna bildades, vilket i sin tur ledde till ökad konvektion i den yttre kärnan och sannolikt ett överlag starkare och stabilare magnetfält. Möjligen skedde detta vid ett tillfälle i jordens historia när det hade en fundamental betydelse för livets utveckling i form av ett skydd från skadlig strålning, vilket det har än idag.

Bevis för geodynamons livslängd har bland annat hittats i magnetiska inklusioner i mineral från Sydafrika som påvisade en ålder för geodynamon för 3,4 Ga (Tarduno et al., 2010). Andra bevis och förslag har till och med pekats på mellan 3,7 och 4,2 Ga (Tarduno et al., 2015). Om detta stämmer har geodynamon verkat nästan lika länge som jordens existens.

## 1.1 Syfte och frågeställningar

Detta är en litteraturstudie vars syfte är att sammanställa de senaste teoretiska och observationella bevis för när den inre kärnan kan ha bildats och vad för implikationer det medfört för jordens liv. Anledningen till att den inre kärnans bildning är relevant är för att den anses ha haft och har en fundamental betydelse för

konvektionen som driver magnetfältet, vilket är en förutsättning för livet på jorden. Data från studier som består av analys av paleointensitetsdata eller termodynamisk modellering ska sammanställas. Paleointensitetsdata beskriver hur starkt magnetfältet varit och kan därför indirekt användas för att undersöka när den inre kärnan har bildats. Detta kan kompletteras med termodynamiska studier för att förstå förhållandena och förutsättningarna för den inre kärnan och dess termala utveckling. Huvudsakligen ska studien försöka ge insyn i följande frågeställningar:

- Vad kan en ung inre kärna bildad i Neoproterozoikum, gentemot än äldre inre kärna från Mesoproterozoikum eller Paleoproterozoikum, ha inneburit för magnetfältets utveckling under Fanerozoikum?
- Vad för betydelse kan eventuellt en tidigare eller senare bildning av kärnan ha för jordens termala utveckling?
- Kan en inre kärna bildad under Neoproterozoikum ha haft inverkan på livets utveckling mellan Ediacara och Kambrium?

## 2. Bakgrund

### 2.1 Jordens kärna

Jordens kärna delas upp i den yttre flytande och den inre solida kärnan med en skillnad i sammansättning och densitet. Processen bakom jordens uppdelning av dessa skikt och som ger upphov till en metallisk kärna kallas planetär differentiering (Righter, 2016). För att förstå denna process kan man se närmare på siderofila grundämnen (siderofil betyder ”järnälskande”). Dessa utgörs av exempelvis nickel (Ni), kobolt (Co) och platina (Pt) (Righter, 2016).

Till stöd för teorin bakom denna process finns kondritter (stenmeteoriter) som utgörs av oförändrat material sedan det tidiga solsystemet. Kondriters sammansättning har stor likhet med solens fotosfär (McDonough, 2016). Det är vedertaget att koncentrationen av siderofila grundämnen är högre i kondritter än i jordens primitiva mantel (manteln när differentieringen mellan kärnan och manteln skedde) (Righter, 2016). I följande delar kommer först kärnans egenskaper i helhet beskrivas. Därefter kommer inre kärnan specifikt behandlas samt dess ålder. Efter det kommer kärnans implikationer för magnetfältet samt hur geodynamon fungerar. Till sist kommer termala paradoxer tas upp, som uppstår till följd av inre kärnans uppkomst samt dess relation till yttre kärnan och manteln.

#### 2.1.1 Kärnans egenskaper

##### 2.1.1.1 Sammansättning

Kärnans sammansättning kan uppskattas med metoder som går ut på undersökning av material under tryck

och temperatur som anses råda i kärnan (Antonangeli, 2016). Sammansättningen av jordens kärna antas utgöras till största del av en FeNi-legering med en densitetsskillnad mellan den yttre och inre kärnan på ca  $10\pm 5\%$  (McDonough och Sun, 1995). Med hjälp av numeriska simuleringar har densitetskontrasten mellan rent fast och flytande Fe, vid tryck och temperaturförhållanden vid gränsen mellan den inre och den yttre kärnan (inner-core boundary, ICB), uppskattats till 1,6 % (Laio et al., 2000). Lelegeringar med enbart Fe och Ni kan dock inte förklara de observerade geofysiska egenskaperna, som densitet, seismiska våghastigheter och seismisk anisotropi för den inre, men framför allt den yttre kärnan (Andersson, 2003). Detta anses tyda på en förekomst av lättare grundämnen. I den yttre kärnan spekuleras det röra sig om en kombination av Si, S, O, H, C och P (Poirier, 1994). Uppskattning av den inre kärnans densitet tyder också på en förekomst av lättare grundämnen, men mindre så än för den yttre kärnan (Nimmo, 2013).

Information om kärnans sammansättning kommer bland annat från seismiska vågors hastigheter genom kärnan, jordens massa och dess rotationshastighet, samt data från analys av grundämnens förekomst i solsystemet och jordens mantel (McDonough, 2007). Överensstämmande modeller med dessa avgränsningar tyder på att uppskattningsvis består jordens kärna av 85 % Fe, 5 % Ni och  $\leq 10\%$  lättare grundämnen (McDonough, 2007) och (Hirose et al., 2021).

Uppskattningar av kärnans sammansättning kan variera. Skillnader i att matcha resultat från högtrycks-experiment med seismiska observationer kan ge olika sammansättningar (Hirose et al., 2021). För identifiering av kärnans lättare grundämnen kan kunskap om temperatur och tryck vid ICB i kombination med fasdiagram (för högt P = tryck och T = temperatur) användas (Fischer, 2016).

Dessa förhållanden (tryck och temperatur vid ICB) kan till viss del simuleras genom uppsmältning av järn med så kallat "Laser-heated diamond anvil cell" (DAC) metoden. Ett prov packas i ett mjukt tryckfortplanande medium och placeras mellan två diamantstäd som sedan upphettas med infraröd laser till det smälter (Fischer, 2016).

### 2.1.1.2 Densitet

Kärnans densitet är framför allt viktigt för att förstå den inre kärnans storlek och tillväxt. Den skarpa densitetsskillnaden (ofta kallat "densitetshoppet") vid ICB ökar när inre kärnans radie expanderar. Ökningen uppkommer eftersom lättare ämnen frigörs till den yttre kärnan. Detta förändrar densitetsskillnaden mellan inre och yttre kärnan eftersom koncentrationen av lättare ämnen ökar i den yttre kärnan. Densitet är också viktigt för att fastställa kärnans sammansättning (Davies et al., 2015) Densitetskontraster till följd av skillnader i sammansättningen spelar den huvudsakliga rollen i kompositionell konvektion (Nimmo, 2013) (utvecklas i 2.3.1). Densitetsskillnader medför att lättare ämnen kan stiga i yttre kärnan. På grund av detta är kärnans sammansättning och dess skillnad i sammansättning i förhållande till den yttre kärnan en högst väsentlig del i att förstå dess natur. Densitetsskillnader vid ICB

medför även skillnader i inre kärnans ålder. Eftersom enligt termodynamisk modellering påverkar denna densitetsskillnader kärnans initiala temperatur (3,5 Ga) (Davies et al., 2015).

### 2.1.1.3 Temperatur

Beroende på förekomsten av lättare ämnen har temperaturen vid ICB bedömts troligen vara mellan 5150 - 6000 K (Fischer, 2016). Detta medför att temperaturen vid gränsen mellan yttre kärnan och manteln (core-mantle boundary, CMB) är mellan 3850 - 4600 K (Fischer, 2016). Lättare ämnen sänker smältpunkten för järn i kärnan (Price, 2007). Fastställande av kärnans temperatur avgränsas av antagandet att den solida inre kärnan kristalliserar från den flytande yttre kärnan (Price, 2007).

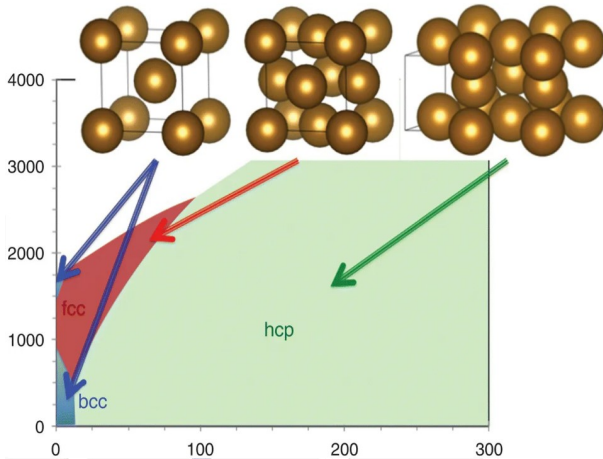
Likt temperaturens betydelse för kärnans solida eller flytande tillstånd är även den adiabatiska gradienten för kärnans temperatur viktig. Adiabatisk innebär att värme inte tillförs eller tas bort från en fluid. Det här innebär att temperaturförändringen i kärnan inte plötsligt skarpt sjunker eller ökar. Temperatursänkningen från ICB till CMB uppstår genom den trycksänkning som sker mellan kärnan och manteln. Den adiabatiska gradienten upprätthålls tack vare konvektion i kärnan (Nimmo, 2013). Detta innebär att koncentrationen av lättare ämnen hålls nästan jämnt fördelad i yttre kärnan (Davies et al., 2015). Vilket kan verka motsägelsefullt eftersom lättare ämnen stiger i yttre kärnan. Konvektionen medför att fluider av dessa ämnen både stiger och sjunker i den yttre kärnan. Om inte kärnan varit adiabatisk hade den kunnat vara mer stratifierad i koncentration av lättare ämnen (Davies et al., 2015). Temperatur vid ICB motsvarar smältpunkten vid det rådande trycket. På grund av detta kan temperaturen längre ut i den yttre kärnan extrapoleras, eftersom temperaturprofilen i kärnan följer den adiabatiska gradienten (Nimmo, 2013). Ju högre den adiabatiska gradienten desto högre är värmeöverföringen till manteln.

### 2.1.1.4 Tryck och kristallstruktur

Tryck vid gränsen mellan inre och yttre kärnan har uppskattats till ca 330 GPa och ca 364 GPa vid centrum av inre kärnan (Antonangeli, 2016). Trycket i kärnan medför en solid kristallin struktur av Fe. För att förstå den inre kärnans bildning under de höga tryck och temperaturer som råder i kärnan är järnets kristallstruktur viktig. För att den inre kärnan ska kunna bildas behöver temperaturen sjunka till en viss punkt. De olika kristallstrukturerna kan bildas vid olika tryck- och temperaturförhållanden. Järn kan anta tre kristallstrukturer: bcc (body-centered cubic), fcc (face-centered cubic) och hcp (hexagonal close packed) (Caracas, 2016). För illustration se fig 1. Hcp innebär en struktur som kan föreställas som hexagonalt tätpackade sfärer. Generellt antas att hcp är den struktur som är stabil vid tryckförhållanden i inre kärnan. Termala förhållanden för kärnan ger däremot stor osäkerhet för stabiliteten för hcp (Caracas, 2016). Bcc kan föreställas som en kub med som utgörs av sfärer i varje hörn och en i centrum. Fcc kan föreställas som



en kub med en sfär i varje hörn och en i mitten av varje sida. Det finns studier som visar att bcc-strukturen är stabil vid högt tryck och temperatur (Caracas, 2016). Hcp har visat vara stabil i legering med upp till 10 % Ni. Mängder som överstiger det har bcc- och även fcc-fasen visat sig mer stabila (Caracas, 2016). Bildningen av järnkristaller under kärnförhållanden medför en paradox som beskrivs i 4.3.3.



Figur. 1. Olika tryck- och temperaturförhållanden där de olika kristallstrukturerna, för järn, troligen bildas. Y-axeln: temperatur (K). X-axeln: tryck (GPa). Från Caracas (2016).

### 2.1.1.5 Konduktivitet

En av de viktigaste parametrarna för kärnan och dess natur är den termiska och den elektriska konduktiviteten. Termisk konduktivitet visar kärnans förmåga att leda värme till manteln. Styrkan i elektrisk konduktivitet visar förmågan till att inducera elektriska strömmar i kärnan, vilket ger upphov till magnetfältet (mer om detta i 2.2 och 2.2.1) (Yin et al., 2022). Uträkning av termisk konduktivitet för kärnan utifrån djupet beror på hur temperaturen förändras (Kavner och Rainey, 2016). Termisk konduktivitet styrs främst av elektronspredning vilket är relaterat till elektrisk resistivitet genom Wiedemann-Franz lagen. Vid tillväxt av den inre kärnan uppstår skillnader i smältpunkt i kärnan. Detta medför ökning av resistivitet högre upp i kärnan (vilket innebär lägre termisk konduktivitet högre upp i kärnan) (Stacey, 2007).

Experiment för att räkna ut konduktivitet för kärnan är lättare för elektrisk konduktivitet än termisk (Kavner och Rainey, 2016). Detta beror på svårigheten att simulera förhållanden liknande de i kärnan, för att direkt uppmäta termisk konduktivitet. En indirekt metod görs vanligen genom att mäta materialets elektriska resistivitet, vilket sedan utifrån tryck och temperatur för kärnan, kan elektrisk konduktivitet räknas ut. Från detta kan termisk konduktivitet extrapoleras. (Yin et al., 2022).

Med DAC ("Diamond anvil cell") i kombination med modeller för värmeledning i kärnan kan direkt uppmätning av termisk konduktivitet för kärnförhållanden göras (Kavner och Rainey, 2016). En viktig aspekt är att de olika metoderna för att uppskatta termisk kon-

duktivitet kan medföra skillnader i resultat, vilket kan innebära en osäkerhetsfaktor (mer om detta i 4.2.3).

## 2.1.2 Den inre kärnan

Genom seismiska p-vågor upptäckte Inge Lehmann 1936 att jorden har en inre kärna (Paulssen, 2007). Kort förklarat innebär en seismisk våg akustisk energi som fortplantas genom vibration av partiklar i ett material (Milson och Eriksen, 2011). De seismiska vågor som används för att studera jordens inre kallas markvågor och dessa delas upp i p-vågor och s-vågor. En p-våg, kallas även primärvåg, har den högsta hastigheten i en solid massa och förflyttar sig genom kompression av partiklar (Milson och Eriksen, 2011). S-vågor kallas även sekundärvågor och beskrivs som skjuvning (partiklarna rör sig vinkelrätt mot vågens riktning) (Milson och Eriksen, 2011). S-vågor har bland annat använts för uppskattning av skillnader i viskositet i kärnan (Vočadlo, 2007).

De två seismiska vågorna som främst används för att studera den inre kärnans struktur och egenskaper är PKIKP (P-våg som fortplantats genom den inre kärnan) och PKiKP (p-våg som reflekterats på den inre kärnans gräns (ICB) (Souriau, 2007). Med hjälp av dessa vågor har den inre kärnans radie uppskattats till mellan 1220 - 1230 km (Engdahl et al., 1974).

Seismiska vågors hastigheter har visat att den inre kärnan är anisotropisk (Song, 2007). Anisotropin kan bero på olika orienteringar hos anisotropa kristaller eller från laminering. Kunskap om den inre kärnans anisotropi är viktig för kärnans struktur, sammansättning och dynamik. Det har spekulerats om att den inre kärnan roterar relativt manteln. För att räkna ut rotationshastigheten är kartläggning av inre kärnans anisotropi viktigt. Förståelse för anisotropin och den inre kärnans rotation kan förstärka förståelsen för den inre kärnans interaktion med den yttre kärnan och således betydelse för geodynamon (Song, 2007).

## 2.2 Kärnans termala evolution och inre kärnans ålder

Den termala evolutionen av kärnan, vilket den inre kärnans tillväxt är den huvudsakliga bidragaren till, baseras på den totala energin (värmens) som finns tillgängligt. Till grunden för den totala energin som driver kärnans konvektiva regim finns en relativt enkel ekvation för kärnans energibudget (ekv. 1) (Nimmo, 2013).

$$Q_{\text{cmb}} = Q_s + Q_L + Q_g + Q_P + Q_H + Q_R \quad (1)$$

Q anger total värme eller värme från specifik källa.  $Q_{\text{cmb}}$  utgör värmen som avgår till manteln. Värmeledningen vid CMB är i sin tur styrt av temperaturgradienten och konduktiviteten mellan yttre kärnan och botten av manteln (Tsuchiya et al., 2016).  $Q_s$  står för den sekulära nedkylningen av kärnan.  $Q_L$  är den latent värmen som avges vid inre kärnans solidifiering.  $Q_g$  är gravitationens potentialenergi (benämns också som kompositionell energi), från lätta ämnens utsläpp vid kärnbildning.  $Q_P$  står för ett litet energibidrag från tryckför-

ändringen vid kylning.  $Q_H$  är eventuellt energibidrag från kemiska reaktioner.  $Q_R$  är energi från förfall av eventuella radioaktiva ämnen i kärnan (Nimmo, 2013). Det däremot råder oenighet om radioaktiva ämnen existerar i kärnan (Jones, 2007). Många studier visar enbart marginella energibidrag från radioaktiva källor (detta återkommer i 4.2.4).

Ekvationen för energibudgeten används för uträkning av kärnans utveckling och är applicerbar för vilken tidpunkt som helst under jordens historia sedan den inre kärnan bildades. Detta förutsätter dock att nutida värmeflödet över CMB, som är en funktion av tid, är känt (Labrosse, 2007). Den inre kärnans ålder beror på det totala energiutsläppet sedan solidifieringen började och styrkan hos värmeflödet vid CMB. Ett fastställande av den inre kärnans ålder skulle ge information av det genomsnittliga värmeflödet vid CMB (Nimmo, 2013). Från ekvationen för energibudgeten kan en tidsintegrerad ekvation för inre kärnans ålder formuleras (ekv. 2).

$$\tau_i = \frac{W_s + W_g + W_L + W_R}{Q_{cmb}} \quad (2)$$

$\tau_i$  = inre kärnans ålder.  $W_s$  är energi från sekulär kylning av hela kärnan.  $W_g$  är gravitationell energi (kallas även potentiell energi, som beror på den lägesförändring som inre kärnans solidifiering och tillväxt medför).  $W_L$  är energi från latent värmeutsläpp vid inre kärnans solidifiering.  $W_R$  är energi från eventuell radioaktivt nedfall (Nimmo, 2013).  $Q_p$  och  $Q_H$  utgör för små energibidrag för att påverka inre kärnans ålder, vilket gör att de exkluderas från denna ekvation.  $W$  anger watt vilket är energi per tidsenhet (joule/sekund). Skillnad mellan ekvation 1 och ekvation 2 är att vid 3 är de totala energierna från de olika variablerna oberoende av ett fastställt värmeutsläpp vid CMB (Nimmo, 2013). Den inre kärnans tillväxt innebär en korresponderande temperatursänkning vid CMB (Nimmo, 2013).

Flera parametrar spelar in vid uppskattning av den inre kärnans ålder. En särskild faktor är eventuell förekomst av ett (termiskt och kemiskt) stabilt stratifierat lager under CMB (Nimmo, 2013).

Ett stratifierat lager under CMB skulle kunna uppstå på grund av två processer. Den ena är ett subadiabatiskt värmeutsläpp vid toppen av yttre kärnan (Loper, 1978), vilket innebär att den varmare vätskan har högre densitet och tenderar att sjunka. Subadiabatiskt flöde blir till om värmen som över går till manteln är mindre än värmen som leds konduktivt från ICB till CMB (Labrosse et al., 1997).

Den andra är att lättare ämnen skulle kunna ackumulera i ett flytande lager under CMB (Braginsky, 2006). För att kunna sänka nedkylning av kärnan, med hög konduktivitet för Fe, borde lagret vara åtminstone  $10^3$  km mäktigt (Labrosse et al., 1997). Däremot anses ett sådant mäktigt lager borde försvåra för upprätthållandet av geodynamo i resten av det konvektiva utrymmet, samt påverka hur det ter sig (Nimmo, 2013).

## 2.3 Betydelse för magnetfältet

Magnetfältet har troligen existerat åtminstone i 3,5

miljarder år (Tarduno et al., 2010). Bevis för skillnad i dess dipolaritet (Smirnov et al., 2011) och fluktuation i intensitet finns. Dagens magnetfält är synnerligt starkt (Selkin och Tauxe, 2000). Dynamiken som råder i jordens kärna är direkt relaterad till hur magnetfältet har utvecklats över jordens historia. Däremot är det svårt att tolka mätdata av magnetfältet vid jordens yta för att beskriva hur jordens kärna och geodynamon ter sig, eftersom magnetfältet i kärnan skiljer sig avsevärt från det vi kan observera vid jordens yta (Nimmo, 2013). En anledning till detta är att småskaliga variationer vid jordens yta dominerar av lokala magnetiska anomalier i jordskorpan, som maskerar variationer i det interna magnetfältet vid våglängder kortare än 3000 km (Nimmo, 2013). En annan anledning är att kärnans magnetfält delvis har en toroidal utformning (kan föreställas som ett tredimensionellt objekt, liknande en munk, som uppstår på grund av rotation). Denna har fältlinjer vilka är parallella till ytan av kärnan, vilket innebär att de inte kan observeras utanför kärnan (Nimmo, 2013).

### 2.3.1 Geodynamon

Dynamon, som är den fysikaliska mekanismen för jordens magnetfält, fungerar ungefär som en självexciterad generator. En artificiell dynamo har bestämda banor för elektriska strömmar, medan jordens elektriska ledare rör sig fritt genom den flytande kärnan, men uppnår samma resultat (på en större skala). En grov förenkling är att ett initialt magnetfält "B0" genom en fluid (det flytande järnet i yttre kärnan) skapar en elektrisk ström "J1", vinkelrätt mot fluidens rörelse som ger upphov till ett nytt magnetfält "B1". Samtidigt som detta sker rotation vilket ger upphov till "J2" ur "B1". (Herrmann och Vorbach, 2020).

Dynamon konverterar mekanisk energi till elektromagnetisk energi (Landeau et al., 2022). Detta upprätthålls av elektriska strömmar i den flytande kärnan som bygger på fyra huvudsakliga lagar inom elektromagnetisk teori (Jones, 2007). Från de fyra lagarna kan induktionsekvationen härledas (Landeau et al., 2022). Utvecklingen av magnetfältet B styrs av induktion (induktion innebär att i en elektrisk ledare alstras elektrisk ström, om den förflyttar sig i ett magnetfält). Tillväxt av magnetfältet är möjligt när ett samband mellan fluidens rörelse, som är induktionen, är mycket större än magnetisk diffusion (magnetisk diffusion innebär magnetfältets rörelse, vanligen när en ledande solid eller fluid är närvarande) (Landeau et al., 2022). Ett viktigt uttryck till uppkomsten av geodynamon är det magnetiska Reynolds numret " $R_m$ " (ekv. 3) (Herrmann och Vorbach, 2020). Om  $R_m \gg 1$  innebär det att induktionen är större än diffusionen.

$$R_m = \mu_0 \times \sigma \times v \times l \quad (3)$$

Detta kräver att vissa villkor uppfylls; en tillräckligt stor geometrisk utsträckning  $l$ , tillräckligt hög elektrisk konduktivitet  $\sigma$  och fluidhastighet  $v$ . Den magnetiska fältkonstanten ges som  $\mu_0$  (förbinder mekaniska och elektromagnetiska enheter). För att en dynamo ska uppstå i naturen måste parametrarna tillsammans ge ett minimumvärde för  $R_m$  större än 10, vilket för jordens är ungefär 1000 (Herrmann och Vorbach, 2020).

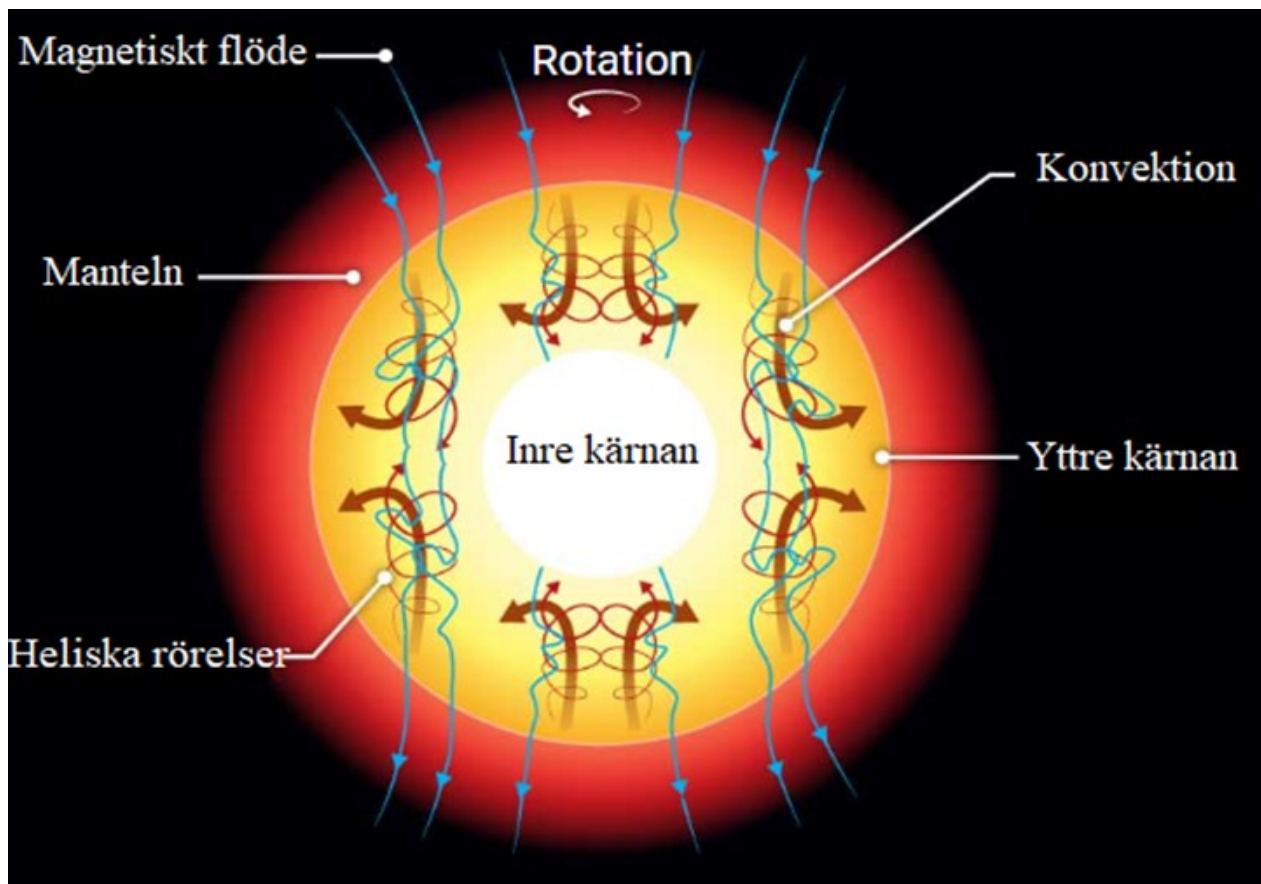
Det finns fyra typer av källor till de turbulenta, heliska rörelser (se fig. 2) för flytande järn i den yttre kärnan som krävs för att driva geodynamon (Landeau et al., 2022).

Den främsta drivkraften för geodynamon är konvektion i den yttre kärnan, av vilken det finns två typer dominerande i kärnan (Zhang, 2007). Den ena är termisk konvektion som drivs av termala skillnader. Termisk konvektion kan uppstå när temperaturgradienten från kärnan till manteln är större än den adiabatiska gradienten. Med andra ord uppstår termisk konvektion när värmeflödet från kärnan  $Q_{cmb}$  är större än värmeavgivning från konduktion  $Q_{acmb}$ . Dagens  $Q_{acmb}$  har uppskattats till ungefär 10 TW, baserat på termisk konduktivitet för jordens nedre mantelmateriel (Zhang et al., 2020).  $Q_{cmb}$  har uppskattats till  $12 \pm 5$  TW. För att driva geodynamon behövs ett flöde på över 5 TW. (Nimmo, 2013). Före inre kärnans bildning har det uppskattats att ett värmefflöde vid CMB  $>15$  TW krävdes för att driva geodynamon, vilket skulle leda till en för hastig nedkylning av kärnan och uppsmält nedre mantel (Nimmo, 2013).

Den andra typen av konvektion är kompositionell som uppstår på grund av den inre kärnans tillväxt (Zhang, 2007). Vid tillväxt genom nedkylning, frisätts latent värme och lättare ämnen som stiger till den yttre kärnans yttre (Hirose et al., 2021). Denna källa till geodynamon är den mest accepterade källan (Jones, 2007). Lättare ämnen berikar den yttre kärnan och kraftfulla plymer av varm fluid stiger mot mantelgränsen (Bouffard et al., 2019). Vid mantelgränsen avges värme genom konduktion till manteln och nedkyld fluid sjunker mot den inre kärnan.

Konvektion driven av exsolution (vilket innebär att en homogen lösning separeras till två kemiskt olika ämnen vid sänkning av temperatur), av lättare ämnen som MgO eller  $SiO_2$  är den andra som är liknande kompositionell konvektion. Skillnaden är att vid denna process frigörs dessa ämnen från yttre kärnan till manteln. Dessa ämnen lämnar kvar en järnrik fluid som sjunker mot inre kärnan.

De andra två (anses stå för mindre, kanske obefintliga, bidrag till geodynamon) utgörs av rotation kring en långsam variant av jordens axel (precession) och deformation inducerat av dragningskraft från månen på yttre kärnan (likt tidvatten) (Landeau et al., 2022).



Figur 2. Schematisk illustration över de grundläggande mekanismerna som utgör konvektion i kärnan. De heliska rörelserna som uppstår av en kombination mellan kärnans relativa rotation till jordens och konvektionen i yttre kärnan. (Omgjord från C. Bickel/Science – från Voosen, 2022).

## 2.4 "The new core paradox"

Som tidigare poängterat anses den inre kärnan spela en fundamental roll i drivandet av geodynamon. Genom detta påverkar den inre kärnan väsentligt dynamiken för konvektion i kärnan. Uppskattningsvis står den inre kärnan för 70 % av massanomalflödet (termisk eller kemisk massanomali som passerar genom en ytarea per tidsenhet, vilket beror på densitetsskillnader) som driver konvektion (Landeau et al., 2022). Före solidifieringen var den huvudsakliga källan till dynamon den termiska konvektionen till följd av nedkylning av kärnan (Landeau, et al., 2022). Värmeffödet måste på grund av detta överstiga konduktionsvärmern till manteln för att driva konvektionen.

Värden för termisk konduktivitet har räknats ut till mellan 90 till 150 W/m/K, vilket anses som höga värden (Olsen, 2013). Höga värdena för termisk konduktivitet medför höga värden för värmeöverföring över CMB, vilket innebär att termisk konvektion inte är en tillräckligt stark drivkraft för att driva geodynamon. Den yttre kärnan, enligt seismiska undersökningar, verkar vara relativt termiskt och kemiskt homogen, vilket medför en temperaturgradient som är nära adiabatisk. Baserat på de höga värdena för termisk konduktivitet ges totalt värmefföde från kärnan till manteln på mellan 8 och 16 TW. Värmeffödet genom kärnan, som är adiabatisk, är mellan 10 och 15 TW. Detta innebär att geodynamon skulle behöva kraftfullare termisk konvektion (än vad termodynamiska modeller uppskattar) före bildningen av inre kärnan, vilket är inkompatibelt med höga konduktivitetsvärden. Detta kallas "The new core paradox" (Olsen, 2013).

## 2.5 "Thermal catastrophe"

En annan paradox som också är problematisk för kärnans termala historia är "Thermal catastrophe". Paradoxen visar att modeller som integrerar nutida förhållanden för manteln och kärnan leder till omöjliga manteltemperaturer för 2 - 3 Ga. Detta står i strid med exempelvis paleo-geotermala uppskattningar för mantelns temperatur (Driscoll och Davies, 2023). Värmeffödet mellan kärnan och manteln ( $Q_{cmb}$ ) måste gå ihop med värmeffödet från jordens yta ( $Q_{surf}$ ) enligt ekvation 4.

$$Q_{surf} = Q_{cmb} + H_m - C_m \frac{dT_m}{dt} \quad (4)$$

där  $H_m$  är värme producerad från radioisotopiska ämnen,  $C_m$  är mantelns värmekapacitet och  $T_m$  är mantelns genomsnittliga temperatur och  $t$  = tid (Landeau et al., 2022). För  $Q_{cmb}$  lägre än 10 TW visar termala modeller att nedkylningshastigheten är 200 K/Ga.

## 3. Metod

### 3.1 Databearbetning

Information har inhämtats via online-bibliotek som

som Perlego. Scribd har använts vilken är en webbplats vars tjänst erbjuder delning av dokument. Annan litteratur har erhållits från handledare. Relevanta söktermer är exempelvis: "inner core nucleation", "geodynamo" och "core thermal conductivity values".

### 3.2 Databearbetning

Vid sammanställning av relevant litteratur har information tagits ur och sorterats efter vilken metod som använts vid uppskattning av jordens inre kärna, vilken ålder som har uppskattats samt vilka olika termodynamiska parametrar som det har fokuserats på, exempelvis termisk konduktivitet. Data från olika studier har sammanfattats i tabeller. Från PINT-databasen (Bono et al., 2022) har data tagits från relevanta tidsintervall och skapats diagram i excel.

## 4. Resultat

### 4.1 Metoder för att datera inre kärnan

#### 4.1.1 Termodynamisk modellering

För att förstå miljöer som är otillgängliga som jordens inre regioner är termodynamiska modeller användbara. Modellerna behöver vara väl avgränsade för att vara kompatibla med experimentella fasdiagram, termokemi, och tryck-volym-temperatur tillståndsekvationer (Saxena, 2010). Genom att jämföra geofysiska experiment med beräknade egenskaper utifrån sådana modeller kan information erhållas om exempelvis densitet och sammansättning av jordens kärna (Saxena, 2010). Termodynamiska modeller är sammanlänkade med termofysiska databaser, vilket innebär att olika parametrar i modellerna tas från dessa databaser. Dessa databaser konstrueras från början genom att relatera data som beskriver överförd värmemängd från kärnan till manteln med fasdiagram. Databasen accepteras om de möter kriteriet att reproducera fasdiagram under särskilda omgivningsförhållanden (Saxena, 2010).

Viktigt för geofysiska-termodynamiska databaser är att granskade termodynamiska data kan användas vid geofysiska uträkningar. Dels för att bestämma att exempelvis att matcha profiler av densitet som funktion av djup, dels fasförändringar som ger upphov till observerade diskontinuiteter (Saxena, 2010).

Dessa typer av databaser ska kunna användas för att räkna ut referensmodeller till för olika tryck-temperatur-sammansättning-varianter för jordens inre. Tillämpningar av dessa kan vara att räkna ut adiabatisk gradient eller termisk rörelser i kärnan (Saxena, 2010). Termodynamiska modeller för beräkning av jordens inre kärnas ålder kan använda parametrar som densitet, tryck och elektrisk/termisk konduktivitet för att räkna ut energin i form av värmefföde över CMB. Termodynamiska modeller anses "lyckade" ifall de uppnår den seismiskt fastställda radien för dagens inre kärna på 1221 km (Driscoll och Davies, 2023).

## 4.1.2 Paleomagnetisk analys

Den andra metoden för att undersöka möjligheten för kärnbildning är genom paleomagnetiska data. Paleomagnetism registrerar förändringar i magnetfältet som kan bero på konvektiva förändringar i jordens kärna, exempelvis vid den inre kärnans bildning. Vanligtvis utförs paleomagnetisk analys på vulkaniska bergarter vilka ofta har relativt högt innehåll magnetiska mineral som magnetit och hematit (Tauxe, 2010). En särskild paleomagnetisk metod bygger på absolut datering med enskilda plagioklas-kristaller. Dessa kristaller kan innehålla magnetiska inklusioner och bevara termoremanent magnetisering (Tarduno et al., 2007).

För att ta reda på det paleomagnetfältets styrka ger provet en ny magnetisering i kontrollerade förhållanden genom laboratorieexperiment. Den naturliga remanenta magnetiseringen som är intressant från detta är termal remanent magnetisering (TRM). Magmatiska bergarter erhåller TRM från magnetfältet då nedkylning sker genom Curietemperaturen.

En vanlig paleomagnetisk metod, för att rekonstruera styrkan av jordens magnetfält, är Thellier's dubbelupphettning metod (Valet, 2007). Metoden går ut på att först hetta upp och sedan kyla ner ett prov i ett magnetfält med en känd riktning och styrka. Detta innebär att den ursprungliga naturliga remanenta magnetiseringen ersätts med en ny magnetisering i laboratoriet i ett känt magnetfält. Därefter mäts den totala magnetiseringen. Efter det utförs en andra upphettning och nedkylning i ett magnetfält med motsatt riktning och den totala magnetiseringen mäts igen. Den kvarvarande naturliga remanenta magnetiseringen (som erhålls vid högre temperaturer) beräknas genom att subtrahera de två totala magnetiseringarna. Det här upprepas tills Curietemperaturen nås. Magnetiseringen är proportionerlig till styrkan av det externa magnetfältet, vilket gör att man kan räkna ut styrkan av jordens magnetfält när den ursprungliga naturliga magnetiseringen erhålls. (Valet, 2007). För det Prekambriska magnetfältet har mafiska bergarter varit källor för plagioklas innehållande magnetiska inklusioner (Tarduno et al., 2007).

Med paleomagnetisk data vill man ofta ta reda på om den den tektoniska plattan som provet kommer från har roterat relativt den geomagnetiska polen. Genom att anta att magnetfältet är en perfekt dipol kan den lokala magnetiska fältriiktningen, överföras till en motsvarande geomagnetisk pol, vilket kallas "Virtual geomagnetic pole (VGP)" (Tauxe, 2010). Med motsvarande procedur kan det lokala magnetfältets intensitet omvandlas till ett så kallad "virtual dipole moment (VDM)" som beskriver hur starkt jordens globala magnetfält var när den naturliga remanenta magnetiseringen erhålls. Med en upphettningmetod som

Thellier's erhålls ett paleointensitetsvärde (mäts i  $\mu\text{T}$ ) som korresponderar med ett värde för VDM. Ett dipolmoment kan användas som ett uttryck för styrkan för jordens totala magnetfält (Tauxe, 2010). VDM mäts i  $Z\text{Am}^2$  ( $Z = 10^{21}$ ,  $\text{Am}^2 = \text{Ampere} * \text{m}^2$ ).

## 4.2 Termodynamiska parametrar

### 4.2.1 Densitetsskillnader

Vid fastställande av inre kärnans ålder är densitetsparametern viktig för framför allt densitetshoppet vid ICB som direkt korreleras till inre kärnans tillväxt (Masters, 2007). I takt med att den inre kärnan växer frigörs lättare ämnen till den yttre kärnan. (Davies et al., 2015). Detta medför en större densitetsskillnad ju högre andel lättare ämnen som finns närvarande i yttre kärnan (se tabell 1). Fastställande av kärnans komposition härleds alltså från densitet som i sin tur kan kompletteras av seismiska hastigheter (Davies et al., 2015). För 100% Fe, motsvarar detta en fasförändring (från solid till flytande) (Alfe et al., 2002).

Enligt Davies et al. (2015) innebär en skillnad i densitetshoppet från  $0,6 \text{ g cm}^{-3}$  till  $1,0 \text{ g cm}^{-3}$  att inre kärnans ålder ökar från 200 till 400 Ma. I detta fall demonstrerar detta enbart en skillnad i ålder och inte absolut ålder. Li et al. 2021 gjorde uträkningar på jordens inre kärnas ålder som funktion av densitetshopp för 100 % Fe och FeNi-legering. Mellan 0,4 till 0,8  $\text{kg cm}^{-3}$  ökade åldern från ca 630 till 670 Ma för Fe och 650 till 700 Ma för FeNi-legeringen (absolut ålder i detta fall). Pozzo et al. 2022 visade med densitetsskillnad från 0,6 till  $1,0 \text{ g cm}^{-3}$  en ökning för inre kärnans ålder från 400 till 700 Ma (absolut ålder).

Tabell 1. Densitetsskillnader (densitetshopp) baserat på olika kompositioner för kärnan (omgjord från Davies et al., 2015).

Referens	Alfe et al. (2002)	Dziewonski och Andersson, 1981	Master och Gubbins, 2003	Master och Gubbins, 2003
Komposition	100 % Fe	82 % Fe, 8 % O 10 % Si	79 % Fe, 13 % O, 8 % Si	81 % Fe, 17 % O, 2 % Si
Densitetshopp ( $\text{g cm}^{-3}$ )	0,24	0,6	0,8	1,0

## 4.2.2 Temperatur

Vilken temperaturprofil som råder i kärnan är omstritt (Price, 2007). Från chocksmältexperiment och DAC-studier har tolkade smälttemperaturer för ICB varierat från ca 4850 K till ca 6850 K (Price, 2007). Viktiga avgränsningar för uppskattning av kärnans temperatur är värmeflödet från kärnan till manteln, termisk konduktivitet, latent värme från kristallisation av inre kärnan och utsläpp av lättare ämnen. Hur mycket lättare ämnen sänker smältpunkten för järn i kärnan beror på rådande komposition som ges ur fastställande av densitetsskillnaden vid ICB (Price, 2007).

Davies et al. (2015) tog fram en modell med tre densitetshopp från hög till låg termisk konduktivitet, där temperatur för kärnan för 3,5 Ga motsvarade 5600 – 5200 K en absolut ålder för inre kärnan mellan ca 300 – 500 Ma. Temperatur på ca 4800 – 4300 K motsvarade ålder mellan ca 800 – 1100 Ma. Temperatur på ca 4600 – 4100 K motsvarade ålder för inre kärnan mellan ca 1300 – 1800 Ma. Frost et al. (2022) använde tre olika kompositionsmodeller vilka gav temperaturer mellan 3900 och 4300 K. Medianvärdet för värmeflöden vid CMB för dessa temperaturer ger 16,6 TW. Detta ger enligt Frost et al. (2022), en ålder för inre kärnan på 570 Ma. Sammanfattning i tabell 2.

Tabell 2. Sammanställning av temperaturer vid CMB och ICB från olika studier. T = temperatur. K = Kelvin. 1 = ”hot core”-modell som visade en ovanligt hög initial temperatur för kärnan (Driscoll och Davies, 2023) IC = inre kärnan.

Referens	Anzellini et al. (2013)	Frost et al. (2022)	Pozzo et al. (2022)	Driscoll och Davies (2023)	Sinmyo et al. (2019)
T <sub>CMB</sub> (K)	4700 ± 500	3900 - 4300	4600 - 5200	4570 6000 <sup>1</sup>	3760 ± 290
T <sub>ICB</sub> (K)	6230 ± 500	-	-	5200 8100 <sup>1</sup>	5120 ± 390
IC ålder (Ma)	-	570	450 - 700	630 <sup>1</sup>	-

Tabell 3. Fe = järn, Ni = Nickel, C = kol, O = syre, Si = kisel, S = svavel. k = Termisk konduktivitet. Fe<sup>1</sup> = Fe + lättare ämnen = 10-40 % minskning i konduktivitet.

Kärnans komposition	k <sub>CMB</sub> (Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	k <sub>ICB</sub> (Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	Metod	Referens
Fe + 4 - 15 % Si	75-81	-	DFT	Pozzo et al. (2022)
FeNi	120,52	202,8	FPC	Li et al. (2021)
FeNi + C, O, Si, S	-	105-140	FPC	Zidane et al. (2020)
Fe + 15 % Si	20	-	DTCM	Hsieh et al. (2020)
Fe	40 +- 16	-	DTCM	Saha et al. (2020)
Fe + 5 % Ni. 8 % Si	52	-	ERM	Zhang et al. (2021)
Fe <sup>1</sup>	25±7	35±10	DFT	Konôpková et al. (2016)
Fe + 9 % Si	100-110	-	ERM	Zhang et al. (2022)
Fe	226	-	ERM	Ohta et al. (2016)

## 4.2.3 Konduktivitet

Den termiska konduktiviteten är en fundamental parameter för hur snabbt kärnan kyls, hur mycket energi som finns till geodynamon och således den inre kärnans ålder. Termisk konduktivitet i manteln styr kärnans nedkylning, men kärnans förmåga att leda värme bort mot mantelgränsen styrs av kärnans termiska konduktivitet. Höga värden av termisk och elektrisk konduktivitet innebär generellt sett en yngre ålder på den inre kärnan. Hög konduktivitet innebär högre energikrav för geodynamon och högre initiala temperaturer för jordens inre. (Kavner och Rainey, 2016). Den termiska konduktiviteten är kritisk för att hålla kärnan kemiskt homogen) (Driscoll och Bercovici, 2014).

Värden för kärnans termiska konduktivitet varierar över ett brett spann enligt de senaste studierna på grund av svårigheter att extrapolera till trycktemperatur-komposition (P-T-C) förhållanden för kärnans flytande del (Pozzo et al., 2022).

Genom experiment tenderar elektrisk konduktivitet (och resistivitet) vara lättare att fastställa för förhållanden i kärnan, än termisk (Kavner och Rainey, 2016). Elektrisk konduktivitet är också avgörande för entropiproduktionen som krävs för att upprätthålla de elektriska strömmarna i kärnan, för geodynamon (Pozzo et al., 2022).

Det finns tre metoder för uppmätning av k-värde för kärnan. ERM står för electrical resistivity measurements, FPC står för first-principles calculations och DTCM är direct thermal conductivity measurements. ERM och FPC används för att ta reda på termisk konduktivitet i de fall där direkt mätning av under extremt tryck och temperatur inte är möjligt. (Yin et al., 2021). Låga värden för termisk konduktivitet fick bland annat Hsieh et al. (2020). Uträkningar baserat på deras värden uppgav de en ålder för inre kärnan på över 2 Ga (Hsieh et al., 2020). Zhang et al. (2021) antar en ålder för inre kärnan på 1,5 Ga baserat på att de utifrån sitt k-värde med ett värmeflöde vid CMB på 10 TW. Resultat från Zhang et al. (2022) studie visade att med 9 % Si blev FeSi-legering en bättre värmeledare än enbart Fe vid temperaturer över 4000 K, på grund av att den termiska konduktiviteten ökar medan

resistiviteten är konstant med ökande temperatur (Zhang et al., 2022). Konôpková et al. (2016) fick fram värden som enligt dem visade att den inre kärnan kan vara lika gammal som geodynamon (<4,2 Ga). De olika studierna visar skilda värden för termisk konduktivitet, med olika faktorer involverade som exempelvis kärnans komposition och vilken metod som använts. För sammanfattning av termisk konduktivitet se tabell 3 (Omgjord från Yin et al. (2022)). För enkelhetens skull är elektrisk resistivitet eller järnets kristallstruktur inte med som i den originella tabellen av Yin et al. (2022).

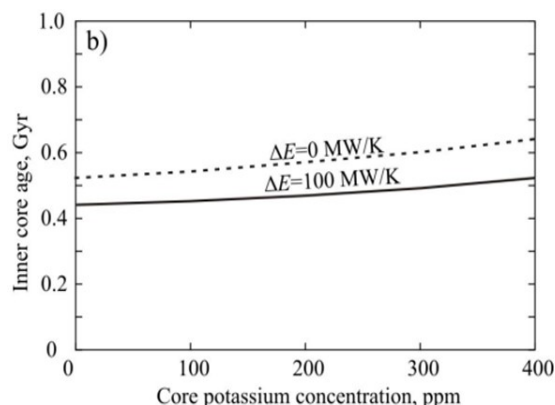
#### 4.2.4 Kärnans radioaktivitet

Radioaktiva ämnen som K, Th och U kan ha en inverkan på den inre kärnans ålder. Det finns begränsade bevis för radioaktiva isotopers närvaro i kärnan, både för U och Th, från kosmokemiska eller partitionerings-experiment (Nimmo, 2007). Jämförelser med kondritter visar att jordens mantel tydligt är utarmad på K. Om detta beror på att K partitionerat till kärnan eller försvunnit från jorden helt under dess historia är fortfarande oklart (Nimmo, 2007). Med tillräcklig mängd radioaktiva element i kärnan skulle värme producerad från deras sönderfall medföra långsammare nedkylning av kärnan och samtidig upprätthållande av geodynamon (Chidester et al., 2022). Skillnad i ålder för inre kärnan vid ökad mängd K visas i fig. 3.

Enligt modellering står värdena för mängd radioaktiva isotoper för ett värmebidrag. Dessa sammanfattas från olika studier i tabell 4. Driscoll och Bercovici (2014) värden på 225 ppm K anses höga enligt senare studier som Xiong et al. 2018. Detta erhöles utifrån inre kärnans radie, manteltemperatur och mantelvärmeflöde. Enligt Xiong et al. (2018) påverkar förekomsten av O i kärnan hur mycket <sup>40</sup>K kan partitionera. Värdena från Xiong et al. (2018) ansåg de osannolikt påverka kärnans termala evolution. Pozzo et al. (2022) fann sina värden också obetydliga för den termala evolutionen och inre kärnans ålder. Resultat från Chidester et al. (2022) visade att enbart ett fåtal ppm för K kan närvara i kärnan. Däremot fann de att <sup>235</sup>U skulle kunna partitionera till kärnan, vilket skulle bidra med ca 4 TW vid 4,65 Ga. Davies et al. (2015) visar i sin modell att vid hög termisk konduktivitet trycker 300 ppm K tillbaka inre kärnans ålder med ca 100 Ma. En viss skillnad mellan de olika studierna framkommer, men ingen av dem angav Th som betydande bidrag till Q<sub>R</sub>. Majoriteten av studierna verkar visa obetydliga koncentrationer av K.

Tabell 4. Värmebidrag från kalium (K) och uran-235, från olika studier. Ppm = part per milion. Ppb = parts per bilion. Q<sub>R</sub> = värmebidrag från radioaktiv isotop. TW= terawatt.

Referens	Driscoll och Bercovici (2014)	Xiong et al. (2018)	Pozzo et al. (2022)	Chidester et al. (2022)	Blanchard et al. (2017)
K (ppm)	255	30	30	<5	26
<sup>235</sup> U (ppb)	-	-	-	11	0,3
Q <sub>R</sub> (TW)	2	0,15	-	4	7,5 - 4



Figur 3. Ålder för den inre kärnan (y-axeln) påverkat av koncentration kalium (ppm) i kärnan (x-axeln). ΔE anger entropin som finns för att driva geodynamon. Från Nimmo (2013).

#### 4.2.5 Kärnans energibudget

För att geodynamon ska vara möjlig behöver värmeflödet vid CMB vara mer än 5 TW. Som tidigare nämnt antas ett avrundat värde för dagens CMB-värmeflöde (Q<sub>emb</sub>) på 10 TW (12 ±5 TW) (Nimmo, 2013). Vissa modeller använder ett värde på 15 TW (Landeau et al., 2022) Ju högre CMB värdet är ju snabbare avkylning av kärnan. För att geodynamon ska ha kunnat upprätthållas före inre kärnans bildning måste ett CMB värmeflöde ha legat på 15 TW. Dessa relativt höga CMB-värmeflöden är associerat med en ålder på inre kärnan på mindre än 0,7 Ga (Nimmo, 2013). Eftersom värmeflödet över CMB måste ha varit lika eller överstigit det adiabatiska värdet före inre kärnans bildning och antas inte ha minskats sedan dess, antas ett genomsnittligt värde för värmeflödet över CMB på 10 TW (Nimmo, 2013). Detta är en förenkling för att uppskatta åldern för inre kärnan. Labrosse (2015) antog däremot 13,5 TW.

Från ekvation 2 kan tabell 5 ställas upp för åldrar på den inre kärnan från olika studier. Inklusive ΔT<sub>c</sub> som anger förändringen i temperatur vid CMB vid kärnans bildning (Nimmo, 2013). T<sub>m</sub> anger smältemperaturen. I ekvation 2 tas energibidrag från radioaktiva isotoper med, men inte här då detta enbart verkar ge en relativt liten skillnad i ålder för den inre kärnan (se fig 3). I övrigt anger: W<sub>s</sub> = sekulär kylning av hela kärnan. W<sub>g</sub> är gravitationell energi. W<sub>L</sub> är latent värmeutsläpp (Nimmo, 2013)

Tabell 5. Total energi för olika variabler i joule (J) från olika studier.  $T_m$  = smälttemperatur och  $r$  = inre kärnans radie (Omgjord från Nimmo (2013)).

Kvantitet	Enhet	Labrosse (2003)	Labrosse (2015)	Pozzo et al. (2012)	Nimmo (2013)
$T_m (r = 0)$	K	5967	5500	-	5800
$\Delta T_c$	K	96	-	43	60
$W_s$	$\times 10^{28} J$	18,2	18,13	7,0	11,6
$W_g$	$\times 10^{28} J$	4,1	4,69	7,0	4,4
$W_L$	$\times 10^{28} J$	7,0	6,88	4,0	6,9
$W_{tot}$	$\times 10^{28} J$	29	29,7	18,0	23
IC ålder	Ga	0,92	<0,7	0,55	0,73

### 4.3 Paradoxer i samband med kärnans bildning och utveckling

#### 4.3.1 "New core paradox"

Driscoll och Davies (2023) fann att termodynamiska modeller med termisk konduktivitet på  $\geq 70 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , utan radioaktivitet i kärnan eller initial CMB temperatur på 5000 K inte kunde lösa denna paradox. Deras mest lyckade modell som löser "New core paradox" baserades på termisk konduktivitet på  $70 \text{ W}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , 0 TW radioaktivitet, men med initial kärntemperatur på 6000 K (3,5 Ga). Labrosse (2015) visade också att en hög initial kärntemperatur (7000 K) kunde hålla i gång geodynamon med termisk konvektionen innan inre kärnans bildning. Många modeller för kärnans tidiga historia, innan inre kärnan, pekar dock på en lägre initial temperatur (Fischer et al., 2017; Rubie et al., 2015). Enligt Driscoll och Berovici (2014) undveks "New core paradox" genom att anta att geodynamon drevs termalt före inre kärnans bildning med termisk konduktivitet på  $130 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

#### 4.3.2 "Thermal catastrophe"

För paradoxen "Thermal catastrophe" visar dessa nya höga termiska konduktivitetsvärdena för järn (vid ICB och CMB), genom laborerade mätningar och teoretiska uträkningar, relevanta avgränsningar för mantelns termala historia (Patočka et al., 2020). Driscoll och Berovici (2014) visade från sina uträkningar att paradoxen kan undvikas genom att anta ett högt  $Q_{cmb}$  till ungefär 15 TW. Principen bakom denna lösning är att tillåta en låg sekulär nedkylning (11 TW) för manteln (Driscoll och Berovici, 2014). Deras modeller uppskattade en ålder för den inre kärnan på mellan 500 och 800 Ma. Patočka et al. (2020) visade att med minimal värmeextraktion från kärnan, som krävs för att driva geodynamon, krävs att radioisotopisk värmekälla i manteln är ca 16 TW (vilket ligger inom geokemiska uppskattningar på mellan 6 och 17 TW). Patočka et al. (2020) fastställde också att utan radioaktivt bidrag från kärnan kan "Thermal catastrophe" undvikas med en initial manteltemperatur på under 1800 K. Båda dessa studier förutsätter att för att undvika paradoxen behövs värden för  $Q_{cmb}$  över 10 TW.

#### 4.3.3 "Inner core paradox"

Bakom bildningen av den inre kärnan finns denna paradox som innebär att energibarriären som krävs överstigas för att den första stabila kristallen ska bildas kräver en kritisk underkylning som är för stor enligt kristallbildningsexperiment (Huguet et al., 2018). Underkylningen beräknas vara ca 1000 K vilket inte går att förena med uppskattade hastigheter för nedkylning av kärnan på ca  $100 \text{ K Ga}^{-1}$  (Davies et al., 2019) Den tydligaste lösningen på paradoxen enligt Huguet et al. (2018) är närvaron av ett substrat som sänker barriären till kärnbildning inom kärnan. Detta substrat kan ha blivit till genom att en stor solid kropp bestående av järnlegering sjunkit ner till kärnan under ackretionen (Huguet et al., 2018).

Davies et al. (2019) undersökte homogen kärnbildning av järn och järnlegeringar vid förhållanden för kärnan. De fann underkylningen till att vara 700 K, vilket ändå inte är tillräckligt för att lösa paradoxen. Sun et al. (2022) tittade på en möjlig tvästegskärnbildning. Enligt deras studie är bcc-fasen för järn möjlig som ett första steg innan hcp-fasen. Detta är eftersom bcc har en högre kärnbildningshastighet än hcp. Vad detta innebär är en minskning av underkylningen som krävs för kärnans bildning (Sun et al., 2022).



## 4.4 Paleomagnetiska data

Med paleomagnetiska data letar man efter en ”kick” i magnetfältets intensitet som tecken på bildningen av den inre kärnan. En del tittar även på eventuella variationer i intensiteten över längre tidsperioder som tecken på instabilitet inför inre kärnans bildning.

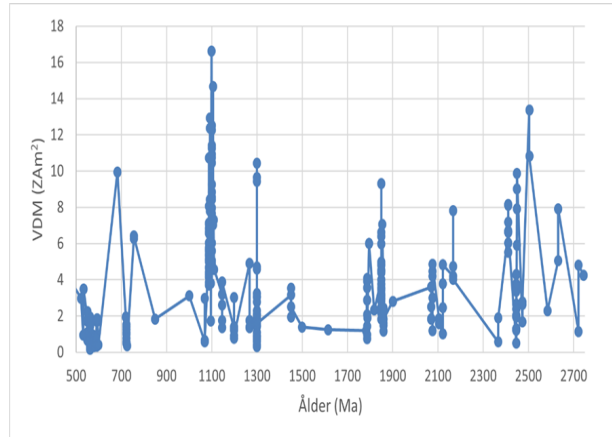
Biggin et al. (2015) visade med sin analys av prekambrisk paleomagnetisk intensitetsdata bevis för förekomst av långvarig variation i geomagnetisk styrka. Tydligast data visar övergång i både genomsnittlig fältstyrka och variabilitet mellan 1 Ga och 1,5 Ga, vilket de anser bäst förklaras med bildandet av den inre kärnan. Detta skulle överensstämja med relativt låga värden för termisk konduktivitet.

För tydlighet i följande del: VDM-värde korreponderar med magnetfältets intensitet. Zhang et al. (2022) analyserade anortosit-xenoliter från diabasintrusioner från den nordamerikanska mittkontinenteriften. Deras värden visade hög intensitet vilket tyder på en stark geodynamo. Deras data visade också att geodynamon hade verkat i mer än ca 14 Ma runt 1,1 Ga sedan. Denna data går emot hypotesen om en ung inre kärna för <700 Ma (Zhang et al., 2022). Lloyd et al. (2021) visade data från 720 Ma diabasgångar från Franklin LIP som visade låg intensitet. Deras data ligger inom ett 300 Ma tomrum i paleointensitetsdatabasen. Dessa data kan stödja att geodynamon var på gränsen till kollaps i Neoproterozoikum, före inre kärnan bildades (Lloyd et al., 2021). Dessa resultat överensstämmer med annan låg paleointensitetsdata från Bono et al. (2019) från Ediacara-bergarter som bildades cirka 150 Ma senare. Denna data utgörs av plagioklas- och klinopyroxen-kristaller som kommer från Sept-Îles-intrusivet i Kanada.

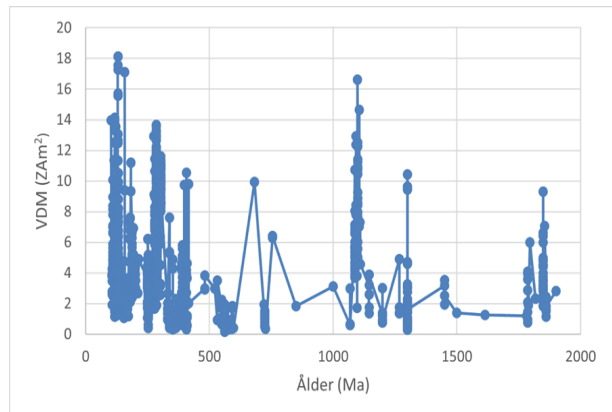
Data från basalt (560 - 580 Ma) från Ukraina av Shcherbakova et al. (2020) visade liknande intensitet som Bono et al. (2019). Zhou et al. (2022) analyserade 532 Ma gamla anortositer från Oklahoma, USA vilket visade 5 gånger starkare intensitet än de väldigt låga värdena från Bono et al. (2019) vid 565 Ma. Detta tolkade de som att magnetfältet hade återhämtat sig vilket skulle innebära en ålder på 550 Ma för den inre kärnan. Thallner et al. (2021) analyserade data från Grenville dyke swarm vilka visade geomagnetisk anomali från cirka 585 Ma, vissa värden var upp till 17  $ZAm^2$  (högt relativt närliggande data, men lågt relativt dagens magnetfält) Sammanfattad data från de olika källorna visas i tabell 6. Som referensram är dagens VDM omkring 80  $ZAm^2$  (Panovska et al., 2018).

Från PINT-databasen (Bono et al., 2022) valdes samtliga registrerade VDM-värden från 4543 Ma till

500 Ma (totalt: 293 datapunkter). För vissa datapunkter saknades VDM-värde. Vad som kan observeras i diagrammet (se fig. 4) är stor diskrepans för olika tidsåldrar, ett väldigt högt värde syns vid ungefär 1,1 Ga. Mellan 500 och 600 Ma syns relativt låga värden vilka tycks öka mot 500 Ma. Cirka 55 % (24 av 45) av alla datapunkter med VDM värde under 10  $ZAm^2$  fanns mellan 500 och 600 Ma. I figur 5 visas hur koncentrationen av data och ökade VDM-värden mot 100 Ma.



Figur 4. Diagram gjort i excel med data från PINT-databasen (Bono et al., 2022). Y-axeln visar VDM (Virtual dipole moment) i  $ZAm^2$ . X-axeln visar bergartens ålder.



Figur 5. Samma som figur 4, men här inkluderas VDM-värden fram till ca 100 Ma, för att åskådliggöra skillnaden. Det framgår tydligt att antalet data punkter ökar markant mot 100 Ma.

Tabell 6. Sammanställning av värden för VDM (motsvarar intensitet) samt respektive provs ålder (när bergarten kristalliserade).

Referens	Zhang et al. (2022)	Lloyd et al. (2021)	Bono et al. (2019)	Shcherbakova et al. (2020)	Zhou et al. (2022)	Thallner et al. (2021)
Ålder – prov (Ma)	1092	720	565	560 - 580	532	585
VDM ( $ZAm^2$ )	83	11	7	4 - 10	~ 35	3 - 17

## 5. Diskussion

### 5.1 Den inre kärnans ålder

Det verkar framkomma av många nya studier att åldern för den inre kärnan trycks allt närmare ungefär 0,5 Ga (se tabell 7). Baserat på Studier som har tittat på kärnans totala energibudget (tabell 5) och framför allt termisk konduktivitet (tabell 3) finner majoriteten av studierna att åldern för den inre kärnan ej överstiger 0,7 Ga. Val av metod samt vilka antaganden som görs påverkar säkerheten för uppskattad ålder. Vid paleomagnetiska data är den främsta osäkerheten helt enkelt brist på kvalitativa data. För termodynamisk modellering görs en del antaganden vid uppskattning av inre kärnans ålder, som exempelvis den initiala temperaturen för kärnan, samt vilka lättare ämnen som finns närvarande i kärnan.

#### 5.1.1 Innebörden av termisk konduktivitet

Studier från några år tillbaka som Pozzo et al. (2012) och Seagle et al. (2013) påvisade hög termisk konduktivitet för kärnan, vilket innebär högre temperaturer för kärnan och starkare kompositionell konvektion för att driva geodynamon (Fischer, 2016). Det betyder att kärnans termiska konduktivitet är en av de viktigaste parametrarna för att avgränsa inre kärnans ålder och mängden värme tillgängligt för att driva geodynamon (Kavner och Rainey, 2016). Gränsen för hög termisk konduktivitet kan dras vid  $>46 \text{ Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$  (Davies et al., 2015). För uppskattning av termisk konduktivitet vid CMB och ICB, samt elektrisk resistivitet (och därmed dess invers - konduktivitet) som anses lättare uppmätt än termisk konduktivitet (Kavner och Rainey, 2016), spelar flera faktorer in. Olika metoder används som ERM, FPC och DTCM. Olika studier uppskattar konduktivitet för legeringar med olika mängder lättare ämnen. En stor skillnad görs också om materialet antas

som solid eller flytande. Vanligen har flytande järn högre resistivitet än solid (Yin et al., 2022). Vilket innebär att flytande järn har lägre elektrisk och termisk konduktivitet än solid järn. Detta har också testats i vissa studier (tabell 3).

Vilken kristallstruktur järnet har spelar också roll vid skillnader i resistivitet. Från hcp till fcc vid höga tryck och temperatur sjunker resistivitet (Ezenwa och Yoshino, 2021). Vid höga tryck (upp till 26 GPa) sjunker resistivitet med 6 - 20 % i fcc-fasen (Ohta et al., 2016). För hcp-fasen har DFT-mätningar visat ökning av resistivitet med 6-10 % vid uppsmältning (Pozzo et al., 2012). Majoriteten av mätningar från olika studier verkar göras med järn i hcp-fas (Yin et al., 2022). Vilket antas var den troligaste fasen för järn i inre kärnan (Caracas, 2016). Ytterligare studier i tvåstegs bildning av järn som Sun et al. (2022) undersökte kan vara tänkbart. En annan viktig faktor som vägs in med konduktiviteten är den initiala temperaturen för CMB, vilket ett så pass lågt värde (som Hsieh et al., (2020)) för termisk konduktivitet borde innebära cirka 4250 K  $T_{\text{CMB}}$ , vilket innebär en ålder för inre kärnan upp till 3,3 Ga.

#### 5.1.1.1 Lättare ämnens inverkan

Det spekuleras om lättare ämnens närvaro i inre kärnan, på grund av att legeringar med enbart Fe och Ni inte kan förklara observerade seismiska och geofysiska egenskaperna för kärnan (Caracas, 2016). Den exakta sammansättningen är fortfarande oklar, men mer information om kärnans temperatur och relationen mellan inre och yttre kärnan skulle kunna hjälpa (Hirose et al., 2021). Si anses vara det troligaste förekommande lättare ämnet i den yttre kärnan, vars närvaro tydligt ökar järnets resistivitet. Förekomsten av Si medför högst resistivitet av de tänkbara lättare ämnena (Yin et al., 2022). Ytterligare undersökningar som direkta mätningar för termisk konduktivitet i solida och fly-

Tabell 7. Sammanställning av majoriteten av åldersbestämning för inre kärnan. T = termodynamisk modellering. P = paleomagnetisk analys.

Inre kärnans ålder (Ga)	Metod	Källor
> 4,2	T	Konôpková et al. (2016)
>2	T	Hsieh et al. (2020)
1,5	T	Zhang et al. (2021)
1-1,5	P	Biggin et al. (2015)
0,63-0,7	T	Li et al. (2021)
0,65	T	Driscoll och Bercovici (2014)
0,63	T	Driscoll och Davies (2023)
0,45-0,7	T	Pozzo et al. (2022)
0,57	T	Frost et al. (2022)
0,55	P	Zhou et al. (2022)
0,5	P	Bono et al. (2019)

tande järnlegeringar ansåg Yin et al. (2022) behövas för mer tydlighet i kärnans energibudget, inre kärnans ålder och den termala utvecklingen. För just de studier som fick lägre värden för termisk konduktivitet som Konôpková et al. (2016), Hsieh et al. (2020 och även Saha et al. (2020), är det intressant att se vilka legeringar de har använt. Konôpková et al. (2016) som uppskattade högst ålder för den inre kärnan (>4,2 Ga), vilket indikerar en inre kärnan lika gammal som geodynamon. För lättare ämnen inkluderade (inte specificerat vilka), räknade de med en 10 - 40 % minskning av konduktivitet vilket gav värdena i tabell 3. I likhet med Yin et al. (2022) ansåg Konôpková et al. (2016) att ytterligare förståelse för lättare ämnens påverkan i FeNi-legeringar behövs för att förstå kärnans termala utveckling. Hsieh et al. (2020) fick i likhet med Konôpková et al. (2016) låga värden för flytande järn. Deras värde erhöles med ca 15 % Si i järnlegering.

Den tydligaste skillnaden verkar vara om det undersökta materialet är flytande eller solid, eftersom de högsta konduktiviteterna har uppmätts för solid järn och lägst för flytande järn. En studie av Ohta et al. (2016) uppmätte cirka  $226 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  för solid järn, vilket är högsta värdet enligt Yin et al. (2022). Li et al. (2021) visade en termisk konduktivitet på  $125 \pm 9 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  för flytande FeNi. Ni verkar ha en relativt liten inverkan på resistivitetskillnad (Yin et al., 2022).

Det är svårt att se absoluta samband för olika uppskattningar med konduktivitet och resistivitet och hur de härleds från olika faktorer som närvaro av lättare ämnen, fasskillnader samt olika kristallstrukturer. I likhet med vad bland annat Yin et al. (2022) och Konôpková et al. (2016) anser behövs mer studier för hur lättare ämnen inverkar på järnlegeringar.

### 5.1.2 Innebörden av "New core paradox"

För denna paradox skulle modeller med låga värden runt  $20 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  vara ansedda som "lyckade", men med tanken på mängden senare studier som visar höga värden för järns konduktivitet verkar detta föga troligt. En annan lösning är högt värde för radioaktivitet i kärnan (över 2,5 TW för nutida värmeproduktion), vilket enligt Xiong et al. (2018) inte är möjligt med mängden K som kan partitionera till kärnan. Flera studier som Chidester et al. (2017) och Faure et al. (2020) visade att det är osannolikt att tillräckliga mängder av varken K eller U partitionerade till kärnan för att kunna påverka den termala utvecklingen.

Till paradoxen är studien av Driscoll och Davies (2023) mest intressant, eftersom den är den senaste. De visade med sin mest lovande modell en medelhög termisk konduktivitet  $70 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  i radioaktivitet och en initial temperatur för kärnan på 6000 K. En så hög initial temperatur för CMB går emot flera formationsmodeller för kärnan (Driscoll och Davies, 2023). Pozzo et al. (2022) visade lägre initiala temperaturer för CMB mellan 5200 och 4600 K vid 3,5 Ga (3,5 Ga är äldsta paleomagnetiska bevisen för geodynamon (Tarduno et al. (2010)). Labrosse (2015) och Nimmo (2015) visade också lyckade termala modeller utan radioaktivitet i kärnan och hög initial CMB-temperatur. Precis som Driscoll och Davies (2023) konstaterade behövs mer studier med modeller som antar en hög initial CMB-temperatur.

### 5.1.3 Paleomagnetiska data

Från paleomagnetiska data är det är det anmärkningsvärt att majoriteten av den data vars VDM är under  $10 \text{ ZAm}^2$  är mellan 500 och 600 Ma. Vad som däremot är relevant att beakta är den stora ökning av data som naturligt finns tillgängligt ju närmre recent tid man kommer. 90 % av paleomagnetisk data existerar mellan 0 och 500 Ma (Bono et al., 2022), vilket gör det svårare att se tendenser från geodynamon yttrade i paleointensitetsdata under de relevanta geologiska tidsramarna.

Driscoll (2016) tog fram numeriska dynamomodeller. Dessa modeller bygger på uträkning av utvecklingen för magnetfältets dipol utifrån kärnans termala utveckling – dess förändring i konvektion. Detta innebär drivkraften för konvektion kan relatera till VDM (Olson och Christensen, 2006). Dessa modeller visade att geodynamon kan ha uppträtt som ett multipolärt magnetfält fram tills ungefär 1,5 Ga. Därefter gått över till dipol fram till 1 Ga, stannat kvar som svagt magnetfält (under  $20 \text{ ZAm}^2$ ) för att sedan, efter inre kärnans bildning (0,65 Ga enligt dessa modeller), blivit ett starkt dipolfält fram till recent tid. Driscoll (2016) slutsats är att modellerna visade att geodynamon gick in i en svag fas runt 1 Ga på grund av minskning av tillgänglig termal flytkraft för att driva geodynamon. Detta kvarstod till kärnans bildning runt 650 Ma. Driscoll (2016), menade däremot också att drivkraften för konvektion inte relateras till VDM. Det är enligt detta alltså svårt att se koppling mellan konvektionskraft och magnetfältets intensitet. Landeau et al. (2017) bekräftade i sina modeller att magnetfältet kan ha nått ett stadie av svag fältstyrka innan inre kärnans bildning. De bekräftade även existensen av multipolärt magnetfält innan kärnans bildning är möjlig.

Biggins et al. (2015) baserar sin uppskattning av kärnans ålder från ökning av magnetfältets fältstyrka runt 1 till 1,5 Ga (fig. 4). Detta är inte i paritet med Driscoll (2016) som visar minskning av fältstyrka efter 1 Ga. Driscoll (2016) är däremot mer i enighet med exempelvis Bono et al. (2019) Shcherbakova et al. (2020) vars data indikerar en ålder närmre 0,5 Ga.

### 5.2 Betydelse för magnetfältets framtid

Hur den inre kärnans tillväxt påverkar den konvektiva regimen i yttre kärnan och således magnetfältet genom dynamon är en av de relevanta aspekterna, med tanke på att geodynamon främst drivs av inre kärnans tillväxt (Landeau et al., 2017). Vid ett scenario där jorden förlorar sitt magnetfält innebär detta att solvinden skulle gradvis erodera bort atmosfären, vilket till slut skulle leda till att jorden förlorar sitt vatten (Tarduno, 2018). Tarduno (2019) konstaterade för vetenskapliga nyhetswebbsidan Livescience att jordens inre kärna till slut kommer att växa sig stor nog att konvektion i yttre kärnan inte kommer vara effektivt nog för att upprätthålla geodynamon, men det kommer ta miljarder år. Jorden är inte i närheten av att förlora sitt magnetfält inom den närmsta tiden, utifrån mänskligt perspektiv.

Vad som däremot är mer angeläget är ett svagare magnetfält ter sig inom överskådlig framtid, som när nästa polomkastning sker. De senaste 160 åren har magnetfältet försvagats, vilket kan innebära de tidiga

stegen i en polomkastning (Tarduno, 2018). Genom Fanerozoikum har magnetfältet visat sig variera över tidsskalor som tio- till hundramiljontals år. Möjligen finns det ett mönster för frekvens av polomkastningar och magnetfältets styrka (Biggin et al., 2012) Under en period mellan Perm och Karbon (267 – 319 Ma), skedde en trend av tydlig ökning av polomkastningar. Data från denna period har visat låga VDM-värden mellan 4,3 och 14,0 ZAm<sup>2</sup> (Hawkins et al., 2018).

Modeller visar att med låga VDM-värden förväntas ökning av polomkastningar (Hawkins et al., 2018). Dessa låga värden för magnetfältet och hög frekvens av polomkastningar kan innebära att konvektionen i yttre kärnan är mer kraftfull (Olson, 2007). Detta kan orsakas av ökning av värmeflödet över CMB (Olson och Amit, 2014).

För perspektiv går det även att titta på jordens grannar. I synnerhet Venus som har flera likheter med Jorden som dess radie, sammansättning och en järnkärna (Nimmo, 2002). De två främsta skillnaderna är att Venus har en relativt gammal jordskorpa (avsaknad av plattetektonik) och inget internt skapat magnetfält (Driscoll och Bercovici, 2014). På grund av svårigheter med direkta mätningar är dess termala utveckling föga känd (Driscoll och Bercovici, 2014). För konvektion i kärnan, krävs extraktion av värme till manteln. Manteln i sin tur kyls ner av subducerande plattor, vilket kan enligt Nimmo (2002) innebära att Venus mantel stiger i temperatur. Nimmo (2002) argumenterade för att om plattetektonik hade pågått på Venus före 0,5 Ga, hade ett magnetfält kunnat existera. En annan teori är att Venus kärna saknar en inre solid kärna och kärnan är fullständigt homogen i temperatur, således pågår ingen konvektion stark nog till dynamoeffekt (Konopliv och Yoder, 1996).

Hur tiden för solidifiering av den inre kärnan påverkade magnetfältets beskaffenhet och dess fortsatta utveckling är synnerligen spekulativt. Med tanke på vad Hawkins et al. (2018) tar upp om mellan låg fältstyrka samt hög frekvens av polomkastningar och dess koppling med variation för värmeflödet över CMB. Detta värmeflöde påverkas av konvektionen i manteln, men även konvektion i kärnan där den inre kärnans tillväxt är en dominerande faktor. Detta är en intressant aspekt kring påverkan på kärnans framtida tillväxt.

### 5.3 Inverkan på livets utveckling

De äldsta säkra bevis för livet tyder på dess uppkomst omkring 3,5 Ga (Schopf et al., 2017). Vilket är inom geodynamons uppskattade ålder på 4,2 Ga enligt Tarduno et al. (2015). Genom jordens historia och inför livets uppkomst minskade den kraftfulla solvinden och tillsammans med magnetfältets uppkomst kan detta banat vägen för livet (Tarduno et al., 2014). Det mest biologiskt omvälvande skedet hände runt 540 Ma i vad som kallas kambriska explosionen. I slutet av Ediacara dog många organismer utan skal ut och i tidiga kambrium utvecklade en del organismer förmågan att gräva sig vertikalt ner, vilket ändrade havsbottens ekologi samt normaliserade biomineralisering (Meert et al. 2016). Dessa förändringar kopplar Meert et al. (2016) till ökande frekvens av polomkastningar. Den ökade frekvensen associeras med svagare dipol som i

sin tur innebär reducerade dimensioner för magnetosfären. Detta kan ha inneburit högre nivåer av uv-strålning till den ytliga marina miljön, vilket selekterade organismer som kunde undvika strålning genom att gräva ner sig vertikalt (Meert et al., 2016).

En teori som Meert et al. (2016) framför allt pekar på är att före bildningen av den inre kärnan, kan det ha varit en fas av svagare och instabilare geodynamo. Detta skulle ha inneburit att organismer utsattes för ökade mängder strålning från solen och övriga kosmos. Doglioni et al. (2016) undersökte vidare om hypotesen kring den inre kärnans tillkomst gällande uppkomsten av den kambriska explosionen. De angav att om det är någon koppling mellan solidifieringen av den inre kärnan och livets utveckling är en trolig ålder för den inre kärnan på runt 1 Ga (Doglioni, et al. 2016). De diskuterar sambandet mellan uppkomsten av jordens atmosfär, solens högenergi-strålning och den inre kärnans tillväxt. De baserar detta på dels på att magnetfältet agerar som ett skydd för atmosfären och dess syrehalt, dels på Mars som exempel. Mars anses förlorat majoriteten av sin atmosfär från solerosion, på grund av för svagt magnetfält (Doglioni et al., 2016).

Som tidigare konstaterat antas den inre kärnan ge upphov till ett starkare magnetfält, vilket dels beror på dess inverkan på konvektion samt dess rotation relativt manteln. Hur mycket den inre kärnans roterar har ifrågasatts av Aubert et al. (2010) som även argumenterade för att för små förändringar har skett i magnetfältet, sedan jordens tidiga historia, för att kunna bidra till dess skyddande förmåga.

Huruvida om eller hur mycket den inre kärnans tillkomst bidrog till livets utveckling kvarstår som oklart. Det var troligen en av många viktiga faktorer som spelade in vid livets uppkomst och tidiga utveckling. Enligt Doglioni et al. (2010) vore, för deras hypotes, en ålder för inre kärnan på 1 Ga rimligast. Många av de senaste studierna tyder inte på detta. Biggin et al. (2015) visade att inre kärnan kan ha tillkommit mellan 1,5 och 1 Ga, men pålitligheten av en del av denna data har ifrågasatts (Smirnov et al., 2016).

## 6. Slutsatser

Det framkommer tydligt av den mängden studier som finns att den stora gåtan kring när jordens inre kärna tillkom förblir oklart. Majoriteten av de senaste studierna, sedan åtminstone 5 år tillbaka, visar på en allt högre förmåga, för järn och dess legeringar, för termisk konduktivitet. Kunskapen och förmågan till experiment med DAC (diamond anvil cell) har möjligen blivit bättre med åren och producerar mer precisa resultat. Även nya paleomagnetiska data pekar på en yngre inre kärna (<0,7 Ga) är det rimligt att detta höjer misstanken om en yngre kärna. Gällande de olika avgränsningar är det termisk konduktivitet, temperaturregim (framför allt initial temperatur vid CMB) och komposition som är mest intressanta vid fastställning av den inre kärnans ålder. Komposition hänger tydligt ihop med konduktivitet, därav är konduktiviteten en stark indikator på kärnans termala utveckling. Andra parametrar som förekomst av radioaktivitet och övre stratifierat lager i yttre kärnan tycks enbart stå för mindre (möjligen närmast marginella) skillnader för

inre kärnans ålder. Angående inre kärnans betydelse för magnetfältets framtida utveckling och livets uppkomst, utgörs detta främst av intressanta hypoteser och spekulationer.

Ett fastställande av den inre kärnans ålder skulle troligen innebära ny fundamental förståelse för jordens termala historia och dess framtida utveckling.

Slutligen behövs det mer forskning inom framför allt termodynamiska modeller och utveckling av metoder för tryck och temperatur-experiment för att komma närmare svaret. PINT-databasen är den andra nyckeln som fortfarande har mycket tomrum inom Prekambrium och möjligen är det där svaret än finns.

## 7. Tackord

Ett stort tack till min handledare Andreas Nilsson som hjälpt mig tackla detta relativt komplicerade ämne. Dels genom att få ämnet kännas mer hanterbart i hur jag tagit mig igenom litteraturen och dels genom att tålmodigt hjälpt mig med delar som varit svåra att förstå.

## 8. Referenser

- Alexandrakis, C., & Eaton, D. W. (2010). Precise seismic-wave velocity atop Earth's core: No evidence for outer-core stratification. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 180(1-2), 59-65. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.02.011>
- Alfe, D., Price, G. D., & Gillan, M. J. (2002). Iron under Earth's core conditions: Liquid-state thermodynamics and high-pressure melting curve from ab initio calculations. *Physical Review B*, 65(16). <https://doi.org/ARTN 16511810.1103/PhysRevB.65.165118>
- Anderson, D. L. (2003), *Theory of the Earth*, (2003). Blackwell Sci. Pub. Boston.
- Anderson, O. L. (2007) Core, Adiabatic Gradient. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl., s. 106-110). Springer-Verlag New York inc.
- Antonangeli, D. (2016) Physical Properties of the Inner Core. I H. Terasaki och R. A. Fischer (Red.) *Deep Earth* (1 uppl., s. 121-128). John Wiley & Sons Inc.
- Anzellini, S., Dewaele, A., Mezouar, M., Loubeyre, P., & Morard, G. (2013). Melting of Iron at Earth's Inner Core Boundary Based on Fast X-ray Diffraction. *Science*, 340(6131), 464-466. <https://doi.org/10.1126/science.1233514>
- Aubert, J., Finlay, C. C., & Fournier, A. (2013). Bottom-up control of geomagnetic secular variation by the Earth's inner core. *Nature*, 502(7470), 219-+. <https://doi.org/10.1038/nature12574>
- Biggin, A. J., Piispa, E. J., Pesonen, L. J., Holme, R., Paterson, G. A., Veikkolainen, T., & Tauxe, L. (2015). Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation. *Nature*, 526(7572), 245-+. <https://doi.org/10.1038/nature15523>
- Biggin, A. J., Steinberger, B., Aubert, J., Suttie, N., Holme, R., Torsvik, T. H., van der Meer, D. G., & van Hinsbergen, D. J. J. (2012). Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes. *Nature Geoscience*, 5(8), 526-533. <https://doi.org/10.1038/Ngeo1521>
- Blanchard, I., Siebert, J., Borensztajn, S., & Badro, J. (2017). The solubility of heat-producing elements in Earth's core. *Geochemical Perspectives Letters*, 5, 1-5. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.1737>
- Bono R. K., Paterson G. A., Boon A. van der., Engbers Y. A., Grappone J. M., Handford B., Hawkins L. M. A., Lloyd S. J., Sprain C. J., Thallner D & Biggin A. J. (2022) The PINT absolute palaeointensity database (Version 8.1.1) *GJI*, 2022, doi:10.1093/gji/ggab490
- Bono, R. K., Tarduno, J. A., Nimmo, F., & Cottrell, R. D. (2019). Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity. *Nature Geoscience*, 12(2), 143-+. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0288-0>
- Bouffard, M., Choblet, G., Labrosse, S., & Wicht, J. (2019). Chemical Convection and Stratification in the Earth's Outer Core. *Frontiers in Earth Science*, 7. <https://doi.org/ARTN 9910.3389/feart.2019.00099>
- Braginsky, S. I. (2006). Formation of the stratified ocean of the core. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 650-656. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.029>
- Buffett, B. (2014). Geomagnetic fluctuations reveal stable stratification at the top of the Earth's core. *Nature*, 507(7493), 484-+. <https://doi.org/10.1038/nature13122>
- Caracas, R. (2016) Crystal Structures of Core Materials I H. Terasaki och R. A. Fischer (Red.) *Deep Earth* (1 uppl., s. 57-68). John Wiley & Sons Inc.
- Carlson, R. W., & Boyet, M. (2008). Composition of the Earth's interior: the importance of early events. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 366(1883), 4077-4103. <https://doi.org/10.1098/rsta.2008.0166>
- Chidester, B. A., Lock, S. J., Swadba, K. E., Rahman, Z., Richter, K., & Campbell, A. J. (2022). The Lithophile Element Budget of Earth's Core. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 23(2). <https://doi.org/ARTN e2021GC00998610.1029/2021GC009986>
- Konopliv, A. S., & Yoder, C. F. (1996). Venusian k(2) tidal Love number from Magellan and PVO tracking data. *Geophysical Research Letters*, 23(14), 1857-1860. <https://doi.org/Doi 10.1029/96gl01589>
- Labrosse, S. (2003). Thermal and magnetic evolution of the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140(1-3), 127-143. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.07.006>
- Davies, C., Pozzo, M., Gubbins, D., & Alfe, D. (2015). Constraints from material properties on the dynamics and evolution of Earth's core.

- Nature Geoscience*, 8(9), 678+. <https://doi.org/10.1038/Ngeo2492>
- Davies, C. J., Pozzo, M., & Alfe, D. (2019). Assessing the inner core nucleation paradox with atomic-scale simulations. *Earth and Planetary Science Letters*, 507, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.11.019>
- Dogliani, C., Pignatti, J., & Coleman, M. (2016). Why did life develop on the surface of the Earth in the Cambrian? *Geoscience Frontiers*, 7(6), 865-873. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.02.001>
- Driscoll, P., & Bercovici, D. (2014). On the thermal and magnetic histories of Earth and Venus: Influences of melting, radioactivity, and conductivity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 236, 36-51. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.08.004>
- Driscoll, P. E. (2016). Simulating 2 Ga of geodynamo history. *Geophysical Research Letters*, 43(11), 5680-5687. <https://doi.org/10.1002/2016GL068858>
- Driscoll, P., & Davies, C. (2023). The "New Core Paradox": Challenges and Potential Solutions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 128(1). <https://doi.org/ARTN e2022JB02535510.1029/2022JB025355>
- Dziewonski, A. M., & Anderson, D. L. (1981). Preliminary Reference Earth Model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297-356. [https://doi.org/Doi 10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/Doi 10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Engdahl, E. R., Flinn, E. A., & Masse, R. P. (1974). Differential Pkikp Travel Times and Radius of Inner Core. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39(3), 457-463. <https://doi.org/DOI 10.1111/j.1365-246X.1974.tb05467.x>
- Ezenwa, I. C., & Yoshino, T. (2021). Electrical Resistivity of Cu and Au at High Pressure above 5 GPa: Implications for the Constant Electrical Resistivity Theory along the Melting Curve of the Simple Metals. *Materials*, 14(19). <https://doi.org/ARTN 547610.3390/ma14195476>
- Faure, P., Bouhifd, M. A., Boyet, M., Manthilake, G., Clesi, V., & Devidal, J. L. (2020). Uranium and thorium partitioning in the bulk silicate Earth and the oxygen content of Earth's core. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 275, 83-98. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.02.010>
- Fischer, R. A. (2016) Melting of Fe Alloys and the Thermal Structure of the Core. I H. Terasaki och R. A. Fischer (Red.) *Deep Earth* (1 uppl., s. 3-12). John Wiley & Sons Inc. .
- Fischer, R. A., Campbell, A. J., & Ciesla, F. J. (2017). Sensitivities of Earth's core and mantle compositions to accretion and differentiation processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 458, 252-262. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.025>
- Frost, D. A., Avery, M. S., Buffett, B. A., Chidester, B. A., Deng, J., Dorfman, S. M., Li, Z., Liu, L. J., Lv, M. D., & Martin, J. F. (2022). Multidisciplinary Constraints on the Thermal-Chemical Boundary Between Earth's Core and Mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 23(3). <https://doi.org/ARTN e2021GC00976410.1029/2021GC009764>
- Greenwood, S., Davies, C. J., & Mound, J. E. (2021). On the evolution of thermally stratified layers at the top of Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 318. <https://doi.org/ARTN 106763 10.1016/j.pepi.2021.106763>
- Hawkins, L. M. A., Anwar, T., Shcherbakova, V. V., Biggin, A. J., Kravchinsky, V. A., Shatsillo, A. V., & Pavlov, V. E. (2019). An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 506, 134-145. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.035>
- Herrmann, F., & Vorbach, T. (2020). The geodynamo for non-geophysicists. *European Journal of Physics*, 41(4). <https://doi.org/ARTN 04580310.1088/1361-6404/ab8780>
- Hirose, K., Wood, B., & Vocollo, L. (2021). Light elements in the Earth's core. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(9), 645-658. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00203-6>
- Hsieh, W. P., Goncharov, A. F., Labrosse, S., Holtgrewe, N., Lobanov, S. S., Chuvashova, I., Deschamps, F., & Lin, J. F. (2020). Low thermal conductivity of iron-silicon alloys at Earth's core conditions with implications for the geodynamo. *Nature Communications*, 11(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17106-7>
- Huguet, L., Van Orman, J. A., Hauck, S. A., & Willard, M. A. (2018). Earth's inner core nucleation paradox. *Earth and Planetary Science Letters*, 487, 9-20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.018>
- Jones, C. (2007) Geodynamo. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 287-296). Springer-Verlag New York inc.
- Jacobs, J. A. (2007) Geomagnetic Excursion. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 310-312). Springer-Verlag New York inc
- Kaneshima, S. (2018). Array analyses of SmKS waves and the stratification of Earth's outermost core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 276, 234-246. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.03.006>
- Kavner, A. & Rainey, S. G. (2016) Heat transfer in the Core and Mantle I H. Terasaki och R. A. Fischer (Red.) *Deep Earth* (1 uppl., s. 31-42). John Wiley & Sons Inc.
- Konopkova, Z., McWilliams, R. S., Gomez-Perez, N., & Goncharov, A. F. (2016). Direct measurement of thermal conductivity in solid iron at planetary core conditions. *Nature*, 534(7605), 99-+. <https://doi.org/10.1038/nature18009>
- Labrosse, S. (2007) Core-Mantle Boundary, Heat Flow Across. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 127-130). Springer-Verlag New York inc.

- Labrosse, S. (2015). Thermal evolution of the core with a high thermal conductivity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 247, 36-55. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.02.002>
- Labrosse, S. (2016) Thermal State and Evolution of the Earth Core and Deep Mantle I H. Terasaki och R. A. Fischer (Red.) *Deep Earth* (1 uppl., s. 43-55). John Wiley & Sons Inc.
- Labrosse, S., Poirier, J. P., & LeMouel, J. L. (1997). On cooling of the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 99(1-2), 1-17. [https://doi.org/Doi 10.1016/S0031-9201\(96\)03207-4](https://doi.org/Doi 10.1016/S0031-9201(96)03207-4)
- Laio, A., Bernard, S., Chiarotti, G. L., Scandolo, S., & Tosatti, E. (2000). *Physics of iron at Earth's core conditions*. *Science*, 287(5455), 1027-1030. <https://doi.org/DOI 10.1126/science.287.5455.1027>
- Landeau, M., Aubert, J., & Olson, P. (2017). The signature of inner-core nucleation on the geo dynamo. *Earth and Planetary Science Letters*, 465, 193-204. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.004>
- Landeau, M., Fournier, A., Nataf, H. C., Cebron, D., & Schaeffer, N. (2022). Sustaining Earth's magnetic dynamo. *Nature Reviews Earth & Environment*, 3(4), 255-269. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00264-1>
- Li, W. J., Li, Z., He, X. T., Wang, C., & Zhang, P. (2021). Constraints on the thermal evolution of Earth's core from ab initio calculated transport properties of FeNi liquids. *Earth and Planetary Science Letters*, 562. <https://doi.org/ARTN 11685210.1016/j.epsl.2021.116852>
- Li, W. J., Li, Z., Mo, C. J., Ma, Z., He, X. T., Wang, C., & Zhang, P. (2023). Self-diffusion coefficient and sound velocity of Fe-Ni-O fluid: Implications for the stratification of Earth's outer core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 335. <https://doi.org/ARTN 10698310.1016/j.pepi.2023.106983>
- Lloyd, S. J., Biggin, A. J., Halls, H., & Hill, M. J. (2021). First palaeointensity data from the cryogenian and their potential implications for inner core nucleation age. *Geophysical Journal International*, 226(1), 66-77. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab090>
- Loper, D. E. (1978). Gravitationally Powered Dynamo. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 54(2), 389-404. <https://doi.org/DOI 10.1111/j.1365-246X.1978.tb04265.x>
- Marshak, S. (2019). *Earth: portrait of a planet* (Sixth edition). W. W. Norton & Company.
- Masters, G., & Gubbins, D. (2003). On the resolution of density within the Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140(1-3), 159-167. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.07.008>
- Masters, G. (2007) Core Density. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 82-84). Springer-Verlag New York inc.
- McDonough, W. F. (2007) Core Composition. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s ed, s. 77-80). Springer-Verlag New York inc.
- McDonough, W. F. (2016) The Composition of the Lower Mantle and Core. I H. Terasaki och R. A. Fischer (Red.) *Deep Earth* (1 uppl., s. 145-160). John Wiley & Sons Inc.
- McDonough, W. F. (2017). Earth's Core. In: White, W. (eds) *Encyclopedia of Geochemistry. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-39193-9\\_258-1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-39193-9_258-1)
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/Doi 10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/Doi 10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Meert, J. G., Levashova, N. M., Bazhenov, M. L., & Landing, E. (2016). Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation. *Gondwana Research*, 34, 149-157. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.001>
- Milsom, J., & Eriksen, A. (2011). *Field geophysics* (4th ed.). Wiley-Blackwell.
- Nimmo, F. (2002). Why does Venus lack a magnetic field? *Geology*, 30(11), 987-990. [https://doi.org/Doi 10.1130/0091-7613\(2002\)030<0987:Wdvlam>2.0.Co;2](https://doi.org/Doi 10.1130/0091-7613(2002)030<0987:Wdvlam>2.0.Co;2)
- Nimmo, F. (2007) Core Origin. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 89-91). Springer-Verlag New York inc
- Nimmo, F. (2013). *Energetics of the Core* (Vol. 8). Elsevier, Inc.
- Ohta, K., Kuwayama, Y., Hirose, K., Shimizu, K., & Ohishi, Y. (2016). Experimental determination of the electrical resistivity of iron at Earth's core conditions. *Nature*, 534(7605), 95-+. <https://doi.org/10.1038/nature17957>
- Olson, P. (2007). Gravitational dynamos and the low-frequency geomagnetic secular variation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(51), 20159-20166. <https://doi.org/10.1073/pnas.0709081104>
- Olson, P. (2013). The New Core Paradox. *Science*, 342(6157), 431-432. <https://doi.org/10.1126/science.1243477>
- Olson, P., & Amit, H. (2014). Magnetic reversal frequency scaling in dynamos with thermos chemical convection. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 229, 122-133. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.01.009>
- Olson, P., & Christensen, U. R. (2006). Dipole moment scaling for convection-driven planetary dynamos. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(3-4), 561-571. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.008>
- Pappas, S (29 september 2019). What If Earth's Magnetic Field Disappeared? *Livescience*. <https://www.livescience.com/earth-magnetic-field.html>
- Panovska, S., Constable, C. G., & Brown, M. C. (2018). Global and Regional Assessments of Paleosecular Variation Activity Over the Past

- 100 ka. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 19(5), 1559-1580. <https://doi.org/10.1029/2017gc007271>
- Patocka, V., Sramek, O., & Tosi, N. (2020). Minimum heat flow from the core and thermal evolution of the Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 305. <https://doi.org/ARTN10645710.1016/j.pepi.2020.106457>
- Pavlov, V., & Gallet, Y. (2005). A third superchron during the Early Paleozoic. *Episodes*, 28(2), 78-84. <https://doi.org/DOI10.18814/epiiugs/2005/v28i2/001>
- Paulssen, H. (2007) Inner Core, PKJKP. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s ed, s. 433-434). Springer-Verlag New York inc.
- Poirier, J. P. (1994). Light-Elements in the Earth's Outer Core - a Critical-Review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85(3-4), 319-337. [https://doi.org/Doi10.1016/0031-9201\(94\)90120-1](https://doi.org/Doi10.1016/0031-9201(94)90120-1)
- Pozzo, M., Davies, C., Gubbins, D., & Alfe, D. (2012). Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions. *Nature*, 485(7398), 355-U399. <https://doi.org/10.1038/nature11031>
- Pozzo, M., Davies, C. J., & Alfe, D. (2022). Towards reconciling experimental and computational determinations of Earth's core thermal conductivity. *Earth and Planetary Science Letters*, 584. <https://doi.org/ARTN11746610.1016/j.epsl.2022.117466>
- Price, D. (2007) Core Temperature. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 98-101). Springer-Verlag New York inc
- Righter, K. (2016) Differential PKiKP Travel Times and the Radius of the Inner Core. I H. Terasaki och R. A. Fischer (Red.) *Deep Earth* (1 uppl., s. 161-180). John Wiley & Sons Inc.
- Rubie, D. C., Jacobson, S. A., Morbidelli, A., O'Brien, D. P., Young, E. D., de Vries, J., Nimmo, F., Palme, H., & Frost, D. J. (2015). Accretion and differentiation of the terrestrial planets with implications for the compositions of early-formed Solar System bodies and accretion of water. *Icarus*, 248, 89-108. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.10.015>
- Rumble, J. R. (2018). *CRC Handbook of Chemistry and Physics* (99th ed.). Boca Raton, FL: CRC Press. ISBN 978-1138561632.
- Saha, P., Mazumder, A., & Mukherjee, G. D. (2020). Thermal conductivity of dense hcp iron: Direct measurements using laser heated diamond anvil cell. *Geoscience Frontiers*, 11(5), 1755-1761. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.010>
- Saxena, S. K. (2010). Thermodynamic Modeling of the Earth's Interior. *Elements*, 6(5), 321-325. <https://doi.org/10.2113/gselements.6.5.321>
- Schopf, J. W., Kitajima, K., Spicuzza, M. J., Kudryavtsev, A. B., & Valley, J. W. (2018). SIMS analyses of the oldest known assemblage of microfossils document their taxon-correlated carbon isotope compositions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(1), 53-58. <https://doi.org/10.1073/pnas.1718063115>
- Selkin, P. A., & Tauxe, L. (2000). Long-term variations in palaeointensity. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 358(1768), 1065-1088. <https://doi.org/DOI10.1098/rsta.2000.0574>
- Shcherbakova, V., Bakhmutov, V., Shcherbakov, V., & Zhidkov, G. (2018). Extremely low palaeointensities in the Neoproterozoic obtained on volcanic rocks from the Ukrainian shield. *Geophysical Research Abstracts*, 20, 2579.
- Sinmyo, R., Hirose, K., & Ohishi, Y. (2019). Melting curve of iron to 290 GPa determined in a resistance-heated diamond-anvil cell. *Earth and Planetary Science Letters*, 510, 45-52. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.006>
- Song, X. (2007) Inner Core Anisotropy. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 418-419). Springer-Verlag New York inc.
- Souriau, A. (2007) Inner Core Seismic Velocities. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 427-429). Springer-Verlag New York inc.
- Stacey, F. D., & Anderson, O. L. (2001). Electrical and thermal conductivities of Fe-Ni-Si alloy under core conditions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 124(3-4), 153-162. [https://doi.org/Doi10.1016/S0031-9201\(01\)00186-8](https://doi.org/Doi10.1016/S0031-9201(01)00186-8)
- Stacy, F. D. (2007) Core, Electrical Conduction. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 116-117). Springer-Verlag New York inc
- Sun, Y., Zhang, F., Mendeleev, M. I., Wentzcovitch, R. M., & Ho, K. M. (2022). Two-step nucleation of the Earth's inner core. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 119(2). <https://doi.org/ARTN e211305911910.1073/pnas.2113059119>
- Tarduno, J. A. (2018). Subterranean clues to the future of our planetary magnetic shield. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(52), 13154-13156. <https://doi.org/10.1073/pnas.1819025116>
- Tarduno, J. A., Blackman, E. G., & Mamajek, E. E. (2014). Detecting the oldest geodynamo and attendant shielding from the solar wind: Implications for habitability. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 233, 68-87. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.05.007>
- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Davis, W. J., Nimmo, F., & Bono, R. K. (2015). A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals. *Science*, 349(6247), 521-524. <https://doi.org/10.1126/science.aaa9114>



- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Watkeys, M. K., & Bauch, D. (2007). Geomagnetic field strength 3.2 billion years ago recorded by single silicate crystals. *Nature*, *446*(7136), 657-660. <https://doi.org/10.1038/nature05667>
- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Watkeys, M. K., Hofmann, A., Doubrovine, P. V., Mamajek, E. E., Liu, D. J., Sibeck, D. G., Neukirch, L. P., & Usui, Y. (2010). Geodynamo, Solar Wind, and Magnetopause 3.4 to 3.45 Billion Years Ago. *Science*, *327*(5970), 1238-1240. <https://doi.org/10.1126/science.1183445>
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of paleomagnetism*. University of California Press.
- Thallner, D., Biggin, A. J., & Halls, H. C. (2021). An extended period of extremely weak geomagnetic field suggested by palaeointensities from the Ediacaran Grenville dykes (SE Canada). *Earth and Planetary Science Letters*, *568*. <https://doi.org/ARTN 11702510.1016/j.epsl.2021.117025>
- Tsuchiya, T., Kawai, K., Wang, X., Ichikawa, H., & Dekura, H. (2016). Thermal State and Evolution of the Earth Core and Deep Mantle I H. Terasaki och R. A. Fischer (Red.) *Deep Earth* (1 uppl., s. 43-55). John Wiley & Sons Inc.
- Tsuno, K., Frost, D. J., & Rubie, D. C. (2013). Simultaneous partitioning of silicon and oxygen into the Earth's core during early Earth differentiation. *Geophysical Research Letters*, *40*(1), 66-71. <https://doi.org/10.1029/2012gl054116>
- Valet, J-P. (2007) Paleointensity, Absolute, Techniques. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 753-756). Springer-Verlag New York inc.
- Vočadlo, L. (2007) Core Viscosity. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 104-106). Springer-Verlag New York inc.
- Voosen, P. (2022) The Planet Inside. *Science*, *vol 376*, Issue 6588), 18-22. <https://doi.org.ludwig.lub.lu.se/10.1126/science.abq2090>
- Xiong, Z. H., Tsuchiya, T., & Taniuchi, T. (2018). Ab Initio Prediction of Potassium Partitioning Into Earth's Core. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, *123*(8), 6451-6458. <https://doi.org/10.1029/2018jb015522>
- Yin, Y., Zhang, Q. W., Zhang, Y. J., Zhai, S. M., & Liu, Y. (2022). Electrical and thermal conductivity of Earth's core and its thermal evolution-A review. *Acta Geochimica*, *41*(4), 665-688. <https://doi.org/10.1007/s11631-021-00523-w>
- Zhang, K. (2007) Core Convection. I D. Gubbins och E. Herrero-Bervera (Red.) *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism* (2007s uppl, s. 80-82). Springer-Verlag New York inc.
- Zhang, Y. J., Hou, M. Q., Driscoll, P., Salke, N. P., Liu, J., Greenberg, E., Prakapenka, V. B., & Lin, J. F. (2021). Transport properties of Fe-Ni-Si alloys at Earth's core conditions: Insight into the viability of thermal and compositional convection. *Earth and Planetary Science Letters*, *553*. <https://doi.org/ARTN 11661410.1016/>
- Zhang, Y. J., Hou, M. Q., Liu, G. T., Zhang, C. W., Prakapenka, V. B., Greenberg, E., Fei, Y. W., Cohen, R. E., & Lin, J. F. (2020). Reconciliation of Experiments and Theory on Transport Properties of Iron and the Geodynamo. *Physical Review Letters*, *125*(7). <https://doi.org/ARTN 07850110.1103/PhysRevLett.125.078501>
- Zhang, Y. M., Swanson-Hysell, N. L., Avery, M. S., & Fu, R. R. (2022). High geomagnetic field intensity recorded by anorthosite xenoliths requires a strongly powered late Mesoproterozoic geodynamo. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *119*(29). <https://doi.org/ARTN e220287511910.1073/pnas.2202875119>
- Zhou, T. H., Tarduno, J. A., Nimmo, F., Cottrell, R. D., Bono, R. K., Ibanez-Mejia, M., Huang, W. T., Hamilton, M., Kodama, K., Smirnov, A. V., Crummins, B., & Padgett, F. (2022). Early Cambrian renewal of the geodynamo and the origin of inner core structure. *Nature Communications*, *13*(1). <https://doi.org/ARTN 416110.1038/s41467-022-31677-7>
- Zidane, M., Salmani, E., Majumdar, A., Ez-Zahraouy, H., Benyoussef, A., & Ahuja, R. (2021). Electrical and thermal transport properties of Fe-Ni based ternary alloys in the earth's inner core: An ab initio study (vol 301, pg 106465, 2020). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *312*. <https://doi.org/ARTN 10667110.1016/j.pepi.2021.106671>



**Tidigare skrifter i serien  
"Examensarbeten i Geologi vid Lunds universitet":**

603. Lundqvist, Jennie, 2020: "Man fyller det med information helt enkelt": en fenomenografisk studie om studenters upplevelse av geologisk tid. (45 hp)
604. Zachén, Gabriel, 2020: Classification of four mesosiderites and implications for their formation. (45 hp) 605. Viðarsdóttir, Halla Margrét, 2020: Assessing the biodiversity crisis within the Triassic-Jurassic boundary interval using redox sensitive trace metals and stable carbon isotope geochemistry. (45 hp)
606. Tan, Brian, 2020: Nordvästra Skånes prekambriiska geologiska utveckling. (15 hp)
607. Taxopoulou, Maria Eleni, 2020: Metamorphic micro-textures and mineral assemblages in orthogneisses in NW Skåne – how do they correlate with technical properties? (45 hp)
608. Damber, Maja, 2020: A palaeoecological study of the establishment of beech forest in Söderåsen National Park, southern Sweden. (45 hp)
609. Karastergios, Stylianos, 2020: Characterization of mineral parageneses and metamorphic textures in eclogite- to high pressure granulite-facies marble at Allmenningen, Roan, western Norway. (45 hp)
610. Lindberg Skutsjö, Love, 2021: Geologiska och hydrogeologiska tolkningar av SkyTEM-data från Vombsänkan, Sjöbo kommun, Skåne. (15 hp)
611. Hertzman, Hanna, 2021: Odensjön - A new varved lake sediment record from southern Sweden. (45 hp)
612. Molin, Emmy, 2021: Rare terrestrial vertebrate remains from the Pliensbachian (Lower Jurassic) Hasle Formation on the Island of Bornholm, Denmark. (45 hp) 613. Højbert, Karl, 2021: Dendrokronologi - en nyckelmetod för att förstå klimat- och miljöförändringar i Jämtland under holocen. (15 hp)
614. Lundgren Sassner, Lykke, 2021: A Method for Evaluating and Mapping Terrestrial Deposition and Preservation Potential for Paleostorm Surge Traces. Remote Mapping of the Coast of Scania, Blekinge and Halland, in Southern Sweden, with a Field Study at Dalköpinge Ångar, Trelleborg. (45 hp)
615. Granbom, Johanna, 2021: En detaljerad undersökning av den mellanordoviciska "furudalkastenen" i Dalarna. (15 hp) 616. Greiff, Johannes, 2021: Oolites from the Arabian platform: Archives for the aftermath of the end-Triassic mass extinction. (45 hp)
617. Ekström, Christian, 2021: Rödfärgade utfällningar i dammanläggningar orsakade av *G. ferruginea* och *L. ochracea* - Problemstatistik och mikrobiella levnadsförutsättningar. (15 hp)
618. Östsjö, Martina, 2021: Geologins betydelse i samhället och ett första steg mot en geopark på Gotland. (15 hp)
619. Westberg, Märta, 2021: The preservation of cells in biomineralized vertebrate tissues of Mesozoic age – examples from a Cretaceous mosasaur (Reptilia, Mosasauridae). (45 hp)
620. Gleisner, Lovisa, 2021: En detaljerad undersökning av kalkstenslager i den mellanordoviciska gullhögenformationen på Billingen i Västergötland. (15 hp)
621. Bonnevier Wallstedt, Ida, 2021: Origin and early evolution of isopods - exploring morphology, ecology and systematics. (15 hp)
622. Selezeneva, Natalia, 2021: Indications for solar storms during the Last Glacial Maximum in the NGRIP ice core. (45 hp)
623. Bakker, Aron, 2021: Geological characterization of geophysical lineaments as part of the expanded site descriptive model around the planned repository site for high-level nuclear waste, Forsmark, Sweden. (45 hp)
624. Sundberg, Oskar, 2021: Jordlagerföljden i Højeådal utifrån nya borrhningar. (15 hp)
625. Sartell, Anna, 2021: The igneous complex of Ekmanfjorden, Svalbard: an integrated field, petrological and geochemical study. (45 hp)
626. Juliusson, Oscar, 2021: Implications of ice-bedrock dynamics at Ullstorp, Scania, southern Sweden. (45 hp)
627. Eng, Simon, 2021: Rödslam i svenska kraftdammar - Problematik och potentiella lösningar. (15 hp)
628. Kervall, Hanna, 2021: Feasibility of Enhanced Geothermal Systems in the Precambrian crystalline basement in SW Scania, Sweden. (45 hp)
629. Smith, Thomas, 2022: Assessing the relationship between hypoxia and life on Earth, and implications for the search for habitable exoplanets. (45 hp)
630. Neumann, Daniel, 2022: En mosasaurie (Reptilia, Mosasauridae) av paleocensk ålder? (15 hp)
631. Svensson, David, 2022: Geofysisk och geologisk tolkning av kritskollors utbredning i Ystadsområdet. (15 hp)
632. Allison, Edward, 2022: Avsättning av Black Carbon i sediment från Odensjön södra Sverige. (15 hp)

633. Jirdén, Elin, 2022: OSL dating of the Mesolithic site Nilsvikdalen 7, Bjorøy, Norway. (45 hp)
634. Wong, Danny, 2022: GIS-analys av ef fekten vid stormflod/havsnivåhöjning, Morupstrakten, Halland. (15 hp)
635. Lycke, Björn, 2022: Mikroplast i vatten avsatta sediment. (15 hp)
636. Schönherr, Lara, 2022: Grön fältspat i Varbergskomplexet. (15 hp)
637. Funck, Pontus, 2022: Granens ankomst och etablering i Skandinavien under postglacial tid. (15 hp)
638. Brotzen, Olga M., 2022: Geologiska besöksmål och geoparker som plattform för popularisering av geovetenskap. (15 hp)
639. Lodi, Giulia, 2022: A study of carbon, nitrogen, and biogenic silica concentrations in *Cyperus papyrus*, the sedge dominating the permanent swamp of the Okavango Delta, Botswana, Africa. (45 hp)
640. Nilsson, Sebastian, 2022: PFAS- En sammanfattning av ny forskning, med ett fokus på föroreningskällor, provtagning, analysmetoder och saneringsmetoder. (15 hp)
641. Jägfeldt, Hans, 2022: Molnens påverkan på jordens strålningsbalans och klimatsystem. (15 hp)
642. Sundberg, Melissa, 2022: Paleontologiska egenskaper och syreisotopsutveckling i borrhårnan Limhamn-2018: Kopplingar till klimatförändringar under yngre krita. (15 hp)
643. Bjerme, Tim, 2022: A re-investigation of hummocky moraine formed from ice sheet decay using geomorphological and sedimentological evidence in the Vomb area, southern Sweden. (45 hp)
644. Halvarsson, Ellinor, 2022: Structural investigation of ductile deformations across the Frontal Wedge south of Lake Vättern, southern Sweden. (45 hp)
645. Brakebusch, Linus, 2022: Record of the end-Triassic mass extinction in shallow marine carbonates: the Lorüns section (Austria). (45 hp)
646. Wahlquist, Per, 2023: Stratigraphy and palaeoenvironment of the early Jurassic volcanoclastic strata at Djupadalsmölla, central Skåne, Sweden. (45 hp)
647. Gebremedhin, G. Gebreselassie, 2023: UPb geochronology of brittle deformation using LA-ICP-MS imaging on calcite veins. (45 hp)
648. Mroczek, Robert, 2023: Petrography of impactites from the Dellen impact structure, Sweden. (45 hp)
649. Gunnarsson, Niklas, 2023: Upper Ordovician stratigraphy of the Stora Sutarve core (Gotland, Sweden) and an assessment of the Hirnantian Isotope Carbon Excursion (HICE) in high-resolution. (45 hp)
650. Cordes, Beatrix, 2023: Vilken ny kunskap ger aDNA-analyser om vegetationsutvecklingen i Nordeuropa under och efter Weichsel-istiden? (15 hp)
651. Bonnevier Wallstedt, Ida, 2023: Palaeocolour, skin anatomy and taphonomy of a soft-tissue ichthyosaur (Reptilia, Ichthyopterygia) from the Toarcian (Lower Jurassic) of Luxembourg. (45 hp)
652. Kryffin, Isidora, 2023: Exceptionally preserved fish eyes from the Eocene Fur Formation of Denmark – implications for palaeobiology, palaeoecology and taphonomy. (45 hp)
653. Andersson, Jacob, 2023: Nedslagskratrars inverkan på Mars yt-datering. En undersökning av Mars främsta ytdateringsmetod "Crater Counting". (15 hp)
654. Sundberg, Melissa, 2023: A study in ink – the morphology, taphonomy and phylogeny of squid-like cephalopods from the Jurassic Posidonia Shale of Germany and the first record of a loligo sepiid gill. (45 hp)
655. Häggblom, Joanna, 2023: En patologisk sjöilja från silur på Gotland, Sverige. (15 hp)
656. Bergström, Tim, 2023: Hur gammal är jordens inre kärna? (15 hp)



# LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen  
Lunds universitet  
Sölvegatan 12, 223 62 Lund

