

Metoder til bestemmelse af palæomagnetfeltets intensitet

FINN NØRGAARD SVENDSEN



Svendsen, F. N.: Methods of determining the intensity of the palaeomagnetic field. *Dansk geol. Foren., Arsskrift for 1981*, side 73–82, København, 15. juli 1982.

The purpose of this paper is to show that intensity is an essential part of the description of a palaeomagnetic field, to describe the methods known today in determining the intensity of the field, to evaluate these methods, and finally to introduce a method used at the University of Århus by describing methodology, equipment and data processing.

Palaeointensity is part of a full description of a palaeomagnetic field. Palaeointensity is necessary to express the past geomagnetic field by using Gauss coefficients and has also application in archaeology. The characteristics of TRM and ARM in connection with methods of determining the palaeointensity are mentioned. Most important are the law of additivity and the fact that the magnetization is directly proportional to small inducing fields.

The classic method for palaeointensity determination is Thellier's method. Unfortunately this method is slow and requires many heatings, which might alter the sample. Methods, which attempt to improve the Thellier method, are briefly described. These methods can be divided into two groups. One group reduces the number of heatings, the other avoids heatings by substituting ARM for TRM. Unfortunately the question is whether the latter is valid.

This paper proposes a method, based on the principles of Shaw's method and combined with ARM-correction. It is tested on a number of samples against the Thellier method, and the result is shown.

The measurements are carried out on a spinner magnetometer, a demagnetization coil, a heating oven, and a Rubens coil, as mentioned. Data processing includes classification and selection of data, correction, calculation of palaeointensity and printing. The flow in data processing is listed.

The method has only been described and used on samples with a TRM, but there should not be any obstacle in using the method on samples carrying a remanent magnetization of a different origin e.g. DRM or CRM, on the assumption that a satisfactory artificial method of remagnetization can be found.

Finn Nørgaard Svendsen, Laboratoriet for Geofysik, Geologisk Institut, Finlandsgade 6, DK-8200 Århus N, 21. december 1981.

Indledning

Det er hensigten med denne artikel, at begrunde hvorfor intensiteten er en væsentlig del i beskrivelsen af et magnetfelt, at beskrive de metoder man i dag kender til bestemmelse af et palæomagnetfeltets intensitet, at give en vurdering af disse metoder og afsluttende at give et eksempel på en metode, som anvendes ved Århus Universitet, herunder beskrive metodik, måleudstyr og databehandling.

Anvendelse af palæointensitet

Jordens magnetfelt kan som en første approksimation beskrives med en hældende geocentrisk dipol (McElhinny 1973: 5 ff). Dette dipolfelt overlejres af et mindre kraftigt nondipol felt, som kan beskrives på forskellig vis og opdeles i et globalt, et regionalt og et lokalt bidrag (se f.eks. Allredge & Hurwirts 1964). Endelig er der et bidrag til feltet fra påvirkninger i det kosmiske rum, hovedsagelig solen. Da disse bidrag er af størrel-

sesorden 1% eller mindre og med korte variationsperioder, ses der bort fra disse i en geologisk sammenhæng.

En mere præcis beskrivelse opnås ved sfærisk harmonisk analyse af totalfeltet udtrykt i Gauss koefficienter. Gauss koefficienter er den mest præcise metode til beskrivelse af feltet og anvendeligt til at separere dipol- og nondipolfelt. Gauss koefficienter kan bestemmes ud fra observationer (på Jordens overflade) af magnetiske retninger og intensiteter (McElhinny 1973: 7 ff). Palæomagnetiske observationer foretaget på bjergarter kan således anvendes til bestemmelse af Gauss koefficienter for et palæomagnetfelt, når palæoretning og -intensitet kendes.

Spektralanalyse af Gauss koefficienter (Lowe 1974) viser, at koefficienterne kan anvendes til bestemmelse af dybden til magnetfeltets kilder og dermed til fremme af forståelsen af den geomagnetiske dynamo og mekanismen omkring feltreverseringer og sekular variation.

I praksis kræver bestemmelse af højere ordens Gauss koefficienter et stort antal samtidige bestemmelser af magnetfeltets retning og intensitet forskellige steder på jordoverfladen. Dette er vanskeligt at opnå for palæomagnetfeltet, især jo længere man går tilbage i tiden.

Palæomagnetiske resultater, byggende på antagelsen af et geocentreret axiale dipolfelt, har spillet en stor rolle i opbygningen af pladetektoniske teorier (ex. McElhinny 1973). I Gauss koefficienterne er disse resultater repræsenteret i den laveste ordens koefficient. Forfinelsen af palæomagnetiske resultater må derfor tage sigte på at bestemme Gauss koefficienter af stadig stigende orden, og hertil kræves også bestemmelse af palæointensiteten.

Inden for arkæologien (Weaver 1966, Abrahamsen 1977) har man 2 anvendelser af palæointensitet. Dels vil intensiteten påvirke C_{14} -dateringer ved at ændre på afskærmningen for den kosmiske stråling og dermed C_{14} -produktionen, dels kan intensiteten anvendes som dateringsmetode.

Symboler og forkortelser

I artiklen anvendes en række symboler og forkortelser. For at lette læseren skal disse kort beskrives.

NRM: Naturlig Remanent Magnetisering – er den magnetisering en bjergart har, når den indsamles i felten.

TRM: Termisk Remanent Magnetisering – er den magnetisering, som opstår, når et magnetisk mineral under afkøling passerer sit Curie punkt.

ARM: Anhysteretisk Remanent Magnetisering – er den magnetisering, som opstår, når et magnetisk mineral under påvirkning fra et jævnt felt i et aftagende vekselstrøms felt passerer det punkt, hvor mineralets koersiv kraft overstiger feltets påvirkning.

CRM: Kemisk Remanent Magnetisering – er den magnetisering, som opstår, når et magnetisk mineral af kemisk vej ændres.

DRM: Detrital Remanent Magnetisering – er den magnetisering, som opstår i et blødt sediment, når magnetiske korn aflejres.

PTRM/PARM: Partiel Termisk/Anhysteretisk Remanent Magnetisering – En bjergart indeholder almindeligvis en række magnetiske mi-

neraler med forskellig Curie punkt/koersiv kraft, så man kan tale om et spektrum. Udtages et interval af dette spektrum, vil den remanens, som er forskellen mellem start- og slut remanens, være PTRM/PARM for intervallet.

H_{xxx}: Magnetisk feltstyrke. Anvendes også påsat index med følgende betydning: AC, feltstyrke i et vekselstrøms felt – arf, feltstyrke i et kendt reference felt – anc, feltstyrke i et ukendt palæofelt = palæointensiteten. Enhed er Ørsted (Oe).

J_{xxx}: Remanent magnetisering i en bjergartsprøve. Et påsat index refererer til oprindelsen af remanensen. Enhed er Gauss. Symbolet anvendes også for specifik magnetisering, som er remanent magnetisering pr. volumenenhed.

AF: Alternierende Felt – vekselstrøms felt.

Remanente magnetiseringer

En bjergarts naturlige remanente magnetisering NRM kan hidrøre fra forskellige processer. For ikke-sedimentære bjergarter er den hyppigste remanens af termisk oprindelse (TRM) opstået ved afkøling fra en smelte eller metamorf proces. I sedimenter vil remanensen bestå af aflejnings remanent magnetisering (DRM) og større eller mindre omfang kemisk remanens (CRM).

I det følgende skal de væsentlige egenskaber ved TRM og ARM beskrives, idet disse spiller en rolle i de metoder, der senere skal beskrives. Metoder til bestemmelse af intensiteter på sedimentære bjergarter er ikke særlig veludviklet, hvorfor remanens i sedimenter ikke nærmere skal beskrives. Der henvises i stedet til Stacey & Banerjee (1974).

Termisk remanent magnetisering TRM fremkommer ved at en bjergart under nedkøling passerer et temperaturinterval, hvori magnetiseringen fastlåses. En bjergarts TRM vil være afhængig af flere faktorer, hvoraf de vigtigste er mineralskab, kornstørrelse (Stacey & Banerjee 1974, Day 1977) og inducerende felt.

Det inducerende felt har betydningen for størrelsen af TRM. TRM vil være proportional med det inducerende felt for små inducerende felter ($H < 15$ Oe). Denne egenskab er fundamental for intensitetsbestemmelse (Day 1977).

TRMs stabilitet over for AF og termisk afmagnetisering angiver Day (1977) som bedre end øvrige remanente magnetiseringer, men denne er

også afhængig af kornstørrelse (Levi & Merrill 1976).

En vigtig egenskab ved TRM er loven om additivitet, som først påvistes af Thellier. Denne lov siger, at en TRM opnået i et bestemt temperaturinterval er uafhængig af andre temperaturintervaller, og at disse partielle TRM (PTRM) opsummeret vil give den totale TRM. Det kan udtrykkes således:

$$\text{TRM} = \sum_{t=t_0}^{t_c} \text{PTRM}(t_1, t_2)$$

Denne egenskab gør at det er muligt at lave et temperaturspektrum, som er grundlæggende i flere metoder.

Anhysteretisk remanent magnetisering ARM dannes ved, at en bjergart udsættes for et aftagende alternerende felt H_{AC} under samtidig påvirkning af et konstant felt. Når begge felter er nul, vil bjergarten udvise en ARM. ARMs egenskaber er sammenlignelig med TRM, men dog ikke identisk med denne.

For at skabe en total ARM i et mineral, må det alternerende felt overstige mineralets mætningsmagnetisering. Dette opnås let for magnetit, men for hæmatit er det vanskeligt, da det stiller store krav til udstyr ($H_{AC} > 2000 \text{ Oe}$).

Kornstørrelsen spiller samme rolle som ved TRM (Gillingham & Stacey 1971).

ARM vil (som TRM) være proportional med det inducerende felt (Patton & Fitch 1962, Levi & Merrill 1976). TRM/ARM forholdet vil ikke altid være 1, og i øvrigt variere afhængig af kornstørrelse og materialtype.

Stabiliteten af ARM ligger tæt op af TRMs (Levi & Merrill 1976). Som for TRM gælder en lov om addition for ARM. Denne lov er påvist af Patton & Fitch (1962) og kan udtrykkes som:

$$\text{ARM} = \sum_{H=0}^{H_m} \text{PARM}(H_1, H_2)$$

Konsekvensen af denne lov gør det muligt at opstille et koersiv spektrum for en prøve, idet man afmagnetiserer i et nul-felt. Koersiv spektret anvendes i flere intensitetsmetoder.

Oversigt over intensitetsmetoder

Intensitetsmetoderne startede deres udvikling i slutning af 30'erne, da Thellier foreslog en metode. Denne metode blev dog først konsolideret som metode i 1958, da Thellier udgav sin hovedartikel. Siden er der sket en stadig udvikling, som er accelereret i 70'erne.

Thelliers metode bygger på bestemmelse af PTRM-spektret og har den svaghed, at prøven udsættes for mange opvarmningscykler. Senere metoder begrænser opvarmningen til een eller forsøger at undgå opvarmning ved anvendelse af substituter (hovedsagelig ARM). Ønsket om at undgå opvarmning ligger i at oxidation af de magnetiske mineraler øges væsentlig under de højere temperaturer. Endelig er der opstået metoder, som bestemmer intensiteter på prøver, hvis NRM ikke er af termisk oprindelse.

Den basale ligning i metoderne bygger på at forholdet mellem remanent magnetisering og inducerende felt er konstant i det interval, der arbejdes i:

$$\frac{J_{NRM}}{H_{anc}} = \frac{J_{arf}}{H_{arf}} \rightarrow H_{anc} = \frac{J_{NRM}}{J_{arf}} H_{arf}$$

hvor H_{anc} og H_{arf} er intensiteten af palæofeltet og et kendt kunstigt felt, og J_{NRM} er den naturlige remanens og J_{arf} den kunstigskabte remanens i det kendte felt af termisk, anhysteretisk eller sedimentær vej.

Thellier metoden

Metoden forudsætter at en prøves NRM er af termisk oprindelse. Målemetoden bygger på TRMs additive natur. Måleproceduren består i at opvarme prøven til progressivt stigende temperatur og ved stuitemperatur måle remanensen efter hver opvarmning. Der kræves 2 opvarmnings til hver temperatur. Måleproceduren kan udføres på 2 måder:

- 1) Den oprindelige Thellier-metode (Smith 1967, Kono & Ueno 1977) bygger på, at prøven opvarmes i kendt felt (f.eks. jordfeltet) og vendes 180° mellem de 2 opvarmnings. Resultatet er:

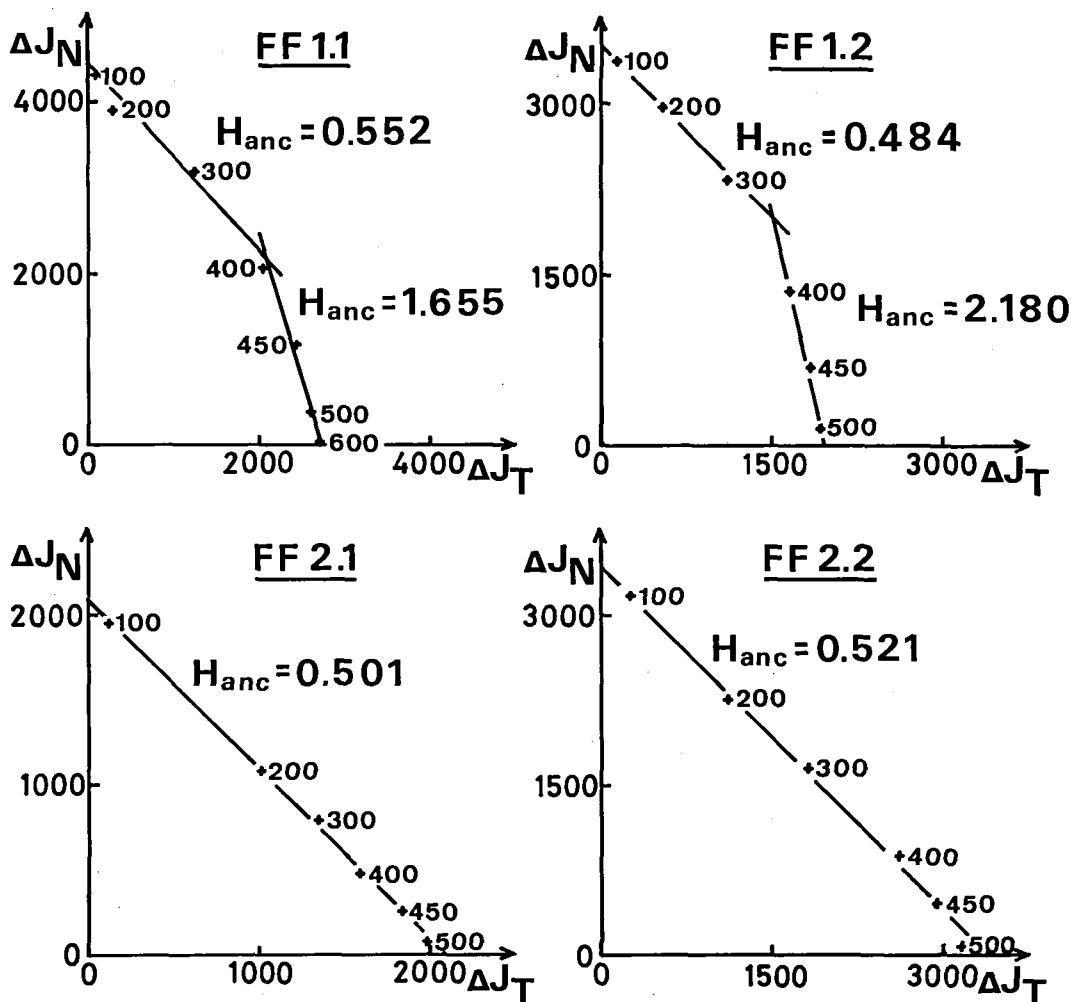


Fig. 1. PTRM-plot for 4 testprøver målt efter Thelliers metode. FF1 er en ikke fuld brændt prøve, som dog giver et resultat på den lavtemperære del af plottet. Det forventede resultat af palæointensitetsbestemmelsen er 0.493 Oe. Enheder i diagrammet er 10^{-6} emu/cm³ for ΔJ , Ørsted (Oe) for H_{anc} og °C for afmagnetiserings-temperaturen, som er knyttet til hvert datapunkt.

PTRM-plot of 4 test samples measured by the Thellier method. FF1 is partially burned, and which never the less gives a result on the lowtemperature part of the plot. The expected palaeointensity is 0.493 Oe. The unit is 10^{-6} emu/cm³ for ΔJ , Oersted (Oe) for H_{anc} and °C for demagnetization temperature, which is shown on every datapoint.

$$J_+(t_i) = J_{NRM}(t_i) + J_{TRM}(t_i)$$

$$J_-(t_i) = J_{NRM}(t_i) - J_{TRM}(t_i)$$

- 2) En anden måde er at opvarme først i nul-felt, dernæst i kendt felt. Resultatet er nu:

$$J_0(t_i) = J_{NRM}(t_i)$$

$$J_+(t_i) = J_{NRM}(t_i) + J_{TRM}(t_i)$$

Af begge ligninger kan J_{NRM} og J_{TRM} udledes. Resultatet plottes i et PTRM-diagram, som, hvis der ikke er sket ændringer i prøven, skal vise en

ret linie, hvis hældning repræsenterer forholdet $-H_{anc}/H_{arf}$, hvoraf H_{anc} kan udledes (fig. 1).

Modificerede Thellier metoder

Thellier metodens svaghed er de mange opvarmninger, som kan give ændringer i prøven, den forholdsvis lange prøvebehandlingstid og mangel på kontrol på ændringer, før måleserien er tilendebragt. Flere arbejder foreslår ændringer i Thellier metoden for at afbøde disse ulemper.

Den simpleste modifikation af Thellier metoden er at tilføje en AF afmagnetisering før

hver måling for at fjerne sekundære komponenter i remanensen (Coe & Grommé 1973).

Wilson (1961) lavede en modifikation, hvor han målte remanensen ved progressivt højere temperaturer og indførte en AF afmagnetisering før opvarmningen. Første måleserie måles på NRM. Prøven nedkøles i kendt felt og anden måleserie måles på den skabte TRM (Coe & Grommé 1973 og Smith 1967). Metoden udmærker sig ved at være hurtig, idet prøven måles under opvarmning, men kræver til gengæld specielt måleudstyr. En tilsvarende metode beskrives af Day et al. (1977).

Van Zijl et al. (1962) gik i en anden retning, nemlig ved at reducere antallet af opvarmninger til een og i stedet anvende AF afmagnetiseringer. Måleproceduren er: NRM måles efter stigende afmagnetiseringer, der skabes en TRM i kendt felt, og denne afmagnetiseres som NRM. Metoden er betydelig hurtigere end den oprindelige Thellier-metode, men giver ingen mulighed for kontrol på ændringer under opvarmningen (Coe & Grommé 1973, Smith 1967).

En anden teknik er at opvarme 2 parvis modsat rettede prøver på samme måde som i den oprindelige Thellier-metode. Ved analyse af disse modsat rettede prøver er det muligt at lave PTRM-spektret på grundlag af een opvarmningsserie. Metoden kræver meget homogene prøver, men til gengæld kan der stilles mindre krav til måleudstyr (Domen 1977).

En lignende metode er at opvarme i et kendt felt vinkelret på NRM retningen og som i den originale Thellier-metode opvarme til progressivt højere temperaturer og nedkøle til stuetemperatur. Remanensen, der måles, vil være et resultat af NRM og den kunstigskabte TRM, som ved vektoranalyse kan separeres. Metoden kræver således kun een opvarmningsserie, men hertil kræves et specielt ovnarrangement (Kono & Ueno 1977).

Flere arbejder har koncentreret sig om at bestemme betingelser, hvorunder Thellier-metoden giver de bedste resultater. Levi (1977) og Banerjee & Butler (1977) angiver, at single domæne partikel prøver med høj stabilitet giver de bedste resultater og kan i tilfælde af ændring under opvarmning give et resultat på den uændrede lavtemperære del af PTRM-plottet.

Ændringerne under opvarmning kan reduceres ved at kontrollere atmosfæren i ovnen. Khodair

& Coe (1977) kommer til det resultat, at vacuum i ovnen kan reducere ændringerne.

Coe et al. (1978) opstiller betingelser for analyse af PTRM-plot og indfører en test, hvor prøven efter et progressivt temperaturforløb underkastes et regressivt forløb, som kontrol på tidligere målinger. De opstiller betingelser og formler for en statistisk analyse af PTRM-plot. Dette arbejde må betragtes som vigtigt ved at opstille klare og objektive betingelser for behandling af PTRM-plot.

Shaws metode

Shaw (1974) anvender en metode, som bygger på Van Zijls metode, men som indfører en kontrol før og efter opvarmning. Måleproceduren er således:

- 1) NRM måles ved stigende AF afmagnetisering.
- 2) Der induceres en ARM, som AF afmagnetiseres.
- 3) Der skabes en TRM ved opvarmning i kendt felt, som AF afmagnetiseres i de samme trin som under 1.
- 4) Der induceres en ARM svarende til under 2, som AF afmagnetiseres som under 2.

Ved at sammenholde de 2 ARM-serier vil det vise sig, om der er sket ændringer under opvarmningen. ARM og TRM har nogenlunde samme koersiv spektrum, hvorfor en ændring i TRM også vil vise en ændring i ARM. På grundlag af ARM udvælges punkter, hvor ARM_1/ARM_2 -forholdet er 1. Disse punkter anvendes til beregning af H_{anc} .

Shaw bruger i sin oprindelige metode kun data, hvor der ingen ændring sker i de 2 ARM-spektre, men Rigiotti (1978) foreslår en korrektion på grundlag af ARM-forholdet. Dette anvendes til at korrigere NRM/TRM forholdet, som er grundlaget for beregningen af H_{anc} .

Kono (1978) anbefaler samme korrektionsmetode, men går videre i sin analyse, idet han opstiller betingelser for hvilke resultater, der kan accepteres. Kono klassificerer resultaterne således:

- 1) ARM_1/ARM_2 -forhold liniær med hældning 1.
- 2) ARM_1/ARM_2 -forhold liniær med hældning forskellig fra 1.
- 3) ARM_1/ARM_2 -forhold non-liniær.
- a) NRM/TRM-forhold liniær og går gennem origo.

- b) NRM/TRM-forhold liniær men går ikke gennem origo.
c) NRM/TRM-forhold non-liniær.

Artiklen analyserer derefter de enkelte kombinationer af ARM-forhold mod NRM/TRM-forhold og kommer til det resultat, at flere end den af Shaw accepterede kombination kan anvendes, når der korrigeres ved hjælp af ARM-forholdet. Kono's resultat kan opsummeres i følgende skema:

NRM/TRM forhold	ARM-forhold		
	1	2	3
a	god	accept	(accept)
b	accept?	accept	forkast
c	forkast	forkast	forkast

Indførsel af ARM-kontrol og -korrektio n på Thelliers metode forbedrer således udbyttet af intensitetsmålinger væsentligt.

ARM-metoder

ARM og TRM har næsten identiske egenskaber, hvorfor det har været nærliggende at anvende ARM, som kunstig magnetisering, i stedet for TRM for at undgå opvarmning og fare for ændring i måleprøven.

Ved at erstatte den termiske afmagnetisering i Thellier-metoden med en AF afmagnetisering kan vi opstille følgende udtryk:

$$\frac{J_{\text{TRM}}}{H_{\text{anc}}} = f \frac{J_{\text{ARM}}}{H_{\text{art}}},$$

hvor J og H svarer til de tidligere beskrevne og f bestemmes eksperimentelt (Stephensen & Collinson 1974). Bestemmelsen af f er metodens problem, idet f kan variere fra 0,5 til 7, måske mere.

Market & Heller (1972), Bagina & Petrova (1977) og Shashkanv & Metallova (1977) foreslår metoder, som bygger på forskellig anvendelse af NRM og ARM koersiv spektret til bestemmelse af palæointensitet.

Hovedproblemerne ved ARM-metoderne er dels forholdet mellem NRM (som antages at være en TRM) og ARM, dels hvorvidt ARM og TRM

faktisk er substituter (Levi & Merrill (1976), Bailey & Dunlop (1977) og Carmichael (1977)).

ARM-metoderne er ikke tilstrækkeligt undersøgt på nuværende tidspunkt til at de kan anvendes til absolut palæointensitetsbestemmelse. Dette skyldes problemet med ARM/TRM forholdets variation. Til relativ palæointensitetsbestemmelse kan disse metoder anvendes (Carmichael 1977).

Andre metoder

Sedimenter rummer store muligheder som dataleverandør på grund af de store kontinuerlige aflejningssekvenser, men kun få metoder kendes (Johnson et al. 1948) til bestemmelse af absolutte palæointensitetsværdier, hvilket skyldes problemer med en kompleks NRM og med dannelsen af en kendt magnetisering. Relativ palæointensitetsbestemmelse, ved som metode at anvende Königsberger-forholdet (Creer et al. 1976 og Kent & Opdyke 1977), kan dog udføres.

Metode og udstyr anvendt i Århus

Rigotti (1978) opstiller følgende 3 betingelser for en ideel metode:

- 1) NRM skal sammenlignes med en kunstig magnetisering, som er af samme oprindelse.
- 2) Koersiv spektret af prøven skal sammenlignes før og efter den kunstige magnetisering og give mulighed for korrektion.
- 3) Metoden skal kunne skelne mellem ændringer under den kunstige magnetisering og viskose komponenter.

Disse betingelser er opfyldt i Shaw's metode kombineret med ARM-korrektion. Denne metode benyttes som grundprincip i måleproceduren, idet forhold omkring ARM-magnetiseringen er forenklet, og proceduren er tilpasset det aktuelle palæomagnetiske måleudstyr. Til behandling af måledata anvendes et EDB-system, som på grundlag af de rå måledata kan foretage ARM-korrektion (Kono 1978), beregne palæointensiteten, foretage nødvendige udskrivning og plot af resultatet, samt foretage statistisk behandling af resultater fra flere prøver fra samme lokalitet eller alder.

Måleprocedure

- 1) Prøvens NRM måles uden AF afmagnetisering. Prøven afmagnetiseres i passende trin i et nul-felt og NRM måles efter hver afmag-

netisering. Optimal afmagnetiseringstrin opnås ved at måle koersiv spektret for pilot-prøver og vælge afmagnetiseringstrin på den del af spektret, hvor J_{NRM} falder konstant.

- 2) I prøven skabes en ARM ved hjælp af en Rubens spole. Strømmen i spolen vælges så J_{ARM} er af samme størrelsesorden som J_{NRM} .
- 3) Prøvens ARM måles og afmagnetiseres som beskrevet under 1) og i de samme trin.
- 4) Prøvens susceptibilitet og evt. vægt bestemmes før opvarmning. Prøvens farve (evt. ved brug af Munsell farvekort) og andre karakteristika noteres, før prøven lægges i ovnen.
- 5) Prøven opvarmes til en temperatur over Curie punktet for alle magnetiske mineraler i prøven (700 °C, hvis hæmatit er til stede – 600 °C, hvis prøven indeholder magnetit). Temperaturen forbliver på maksimum i 15 minutter for at gennemvarme prøven.
- 6) Farve noteres, når ovnen tømmes.
- 7) Den nu dannede TRM måles og afmagnetiseres som beskrevet under 1) og i de samme trin.
- 8) Prøven ARM magnetiseres som beskrevet under 2).
- 9) ARM måles og afmagnetiseres som beskrevet under 1) og i de samme trin.
- 10) Susceptibilitet og evt. vægt bestemmes igen.

Målingerne foretages så vidt muligt med prøven i samme position i magnetometeret, Rubens spolen og afmagnetiseringsspolen, men dette er ikke nødvendigt af hensyn til resultatet. Prøvens susceptibilitet, vægt og farve indgår ikke direkte i metoden, men tjener som grundlag i en kvalitativ vurdering af eventuelle ændringer i prøven under opvarmning.

Måleudstyr

Til måling af magnetiseringen i prøverne anvendes et Digico spinmagnetometer uden μ -metal skærm. Magnetometeret styres af en mikrocomputer, som også beregner retning og intensitet af magnetiseringen samt stabilitetsparametre på målingen.

Principielt kan ethvert magnetometer af tilstrækkelig kvalitet anvendes, men kombinationen med en mikrocomputer giver en lettelse i målearbejdet, idet resultatet direkte kan aflæses. AF afmagnetiseringen er foretaget med det af Laboratoriet for Geofysik udviklede AF afmagnetise-

ringsudstyr. 3 orthogonale Helmholtz-spoler udkompenserer jordfeltet ($\pm 17 \gamma$). Udstyret fungerer automatisk med mulighed for at variere stigningshastighed af AF-feltstyrke, tid på maksimal styrke og naturligvis feltstyrke (0–2100 Oe).

I de samme Helmholtz-spoler, som AF afmagnetiseringsspolen er placeret i, kan der placeres en ovn opbygget af umagnetisk materiale og elektrisk opvarmet. Det er ikke muligt at kontrollere atmosfæren i ovnen. Opvarmningstiden til 700 °C er 90 minutter, til 600 °C 60 minutter. Nedkølingstiden til 50 °C er 15 henholdsvis 14 timer i lukket ovn. Opvarmnings- og nedkølingstiden bestemmes af ovnens masse, idet prøver med normale termiske egenskaber vil være i ligevægt med ovnens temperatur i løbet af 10 minutter eller mindre. Dette gælder for prøvestørrelser til måling i spinmagnetometeret (cylinderform: 25 mm i diameter og 22 mm i højde) eller mindre.

Nagata (1943) angiver, at den maksimale tilrådelige nedkølingshastighed er 144 °C/h og Smith (1967) anbefaler at bruge så lang nedkølingstid som muligt og undgå prøver, som er hurtigt nedkølede (f.eks. i vand). Det er derfor ikke tilrådeligt at åbne ovnen før temperaturen er under 50 °C. Dette betyder, at en opvarmning til 700 °C tager 16½ time, hvilket er med til at gøre intensitetsmålinger tidskrævende. Ovnens kan anvendes både til afmagnetisering (sammen med nulfelt fra Helmholtz-spolerne) og magnetisering af prøver i kendt felt, som kan være jordfeltet eller dette i kombination med Helmholtzspolernes felt (0–1 Oe).

Til dannelsen af ARM som reference i metoden anvendes et udstyr bestående af en Rubens spole med tilhørende strømforsyning, filter og kontrolmåleudstyr. Rubens-spolen (Rubens 1945) er en spole, som giver et meget homogent felt i et område i centrum og er betydelig mere kompakt end Helmholtz-spoler. I det område, hvor prøven anbringes, er feltstyrkevariationer under 1%.

Rubens spolen anbringes i AF afmagnetiseringsspolen, således at alle Z-akser er parallelle (for prøve, Rubens spole og AF spole). Denne symmetri sikrer, at der hersker nøjagtig de samme feltforhold under gentagne magnetiseringer, forudsat strømmen i spolerne er identiske. Med den anvendte strømforsyning kan det inducerende felt i Rubens spolen være 0–10 Oe.

Databehandling og korrektion

Til metoden hører et EDB-system, som foretager klassifikation, udvælgelse af data, korrektion, beregning af palæointensitet og udskrift på papir eller som grafisk output til plotter. Det er muligt i det konkrete system via parametre at styre ovennævnte funktioner. Flowet i databehandlingen er følgende:

- 1) Indlæsning af en datablok, som repræsenterer måledata totalt for en prøve og styreparametre.
- 2) Udvalgelse og klassifikation af ARM-data. Ud fra sammenhørende ARM-punkter beregnes den bedste rette linie gennem punkterne som den reducerede hovedakse (Coe et al. 1978 og York 1966 og 1967). Korrelationskoefficienten beregnes som et udtryk for lineariteten (Yamane 1973). Er lineariteten under en valgt grænse forkastes det dårligste ARM-punkt, hvorefter bedste linie og linearitet nyberegnes. Nyberegning foretages indtil linearitetsgrænsen er opfyldt, eller der er mindre end 4 ARM-punkter tilbage.

Klassifikationen (Kono 1978) foretages i non-lineær (klasse 3), hvis der er mindre end 4 ARM-punkter tilbage (egentlig kan 3 punkter beskrive en acceptabel ret linie, men det betragtes som for spinkelt datagrundlag), eller lineær, som opdeles efter hældningskoefficient lig 1 (klasse 1) og forskellig fra 1 (klasse 2) på grundlag af en t-test (Saxov 1978). Hvis ARM-data tilhører klasse 3 kan

beregningen af denne prøve stoppes, idet ingen i denne klasse accepteres.

- 3) Udvalgelse og klassifikation af NRM/TRM-data. Sammenhørende NRM/TRM-punkter, hvis ARM-punkt ikke er forkastet, gennemgår en udvælgelse svarende til ARM-data.

Klassifikationen (Kono 1978) foretages i non-lineær (klasse c), hvis der er mindre end 4 accepterede NRM/TRM-punkter tilbage, og lineær, som opdeles efter om den bedste linie går gennem origo (klasse a) eller ej (klasse b) på grundlag af en t-test (Saxov 1978).

Hvis NRM/TRM-data tilhører klasse c, stoppes videre beregning af prøven, idet ingen i denne klasse accepteres.

- 4) Klassificeringen af ARM og NRM/TRM sammenholdes. Klasse 1a, 2a og 2b accepteres, klasse 1b forkastes. Palæointensiteten beregnes som:

$$H_{anc} = \frac{H_{arf} B}{A},$$

hvor A er hældning af den bedste NRM/TRM linie, B er hældning af den bedste ARM linie og H_{arf} er det kendte felt brugt til kunstig magnetisering.

- 5) Den valgte udskriftsform på papir eller grafisk plot udføres, og beregnet palæointensitet og dets varians gemmes til gennemsnitsberegning pr. lokalitet, alder etc., hvis dette ønskes.

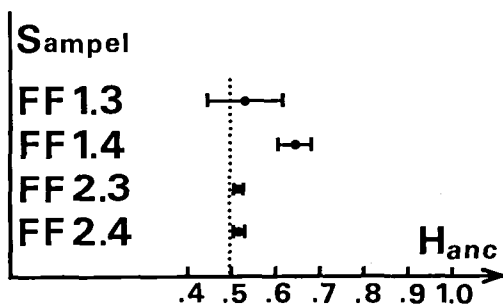


Fig. 2. Resultat for 4 testprøver målt efter den her beskrevne metode. Det forventede resultat er 0.493 Oe, markeret med en lodret stiplede linie. Enhed for H_{anc} er Ørsted (Oe).

Result of 4 testsamples measured by the method described in this paper. The expected result is 0.493 Oe, marked by a vertical, dotted line. The unit for H_{anc} is Oersted (Oe).

Test af metode

Metoden er testet på prøver fra kopier af middelalderlige kakler brændt i en ovn af mursten på Moesgård Museum i maj 1979. Brændingsgraden er forskellig i prøverne. Feltet i ovnen kendes ikke men må antages at være nær feltet på målestationen (0.49340 Oe), da deres indbyrdes afstand kun er ca. 500 m.

4 prøver har været behandlet med Thellier-metoden, som er den klassiske metode, som nye metoder refererer til. Resultatet ses på fig. 1. De beregnede palæointensiteter (for FF 1 fra den lavtemperære del af kurven) svarer nøje til de forventede.

Fig. 2 viser resultatet fra måling af 4 prøver, udtaget af de samme kakler som de forannævnte, med den her beskrevne metode. Detailresultatet for en prøve, FF 2.4, er vist på fig. 3.

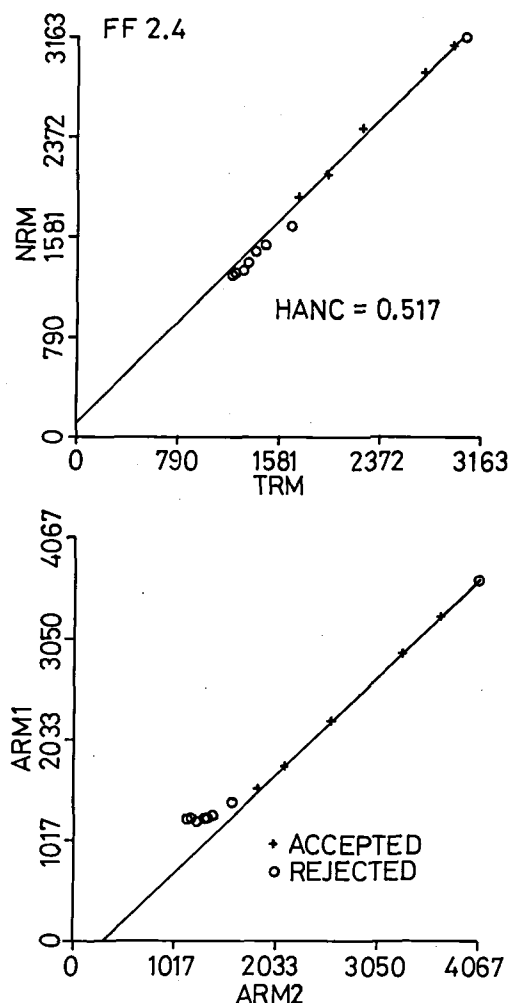


Fig. 3. Detaljeret resultat for en af de i fig. 2 viste prøver, FF 2.4. Figuren viser NRM/TRM diagrammet og det tilsvarende ARM diagram. Hvert diagram viser de enkelte datapunkter og deres status samt den bestemte bedste linie gennem de accepterede punkter. Enheder er 10^{-6} emu/cm³ for remanenserne og Ørsted (Oe) for H_{anc} . Figuren er et computeroutput, derfor de skæve akseinddelinger.

Detailed result for FF 2.4 (also shown in fig. 2). The figure shows the NRM/TRM plot and the corresponding ARM plot. Both plots show the datapoints and their states, as well as the estimated least squares line through accepted points. The unit for NRM, TRM and ARM is 10^{-6} emu/cm³ and Oersted for H_{anc} . The figure is a computer output.

Resultatet fra de to metoder er, når usikkerheder tages i betragtning, sammenfaldende.

Afslutning og konklusion

Denne artikel er en del af min specialeopgave i geofysik (Svendsen 1980). Den her beskrevne

metode er anvendt på en række nutidige testprøver, og det kan derudfra konkluderes, at metoden er tilfredsstillende til bestemmelse af palæointensiteter, og at indførslen af ARM-korrektion forbedrer resultat og udbytte betydeligt i forhold til Shaws metode (Shaw 1974).

Det anvendte apparatur indeholder mekaniske forenklinger i forhold til det af Shaw anvendte, men forbedringer kunne ønskes af tekniske specifikationer i strømforsyningen til Rubens spolen, ligesom en lufttæt ovn med mulighed for at kontrollere O₂-aktiviteten vil være ønskelig, da der bevisligt sker ændringer under opvarmning, som ARM-korrektionen dog kompenserer for.

Metoden har udelukkende været anvendt til prøver, hvis remanens er af termisk oprindelse, men der skulle ikke være noget til hinder for at anvende metoden på prøver med remanens af anden oprindelse, forudsat at der kan anvendes en tilfredsstillende kunstig magnetiseringsmetode på de aktuelle prøver.

ARM-metoder vil være de bedste i intensitetsbestemmelse, idet de udelukker en række problemer under den kunstige magnetisering, men der er i dag for stor usikkerhed omkring disse metoder.

Udstrakt anvendelse af metoder, som den her beskrevne, vil som biprodukt give TRM/ARM-forhold, der på længere sigt vil bidrage til ARM-metodernes udvikling.

Jeg vil gerne takke min vejleder Niels Abrahamsen og medarbejdere ved Laboratoriet for Geofysik, som har bistået med hjælp under arbejdet, samt Egon Hansen, Moesgård Museum, for testprøver.

Litteratur

- Abrahamsen, N. 1977: Palaeomagnetic methods and their application in archaeomagnetic dating. *Proceedings, Nordic Conf. on Thermoluminescent Dating and other Archaeometric Methods*; Research Establishment Risø 1977, 153–167.
- Alldredge, L. D. & Hurwitz, L. 1964: Radial dipoles as the sources of the Earth's main magnetic field. *J. Geophys. Res.* 69, 2631–2640.
- Bagina, O. L. & Petrova, G. N. 1977: Determination of paleomagnetic field intensity using anhysteretic remanent magnetization. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 13, 363–367.
- Bailey, M. E. & Dunlop, D. J. 1977: On the use of ARM in paleointensity determination. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 13, 260–262.
- Banerjee, S. K. & Butler, R. F. 1977: Theoretical grain-size thresholds and their application to accurate methods for paleointensity determination. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 13, 268–271.

- Carmichael, C. M. 1977: Paleointensity studies of oceanic basalts from DSDP leg 37 and NRM/ARM ratios of oceanic and recent lavas. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 332–338.
- Coe, R. S. & Grommé, C. S. 1973: A comparison of three methods of determining geomagnetic paleointensities. *J. Geomag. Geoelectr.* 25, 415–435.
- Coe, R. S., Grommé, S. & Mankinen, E. A. 1978: Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.* 83, 1740–1755.
- Creer, K. M., Gross, D. L. & Lineback, J. A. 1976: Origin of regional geomagnetic variations recorded by Wisconsinan and Holocene sediments from Lake Michigan, U.S.A. and Lake Windermere, England. *Bull. Geol. Soc. Am.* 87, 531–540.
- Day, R. 1977: TRM and its variation with grain size. *Adv. Earth Planet. Sci.* 1, 1–33.
- Day, R., Dunn, J. R. & Fuller, M. 1977: Intensity determination by continuous thermal cycling. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 13, 301–304.
- Domen, H. 1977: A single heating method of paleomagnetic field intensity determination applied to old roof tiles and rocks. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 315–318.
- Gillingham, D. E. W. & Stacey, F. D. 1971: Anhyseretic remanent magnetization (ARM) in magnetite grains. *Pure Appl. Geophys.* 91, 160–165.
- Johnson, E. A., Murphy, T. & Torrens, O. W. 1948: Prehistory of the Earth's magnetic field. *Terr. Magn. Atmos. Elec.* 53, 349–372.
- Kent, D. V. & Opdyke, N. D. 1977: Palaeomagnetic field intensity variation recorded in a Brunhes epoch deep-sea sediment core. *Nature* 266, 156–159.
- Khodair, A. A. & Coe, R. S. 1975: Determination of geomagnetic paleointensities in vacuum. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 42, 107–115.
- Kono, M. 1978: Reliability of paleointensity methods using alternating field demagnetization and anhyseretic remanence. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 54, 241–261.
- Kono, M. & Ueno, N. 1977: Paleointensity determination by a modified Thellier method. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 13, 305–314.
- Levi, S. 1977: The effect of magnetic particle size on paleointensity determinations of the geomagnetic field. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 245–259.
- Levi, S. & Merrill, R. T. 1976: A comparison of ARM and TRM in magnetite. *Earth planet. Sci. Lett.* 32, 171–184.
- Lowes 1974: Spatial power spectrum of the main geomagnetic field and extrapolation to the core. *Geophys. J.* 36, 717–730.
- Market, H. & Heller, F. 1972: Determination of paleointensities of the geomagnetic field from ARM measurements. *Phys. stat. sol. (a)* 14, k47–k50.
- McElhinny, M. W. 1973: *Palaeomagnetism and plate tectonics*. Cambridge University Press, 356 pp.
- Munsell: Munsell soil color charts, 1954.
- Nagata, T. 1943: The natural remanent magnetism of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 21, 1–196.
- Patton, B. J. & Fitch, J. L. 1962: Anhyseretic remanent magnetization in small steady fields. *J. Geophys. Res.* 69, 307–311.
- Rigotti, P. 1978: The ARM correction method of paleointensity determination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39, 417–426.
- Rubens, S. M. 1945: Cube-surface coil for producing a uniform magnetic field. *Rev. Sci. Instr.* 16, 243–245.
- Saxov, S. 1978: *Geostatistik*. Århus Universitet 1978, 108 pp.
- Shashkanov, V. A. & Metallova, V. V. 1977: Determination of paleointensity from sedimentary and igneous rocks by the method of alternating field remagnetization. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 368–372.
- Shaw, J. 1974: A new method of determining the magnitude of palaeomagnetic field. Application to five historic lavas and five archaeological samples. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 39, 133–141.
- Smith, P. 1967: The intensity of the ancient geomagnetic field: A review and analysis. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 12, 321–362.
- Stacey, F. D. & Banerjee, S. K. 1974: *Physical principles of rock magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195 pp.
- Svensen, F. N. 1980: *Intensitetsbestemmelse af palæomagnetfeltet*. Specialeopgave i geofysik. Århus Universitet 1980, upubliceret, 84 pp. + appendix.
- Stephenson, A. & Collinson, D. W. 1974: Lunar magnetic field paleointensities determined by an ARM method. *Earth planet. Sci. Lett.* 23, 220–228.
- Thellier, E. & Thellier, O. 1959: Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- Van Zijl, J. S. V., Graham, K. W. T. & Hales, A. L. 1962: The palaeomagnetism of the Stromberg lavas of South Africa. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 7, 23–39 & 169–182.
- Weaver, G. H. 1966: Measurement of the past intensity of the Earth's magnetic field. *Archaeometry* 9, 174–186.
- Wilson, R. L. 1961: Paleomagnetism in Northern Ireland. Part I, The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks. *Geophys. J.* 5, 45–58.
- Yamane, T. 1973: *Statistics*. Harper International Edition, 1130 pp.
- York, D. 1966: Least squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.* 44, 1079–1086.
- York, D. 1967: The best isochron. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2, 479–482.