

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Reconstituição do campo geomagnético para o Holoceno a partir de um
espeleotema do Brasil Central**

IBYATÁ SHIRAKAWA RODRIGUES

Orientador: Prof. Dr. Nicolás Misailidis Stríkis

SÃO PAULO

2022

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:

Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Shirakawa Rodrigues, Ibyatã
Reconstituição do campo geomagnético para o
Holoceno a partir de um espeleotema do Brasil
Central / Ibyatã Shirakawa Rodrigues; orientador
Nicolás Misailidis Stríkis. -- São Paulo, 2022.
144 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação
em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2022.

1. Campo geomagnético. 2. Holoceno. 3.
Espeleotema. 4. Anomalia Magnética do Atlântico-Sul.
I. Misailidis Stríkis, Nicolás, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**RECONSTITUIÇÃO DO CAMPO GEOMAGNÉTICO PARA O HOLOCENO A
PARTIR DE UM ESPELEOTEMA DO BRASIL CENTRAL**

IBYATÃ SHIRAKAWA RODRIGUES

Orientadora: Prof. Dr. Nicolás Misailidis Stríkis

Dissertação de Mestrado

Nº 894

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Nicolás Misailidis Stríkis

Dr. Gelvam André Hartmann

Dra. Daniele Cornello de Paiva Caldeira Brandt

SÃO PAULO
2022

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Reconstituição do campo geomagnético para o Holoceno a partir de um
espeleotema do Brasil Central**

IBYATÃ SHIRAKAWA RODRIGUES

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geoquímica e
Geotectônica para obtenção do título de
Mestre em Ciências

Área de Concentração: Geoquímica de
Processos Exógenos

Orientador: Nicolás Misailidis Stríkis

SÃO PAULO

2022

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi possível graças ao financiamento da CNPq.

Agradeço imensamente ao meu orientador Nicolás Misailidis Stríkis (Pânico) e ao Plínio Francisco Jaqueto pelo apoio incansável ao longo de todo o projeto. Sem vocês seria impossível.

Ricardo Trindade pela co-orientação.

Janine por toda a parte de medidas magnéticas no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG, além da companhia nos campos.

Verônica e ao Felipe Godoy (Bidu) pelos trabalhos nos laboratórios do IGc (LES e cársticos).

Meu pai, minha mãe e meu irmão, pois sem eles nada faria sentido.

Amigos.

E a todos os que acreditam e apoiam a ciência.

Resumo

Os estudos a respeito do Campo Magnético da Terra no Holoceno apresentam baixa distribuição geográfica, com apenas 7% dos dados provenientes da África e América do Sul, área que compreende a Anomalia Magnética do Atlântico-Sul (SAMA). No presente trabalho são introduzidos dados magnéticos contínuos de boa qualidade, com resolução secular e com abrangência da maior parte do Holoceno (~2500 a ~10500 anos AP). Problemas com datações U-Th com erro muito elevado foram contornados utilizando correlação de séries isotópicas de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ com um espeleotema com modelo de idade preciso.

A mineralogia magnética determinada indica que o principal portador magnético é um mineral de baixa coercividade (atribuído a magnetita/maghemita de origem pedogênica). Dados direcionais apontam para valores de inclinação (-40.0°) e declinação (-4.1°) compatíveis com os valores atuais e com modelos geomagnéticos existentes. As estimativas de paleointensidade relativa, obtidas pelo método pseudo-Thellier, apresentam três intervalos de rápida variação de intensidade do campo geomagnético, em relativa concordância com modelos geomagnéticos dominados por dados provenientes de sedimentos lacustres. Entre 3000 e 5000 anos AP valores até 50% mais altos do que a média são estimados; entre 5300 e 6200 anos AP atinge valores relativos de aproximadamente metade da média e entre 8200 e 9000 anos AP valores relativos que dobram a média.

Sendo incorporados aos modelos geomagnéticos estes dados podem auxiliar na compreensão da Anomalia Magnética do Atlântico Sul, bem como do comportamento do Campo Magnético da Terra por todo o Holoceno.

Palavras chave: Campo geomagnético, Holoceno, Espeleotema, América do Sul, Anomalia do Atlântico Sul

Abstract

Studies on the Earth's Magnetic Field in the Holocene have a poor geographic distribution, with only 7% of the data coming from Africa and South America, an area that comprises the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA). In the present study, good quality magnetic data with secular resolution is introduced, covering most of the Holocene (~2500 to ~10500 years BP). Problems with high error U-Th ages were circumvented using correlation of isotopic series of $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ with a well dated speleothem.

The main magnetic carrier is a low coercivity mineral (attributed to magnetite/maghemite of pedogenic origin). Directional data point to inclination (-40.0°) and declination (-4.1°) values compatible with current values to the location and existing geomagnetic models. The relative paleointensity estimates, obtained by the pseudo-Thellier method, show three major periods of fast paleointensity variation of the geomagnetic field in relative agreement with geomagnetic models dominated by data from lake sediments. Between 3000 and 5000 years BP values up to 50% higher than the average are estimated; between 5300 and 6200 years BP paleointensity reaches relative values of approximately half the average and between 8200 and 9000 years BP it reaches relative values that double the average.

This new data can improve these models and help to understand the South Atlantic Magnetic Anomaly, as well as the behavior of the Earth's Magnetic Field throughout the Holocene.

Key words: Geomagnetic field, Holocene, Speleothem, South America, South Atlantic Anomaly

SUMÁRIO

RESUMO	I
ABSTRACT	II
ÍNDICE DE FIGURAS	V
ÍNDICE DE TABELAS	VI
1 INTRODUÇÃO	1
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	3
2.1 O CAMPO GEOMAGNÉTICO PARA O HOLOCENO	3
2.2 DATAÇÃO U-TH	4
2.2.1 <i>Datação por desequilíbrio: conceito de equilíbrio secular</i>	6
2.3 REGISTRO MAGNÉTICO EM SEDIMENTOS	11
2.3.1 <i>Magnetização remanente natural</i>	11
2.3.2 <i>Magnetização Remanente Detrítica</i>	12
2.3.3 <i>Magnetização em espeleotemas</i>	14
2.4 UTILIZAÇÃO DE REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS COMO MARCADORES CRONOESTRATIGRÁFICOS	15
2.4.1 <i>Isótopos de oxigênio em espeleotemas</i>	15
2.4.2 <i>Isótopos de carbono em espeleotemas</i>	17
2.5 REGISTRO DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO DEGLACIAL E HOLOCENO NO CENTRO-OESTE DO BRASIL	18
3 MATERIAIS E MÉTODOS	21
3.1 SELEÇÃO DO ESPELEOTEMA	21
3.2 ÁREA DE ESTUDO	23
3.3 DATAÇÃO U-TH	24
3.4 ISÓTOPOS ESTÁVEIS	27
3.5 MEDIDAS PALEOMAGNÉTICAS	27
3.5.1 <i>Magnetização Remanente Natural e desmagnetização</i>	27
3.5.2 <i>Definição das componentes características</i>	28
3.5.3 <i>Paleointensidade relativa</i>	29
3.5.4 <i>Mineralogia magnética</i>	30
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	30
4.1 CURVA DE IDADES	30
4.2 DADOS PALEOMAGNÉTICOS	39
4.2.1 <i>Mineralogia Magnética</i>	39
4.2.2 <i>Dados Direcionais</i>	43
4.2.3 <i>Paleointensidade do Campo Magnético</i>	50

5 CONCLUSÕES	54
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56

Índice de Figuras

Figura 1 - Série simplificada do decaimento do ^{238}U até o ^{230}Th . Modificado de Wendt et al., (2021).	6
Figura 2 - Variação da atividade $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ em função do tempo (traduzido de Wendt et al., 2021)	8
Figura 3 - Diagrama $\delta^{234}\text{m}$ vs $[\text{Th}/^{238}\text{U}]_A$. As linhas tracejadas inclinadas representam as soluções para a equação da idade ^{230}Th . O eixo “y” representa a idade zero (equação 5) enquanto os os contornos curvilíneos representam a solução da equação $\delta^{234}\text{U}_m$ (equação 6). Abreviações: A = atividades (radionuclídeos vezes a constante de decaimento), m = valor medido. Modificado de Wendt et al. (2021).	9
Figura 4 - Comparação do intervalo temporal e resolução cronológica das principais matrizes biogeoquímicas utilizadas em estudos de geologia do Quaternário. Modificado de Ruddiman (2001)	11
Figura 5 - Correlação dos resultados obtidos com análises de isótopos de oxigênio da caverna Botuverá e a insolação de Verão para a mesma latitude (Cruz et al., 2005).	17
Figura 6 - Comparação entre registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo da Groenlândia (North Greenland Ice Core Project, 2004) com registros paleoclimáticos Sul-Americanos baseado em séries isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas do Norte de Minas Gerais (Strikis et al., 2011, 2018) e Santa Catarina (Cruz et al., 2005).	20
Figura 7 - Comparação entre a série de IRD dos testemunhos marinhos do Atlântico Norte MC52, VM29-191 (Bond et al., 2011) com a série isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite LSF19, caverna Lapa Sem Fim (Azevedo et al., 2021). As barras em azul assinalam as fases de pico de deposição de IRD que delimitas os eventos Bond 2 a 6 e o evento 8.2.	21
Figura 8 - Espécimes do espeleotema ED1.	23
Figura 9 - Localização da Gruta do Éden no contexto da Anomalia Magnética do Atlântico Sul. Extraída de Sanchez et al., 2020.	24
Figura 10 - Estalagmite ED1 com indicação dos trechos amostras para U-Th	26
Figura 11 - Diagrama de Zijderveld. Separação das componentes utilizando o diagrama de projeção ortogonal (Modificado de Butler, 2004).	28
Figura 12 - Diagrama de Arai-plot (Extraído e traduzido de Tauxe et al., 1995)	29
Figura 13 - a) Idades obtidas para o espeleotema ED1 em função da profundidade. b) Posições amostradas.	32
Figura 14 - correlação entre o sinal magnético e a quantidade de Tório detrítico. Foram selecionadas amostras magnéticas cuja posição central estivesse a menos de 1 mm da posição amostrada para datação	33
Figura 15 - Relação entre as razões $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ e o erro das datações U-Th obtido para amostras da estalagmite ED1.	34
Figura 16 - Dois modelos cronológicos possíveis: a) Modelo cronológico V1, utilizando as idades mais antigas; b) Modelo cronológico V2, excluindo as idades mais antigas	35
Figura 17 - Comparação entre as séries isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ED1 e LSF19 (Azevedo et al., 2021): a) compara utilizando a cronologia V1; b) o mesmo que em “a” porem utilizando a cronologia V2.	36
Figura 18 – Comparação entra a série de $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ED1 com os registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite LSF19 da cavera Lapa Sem Fim, localizada no norte do estado de Minas Gerais (Azevedo et al.,	

2021) e da estalagmite PX5 da Gruta Paixão, localizada na região da Chapada Diamantina, Bahia (Barreto, 2010). A barra cinza assinala a identificação do evento 8,2 no registro isotópico. _____	38
Figura 19 - Aquisição de IRM normalizada para 7 espécimes selecionados _____	39
Figura 20 - Valores de s-ratio para cada amostra do espeleotema ED1; b) Variação do s-ratio para porcentagens conhecidas de hematita (eixo superior) e magnetita (eixo inferior). Extraída de Roberts et al., 2020. _____	40
Figura 21 - Diagrama com os principais componentes identificados em Egli (2004). Magnetita pedogênica (PD); magnetita extracelular (EX); poeira eólica (ED), partículas detríticas transportadas em meio aquoso (D); matéria particulada atmosférica produzida por poluição urbana (UP); magnetossomas de baixa coercividade (BS); magnetossomas de alta coercividade (BH); maghemita de loess (L). os círculos vermelhos são as amostras deste estudo. _____	42
Figura 22 - Valores de declinação, inclinação e MAD para a estalagmite ED1. Em vermelho, o valor de mad igual a 8° representa as amostras que não foram consideradas para os demais estudos. _____	43
Figura 23 - Diagrama de Zijderveld, estereograma e curva de desmagnetização para o espécimen ED1_14 (esquerda) e ED1_18 (direita) _____	44
Figura 24 - Diagrama de Zijderveld, estereograma e curva de desmagnetização para o espécimen ED1_65 _____	45
Figura 25 - Média vetorial e estatística de Fisher dos espécimes selecionados. _____	46
Figura 26 - Medidas de inclinação obtidas para o espeleotema ED1 comparadas com: a) Modelos dominados por dados provenientes de rochas sedimentares, vulcânicas e artefatos arqueomagnéticos; b) Modelos somente com dados artefatos arqueomagnéticos e rochas vulcânicas. _____	48
Figura 27 - Medidas de declinação obtidas para o espeleotema ED1 comparadas com: a) Modelos dominados por dados provenientes de rochas sedimentares, vulcânicas e artefatos arqueomagnéticos; b) Modelos com dados provenientes de artefatos arqueomagnéticos e rochas vulcânicas. _____	49
Figura 28 - Distribuição dos dados de declinação e inclinação utilizados nos modelos HFMOL1.A1 e CALS10k.2 (Constable, 2016). Extraído da base de dados GEOMAGIA. _____	50
Figura 29 - Estimativas de paleointensidade relativa calculadas para o espeleotema ED1 comparadas com: a) Modelos dominados por dados provenientes de rochas sedimentares; b) Modelos com dados provenientes de artefatos arqueomagnéticos e rochas ígneas. _____	51
Figura 30 - Distribuição dos dados de paleointensidade utilizados nos modelos. (a) HFMOL1.A1 e CALS10k.2 (Constable, 2016); (b) pfm9k.1a (Nilsson et al., 2015); (c) SHA.DIF.14k (Pavon-Carrasco et al., 2014) e ArchKalmag14k (Schanner et al., 2022). Extraído da base de Distribuição dos dados de dados GEOMAGIA (Brown et al., 2015). _____	53

Índice de Tabelas

Tabela 1 - Resultados das idades U-Th produzidas para a estalagmite ED1 _____	31
Tabela 2 - Médias de declinação e inclinação extraídas dos modelos geomagnéticos disponíveis para o período de crescimento do espeleotema ED1 _____	46

Índice de Anexos

Anexo I – Diagramas de Arai Plot gerados para o espeleotema ED1 _____ 67

Lista de Abreviaturas

SAMA – sigla em inglês para *South Atlantic Magnetic Anomaly*

MRN – Magnetização remanente natural

IRM – sigla em inglês para *Isothermal Remanent Magnetization*

ARM – sigla em inglês para *Anisteretic Remanent Magnetization*

MAD – sigla em inglês para *Maximum Angular Deviation*

$\delta^{13}\text{C}$ – relação entre isótopos de carbono ^{13}C e ^{12}C

$\delta^{18}\text{O}$ – relação entre isótopos de oxigênio ^{18}O e ^{16}O

AP – Anos antes do presente

kyr BP – representação tempo equivalente a mil anos antes do presente. Da sigla em inglês para *Kilo Year Before Present*

1 Introdução

Historicamente, os estudos de reconstrução do campo magnético da Terra são conduzidos através da interpretação de dados magnéticos extraídos de rochas vulcânicas, artefatos arqueológicos e sedimentos (Lascu e Feinberg, 2011). Rochas vulcânicas e artefatos arqueológicos costumam apresentar dados magnéticos de intensidade absoluta devido ao mecanismo de obtenção do sinal magnético por resfriamento, em que há uma física bem estabelecida (Dunlop e Özdemir, 2001), porém estes dados não são contínuos espacialmente e no tempo. Sedimentos, por outro lado, apresentam dados contínuos temporalmente, mas os valores de intensidade absoluta não são de direta associação (Lascu e Feinberg, 2011). O momento exato do registro de minerais magnéticos é de difícil compreensão em sedimentos marinhos e lacustres, pois a presença de fluxo orientando a sedimentação, compactação, bioturbações e diversos processos diagenéticos enviesam a direção e intensidade do arquivo magnético (Perkins e Maher, 1993; Tauxe e Kent, 2004; Tarduno, 1995; Roberts et al., 2011).

O registro contínuo da intensidade do campo magnético é de grande importância não apenas para uma determinada área de estudo, mas para melhor compreensão dos mecanismos de geração deste campo e, conseqüentemente, para a construção de modelos mais precisos. De maneira simplificada o Campo Magnético da Terra (CMT) se assemelha a um campo gerado por um dipolo posicionado no centro da Terra e inclinado em $11,5^\circ$ em relação ao seu eixo de rotação. No entanto, importantes feições como a Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAMA, do inglês, *South Atlantic Magnetic Anomaly*), de baixa intensidade, e a Anomalia da Sibéria (SB, do inglês, *Siberian High*), de alta intensidade são observadas. Estudos de geodinâmica para o entendimento da SAMA indicam que seu ponto mais anômalo (com campo magnético mais fraco) é associado a heterogeneidades na interface manto-núcleo e se manifesta em superfície próximo ao sul do Paraguai atualmente. Ao longo dos últimos 4 séculos a SAMA migrou a partir do sul do continente africano até atingir sua posição atual, enquanto sua influência atingiu áreas cada vez maiores, se estendendo atualmente por grande parte da América do Sul e do Atlântico Sul (Hartmann e Pacca, 2009). Os mecanismos geradores e perpetuadores desta anomalia ainda são objeto de discussão e sua compreensão depende da obtenção de dados magnéticos de qualidade que permitam compreender sua evolução espaço-temporal. Entretanto, a grande maioria dos dados magnéticos estão localizados no hemisfério norte,

em detrimento do hemisfério sul. A base de dados GEOMAGIA50v3.4 para dados arqueomagnéticos, por exemplo, tem apenas 7% de dados provenientes da África e América do Sul, apesar de esses continentes representarem 32% da área terrestre (Brown et al., 2021).

Trabalhos recentes demonstram que espeleotemas constituem excelentes registros da atividade do campo geomagnético do passado, exibindo boa relação entre a intensidade e direção reconstituídas com modelos geomagnéticos (Lascu et al., 2016; Zanella et al., 2016; Trindade et al., 2018; Jaqueto et al., 2022). Os espeleotemas apresentam uma série de vantagens em relação a depósitos sedimentares siliciclásticos, pois são depósitos minerais sólidos, de fácil orientação e comumente com crescimento contínuo. Em tese, durante a formação de um espeleotema, o mineral magnético tem tempo suficiente para se orientar de acordo com o campo magnético e é então “travado” durante a precipitação do carbonato (geralmente calcita), preservando este registro de maneira eficiente. Os espeleotemas também oferecem a vantagem de fornecerem cronologias absolutas precisas, a partir de datações radiométricas pelo método U-Th, cujo intervalo de datação se estende até cerca de 600 mil anos, muito superior, por exemplo, ao ^{14}C , cujo intervalo se restringe aos últimos 40 mil anos (Lascu e Feinberg, 2011).

Apesar das vantagens quanto a cronologia, espeleotemas com mineralogia magnética suficiente para estudos de paleomagnetismo também apresentam, frequentemente, grandes restrições à datação U-Th. Isso ocorre porque o aumento da concentração de minerais detríticos, entre eles óxidos, sulfetos e argilominerais, tem forte efeito sobre os cálculos de correção das concentrações de Th radiogênico iniciais, impactando enormemente o valor das incertezas (Cheng et al., 2013). De fato, em muitos casos, a elevada concentração de Th detrítico na matriz mineral dos espeleotemas inviabiliza a construção de uma cronologia razoável. Em vista do exposto, este trabalho tem por objetivos gerar avanços sobre dois aspectos importantes no campo do estudo do paleomagnetismo: i) fornecer um registro contínuo de variação de intensidade e componentes direcionais do campo geomagnéticos do continente sul-americano durante o Holoceno; ii) apresentar alternativas para contornar limitações na elaborações de modelos cronológicos para espeleotemas em estudos de paleomagnetismo.

2 Fundamentação teórica

2.1 O Campo geomagnético para o Holoceno

O campo magnético da Terra é gerado principalmente pelo movimento convectivo no núcleo externo composto essencialmente de uma liga metálica líquida de ferro e níquel com um elemento leve como enxofre (Stacey e Davis, 2008). A origem do campo é tema de discussão contínua, mas é seguro afirmar que há pelo menos 3.5 bilhões de anos sua presença é registrada em rochas (Korte et al., 2019). O campo magnético é um campo vetorial, contém direção e intensidade, e pode ser descrito em coordenadas esféricas, pela sua intensidade, declinação (ângulo entre o meridiano magnético e geográfico) e inclinação (ângulo que o vetor magnético faz com a componente horizontal) (Lowrie e Fichtner, 2020). A variação do campo magnético ocorre na escala de meses a milhões de anos e podem ser usadas para diversas aplicações. Variações do campo anteriores às primeiras medições (século XVIII) são chamadas de variações paleoseculares, e são reportadas após estudos feitos em artefatos arqueológicos, rochas vulcânicas e sedimentos (Korte et al., 2019). Uma das formas de se estudar as variações paleoseculares são os modelos geomagnéticos, construídos a partir dos dados disponíveis ao redor do globo. Estes modelos permitem fazer inferências sobre mudanças no comportamento do núcleo externo do planeta e em suas interfaces.

A descrição mais simples do campo magnético é a de um dipolo cujo eixo coincide com o eixo de rotação da Terra ao longo de um intervalo longo de tempo (dezenas de milhares de anos). Neste modelo temos um dipolo geocêntrico axial (GAD, do inglês, *Geocentric Axial Dipole*), o que permite determinar a relação entre a inclinação (I) do campo geomagnético com a latitude (λ):

$$\tan I = 2 \tan \lambda \quad (1)$$

Logo, é possível determinar a localização de um continente a partir da medida da inclinação magnética do campo registrada em uma rocha. Esta equação é uma das bases dos estudos paleomagnéticos.

Desde o início das medidas diretas e pelos últimos 200 anos, no entanto, um contínuo decaimento na intensidade no campo magnético é observado (observatórios magnéticos e satélites). Análises dessa variação indicam uma taxa de decaimento do dipolo

geocêntrico axial em torno de 15 nT/ano, com alguma variação decadal. Este decaimento no dipolo axial é atribuído à mudanças na superfície do núcleo externo devido à presença de lóbulos de fluxos reversos com sua expansão e migração no Hemisfério Sul (Gubbins et al., 2006). Esta expressão é observada em superfície pela Anomalia Magnética do Atlântico Sul, local com a menor intensidade do campo geomagnético, e com evolução bem descrita a partir de dados de navegação e medidas diretas (e.g. Hartmann e Pacca, 2009, Amit et al., 2021).

Para o Holoceno, análises feitas a partir de modelos geomagnéticos mostram uma maior variação de intensidade para o Hemisfério Sul, com uma grande variação longitudinal (Constable et al., 2016), com a região do Atlântico apresentando maior variação secular quando comparada com a região do Pacífico. Esta persistência na variação paleosecular pode estar relacionada com a complexa interação entre o manto inferior e a superfície do núcleo externo, na chamada interface manto-núcleo, que pode inibir ou intensificar fluxos de calor levando a maior expulsão de linhas de campo, sendo esta complexidade também observada por estudos de sismologia (Garnero et al., 2016). Outra abordagem para o Holoceno consiste na análise de sinais, onde foi mostrado que mudanças em períodos de 600 a 800 anos são governados por mudanças no campo dipolar axial, enquanto períodos de 1300 anos são atribuídos a mudanças no dipolo equatorial (González-López et al., 2021). Quanto aos componentes não dipolares, os resultados observados não são consistentes entre os diferentes modelos, e isto é justificado pela baixa concentração de dados em escala temporal e espacial e também observado em outras análises (Constable et al., 2016, González-López et al., 2021). Portanto, a ampliação de dados para o Holoceno se faz necessária para que se entenda as formas mais complexas do campo magnético, com dados de bom controle cronológico e de boa cobertura espacial e temporal (Nilsson et al., 2014).

2.2 Datação U-Th

A datação por U-Th é considerada um dos métodos de datação radiométrico mais precisos atualmente disponíveis para depósitos pleistocênicos. Empregado quase que exclusivamente para depósitos de minerais carbonáticos, como espeleotemas e corais, esse método é amplamente utilizado em estudos de processos naturais que incluem paleoclimatologia, calibração da curva de radiocarbono, estudo de processos

oceanográficos, arqueologia e evolução humana, além de estudos tectônicos e magmáticos (Edwards et al., 1986-87; Cheng et al., 2013).

Espeleotemas bem preservados podem ser datados com precisão usando o geocronômetro de urânio-tório (U-Th), fornecendo idades desde apenas alguns anos a ~600.000 anos (Cheng et al., 2013). Este método utiliza o desequilíbrio gerado nos elementos da série de decaimento do U para estimar o tempo transcorrido desde o último evento de fracionamento isotópico. No caso dos espeleotemas, esse evento passa a contar no momento da cristalização de minerais como calcita e aragonita precipitados a partir das soluções de infiltração que, por sua vez, carregam isótopos de U e Th vindo da dissolução da rocha encaixante. A taxa de decaimento, ou atividade (A), de um nuclídeo radioativo é definida como o número de eventos de decaimento por unidade de tempo:

$$A = \frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (2)$$

onde N é o número de átomos do nuclídeo radioativos pai, λ é a constante de decaimento para aquele nuclídeo e t é o tempo (Rutherford e Soddy, 1902). A constante de decaimento (λ) é relacionado à meia vida ($t_{1/2}$) do nuclídeo radioativo, e pode ser expressa como: $t_{1/2} = \ln(2/\lambda)$.

A série de decaimento do ^{238}U é apresentada na Figura 1. Como é possível observar, a série tem início com o decaimento do ^{238}U através da emissão de uma partícula alpha com uma meia vida de $t_{1/2} = 4.4683 \pm 0.0048 \times 10^9$ anos (Jaffey et al., 1971). A sequência prossegue até a formação do isótopo estável de Chumbo-206 (^{206}Pb). Para o método U-Th, no entanto, são importantes apenas as etapas de decaimento iniciais, que se estendem até o isótopo de Tório-230. Primeiramente o Urânio-238 decai por emissão alfa para Tório-234 ($t_{1/2} = 24.1$ dias), que decai por emissão beta para o Protactínio-234 ($t_{1/2} = 6.7$ horas), que então decai, também por emissão beta, para o Urânio-234, com um $t_{1/2}$ de $245,620 \pm 290$ anos (Cheng et al., 2013). Por fim, o Urânio-234 decai por emissão alfa para o Tório-230, que tem um $t_{1/2}$ de $75,590 \pm 110$ anos (Cheng et al., 2013). Em termos matemáticos é possível considerar que o Urânio-238 decai diretamente para o Urânio-234 e este para o Tório-230, já que os tempos de meia-vida do Tório-234 e do Protactínio-234 são insignificantes para a escala temporal em questão.

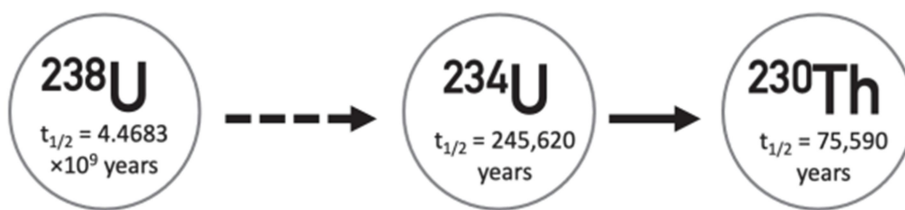


Figura 1 - Série simplificada do decaimento do ^{238}U até o ^{230}Th . Modificado de Wendt et al. (2021).

2.2.1 Datação por desequilíbrio: conceito de equilíbrio secular

O modelo clássico de datação por elementos radioativos, se baseia na mensuração da proporção entre isótopos filhos estáveis e pais radioativos. Em linhas gerais a idade pode ser obtida a partir da relação entre o tempo e a variação do número de isótopos pais, de acordo com a equação 3.

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda, t_{1/2}} \quad (3)$$

onde N representa o número de isótopos radioativos pai no tempo t e N_0 o número de isótopos radioativos filhos iniciais. A datação por desequilíbrio, por outro lado, utiliza apenas elementos radioativos. Nesse método o conceito de equilíbrio secular é fundamental. Essa condição é atingida quando há pares isotópicos com grande diferença no tempo de decaimento. Vejamos o exemplo do sistema U-Th, onde o tempo de meia-vida do nuclídeo pai ^{238}U (~4.5 bilhões de anos) é muito maior que os núclídeos radioativos intermediários ^{234}U (245,620 anos) e ^{230}Th (75,590 anos) (Figura 2). Nesse caso, se compararmos as constantes de decaimento (λ) entre ^{238}U ($\lambda_{238} = 2.82 \times 10^{-16}$) com ^{234}U ($\lambda_{234} = 2.82 \times 10^{-6}$) e ^{230}Th ($\lambda_{230} = 9,17 \times 10^{-6}$) poderemos notar uma diferença de cerca de 3 ordens de grandeza. Tomando por base os tempos de decaimento da série do ^{238}U e ^{234}U , a condição de equilíbrio secular é atingida entre os isótopos pais (radioativos) e filhos (radiogênicos) em qualquer material natural que permanecer sem quaisquer perturbações por um tempo equivalente a alguns milhões de anos.

Se um sistema com essas características permanece fechado por um longo período de tempo os constituintes da série alcançam equilíbrio radioativo secular (Rutherford e Soddy, 1902; Bateman, 1908). Neste momento a atividade do nuclídeo pai passa a ser

numericamente, muito próxima da e atividade de qualquer nuclídeo filho, de modo que os valores de atividade se aproximam da seguinte relação

$$(\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots = \lambda_n N_n) \quad (4)$$

Onde N_1 é a quantidade de átomos do nuclídeo 1, λ_1 é sua constante de decaimento e o produto $\lambda_1 N_1$ é a sua atividade. Em equilíbrio secular, portanto, a razão entre a atividade de qualquer nuclídeo filho e o nuclídeo pai deve ser 1:

$$\lambda_1 N_1 / \lambda_2 N_2 / \lambda_3 N_3 / \lambda_n N_n = 1 \quad (5)$$

Transferindo essa lógica para o ambiente de uma caverna, essa condição é encontrada na rocha encaixante, de idades que superam as dezenas de milhões de anos, e portanto, onde as atividades de decaimento dos isótopos pai ($^{238}\text{U}_A$) são numericamente semelhantes às atividades de decaimento dos isótopos filhos de menor meia vida, como o caso do ^{234}U e ^{230}Th . O processo de datação por desequilíbrio que governa o método do U-Th tem início com a dissolução da rocha encaixante pelas soluções de infiltração e pela diferença de mobilidade geoquímica entre o U e Th (Richard e Dorale, 2003).

Em condições oxidantes, por exemplo, o urânio tende a formar o íon uranil (UO^{+2}), altamente solúvel, enquanto o tório tende a permanecer no estado tetravalente (Th^{+4}) e é removido por adsorção na superfície de sólidos e por incorporação em minerais autigênicos, como a barita. Em função desta diferença de solubilidade, resulta que a razão Th/U das soluções de gotejamento são, em tese, próximos de zero, ou seja, o carbonato secundário precipitado pelas soluções de gotejamento possui, frequentemente, concentrações negligenciáveis de Th radiogênico, se comportando como um sistema próximo do ideal (Richard e Dorale, 2003). Com a mobilização preferencial de U em relação a Th temos que a formação de espeleotema ocorre a partir de uma solução fora das condições de equilíbrio secular. Entretanto, uma vez que o mineral de calcita é cristalizado, as atividades do núclideos radioativos da série de decaimento de U passam evoluir em direção às condições de equilíbrio secular, como o caso da razão $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (Figura 2).

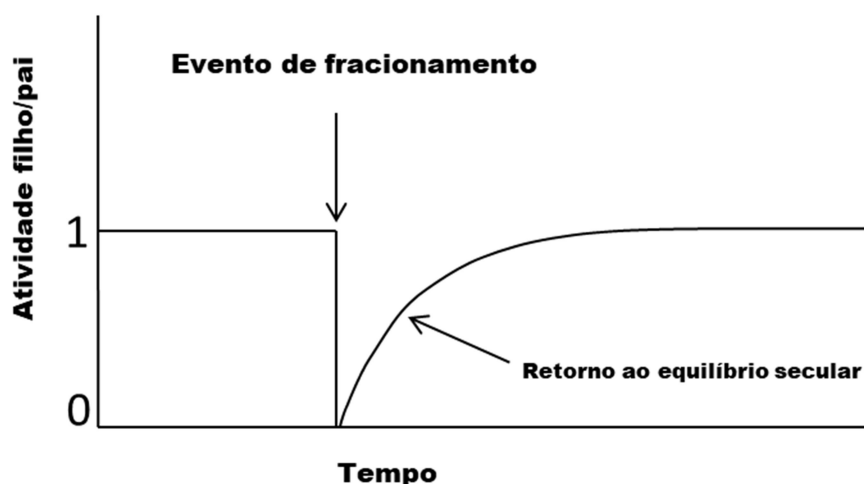


Figura 2 - Variação da atividade $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ em função do tempo (traduzido de Wendt et al., 2021)

A variação da razão $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ no tempo pode ser expressão pela equação 6. É justamente esse processo em particular que a datação U-Th registra, em outras palavras, a datação U-Th, também referida pelo termo datação ^{230}Th , registra o tempo transcorrido desde a cristalização da calcita.

$$\left[\frac{\text{Th}^{230}}{\text{U}^{238}} \right]_A = 1 - e^{-\lambda_{230}t} \quad (6)$$

Onde $\left[\frac{\text{Th}^{230}}{\text{U}^{238}} \right]_A$ é a razão entre a atividade do tório-230 e do urânio-238 e λ_{230} é a constante de decaimento do tório-230.

Considerando que entre ^{238}U e ^{230}Th temos ainda, no meio do caminho, o decaimento do ^{234}U , a equação assume que as atividades do ^{238}U e do ^{234}U são iguais, quando na realidade $[\text{U}^{234}/\text{U}^{238}]_A < 1$ na maioria das águas naturais, portanto, fora do equilíbrio secular (Cherdyntsev et al., 1955). Do mesmo modo, no solo assim como nas rochas intemperizadas a $[\text{U}^{234}/\text{U}^{238}]_A < 1$. Isso ocorre pois, durante o processo de decaimento, as ligações químicas do ^{234}U são danificadas e pode ocorrer quebra do cristal. Desta maneira, é mais comum que o ^{234}U esteja nas bordas de um cristal do que o ^{238}U , se tornando mais suscetível ao processo de lixiviação (Ivanovich e Harmon, 1982). Sendo assim, uma vez que as águas naturais apresentam ^{234}U e ^{238}U em estado de desequilíbrio, um segundo termo precisa ser adicionado à equação 6 para corrigir este desequilíbrio:

$$\left[\frac{Th^{230}}{U^{238}}\right]_A = 1 - e^{-\lambda_{230}t} + \left(\frac{\delta^{234}U_m}{1000}\right) \left(\frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230}-\lambda_{234}}\right) (1 - e^{-(\lambda_{230}-\lambda_{234})t}) \quad (7)$$

Onde $\delta^{234}U = ([^{234}U/^{238}U]_A - 1) \times 1,000$ (Chen et al., 1986) e m indica o valor medido. Esta equação para idades U-Th é derivada de Kaufman e Broecker (1965). É possível calcular o $\delta^{234}U$ inicial ($\delta^{234}U_0$) através do valor medido de $\delta^{234}U$ e da idade através de:

$$\delta^{234}U_m = \delta^{234}U_0 \cdot e^{-\lambda_{234}t} \quad (8)$$

A representação gráfica da idade calculada pelo método U-Th pode ser obtida no diagrama da Figura 3:

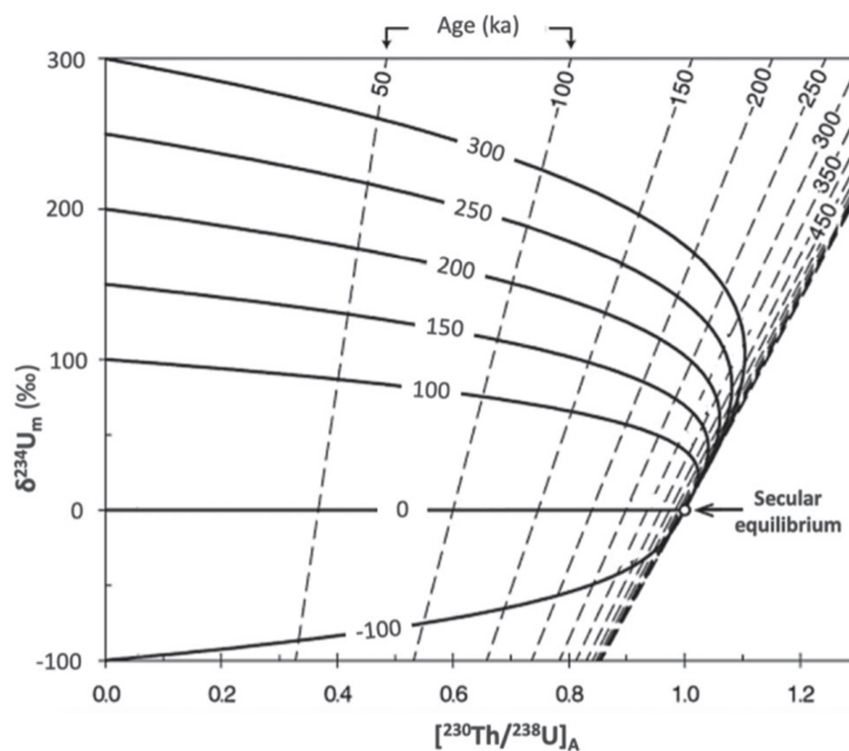


Figura 3 - Diagrama $\delta^{234}U_m$ vs $[^{230}Th/^{238}U]_A$. As linhas tracejadas inclinadas representam as soluções para a equação da idade ^{230}Th . O eixo “y” representa a idade zero (equação 5) enquanto os contornos curvilíneos representam a solução da equação $\delta^{234}U_m$ (equação 6). Abreviações: A = atividades (radionuclídeos vezes a constante de decaimento), m = valor medido. Modificado de Wendt et al. (2021).

Na maioria dos casos envolvendo o ambiente geoquímico de formação de espeleotemas as concentrações de ^{230}Th iniciais são muito pequenas. Contudo, para determinarmos a correta idade pelo método U-Th é preciso conhecer a concentração inicial de ^{230}Th no momento da deposição. Esta “contaminação” das condições iniciais pode se dar basicamente de duas maneiras: (1) tório detrítico e (2) tório hidrogenado dissolvido em água e incorporado na matriz do carbonato durante a precipitação. A maioria dos autores

costuma desprezar este segundo processo, por considerar insignificante a quantidade de tório dissolvido. Já o tório detrítico, que ocorre complexado com argila depositada na superfície carbonática concomitantemente à sua precipitação, pode apresentar quantidades apreciáveis que interferem diretamente no cálculo da idade. Para estimar a quantidade de ^{230}Th detrítico presente em uma amostra, costuma-se monitorar a quantidade de ^{232}Th na mesma amostra. O ^{232}Th é um isótopo radiativo de elevada meia-vida (1.4×10^{10} anos) e cuja ocorrência na natureza não decorre na série de decaimento do ^{238}U . Em ambientes com altas concentrações de ^{232}Th , espera-se a que a quantidade inicial de ^{230}Th seja igualmente significativa. Dessa forma é possível utilizar o ^{232}Th como um indicador da concentração inicial de ^{230}Th assumindo um valor apropriado $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ para um contexto sedimentar específico. A forma mais amplamente utilizada para estimar a concentração de ^{230}Th inicial baseia-se numa razão média $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 4.44 \pm 2.26 \times 10^{-6}$, i.e. uma incerteza de 50 %. A grande incerteza na estimativa na razão de $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ é, atualmente, a maior fonte de incerteza de idade para o método U-Th. Quanto menor for a razão $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ medida na amostra maior será o efeito da incerteza da razão inicial sobre a correção a idade.

Apesar das limitações, o método U-Th em espeleotemas ainda figura como um dos métodos de datação absolutos mais precisos da geocronologia, fornecendo idades com erros menores de 1% com 2σ . Comparativamente, o intervalo temporal abarcado pelo método geocronológico U-Th de 600 mil anos coloca os espeleotemas com um dos registros de maior controle cronológico no Pleistoceno, rivalizando com registros como testemunhos de gelo, sedimentos marinhos e lacustres (Figura 4).

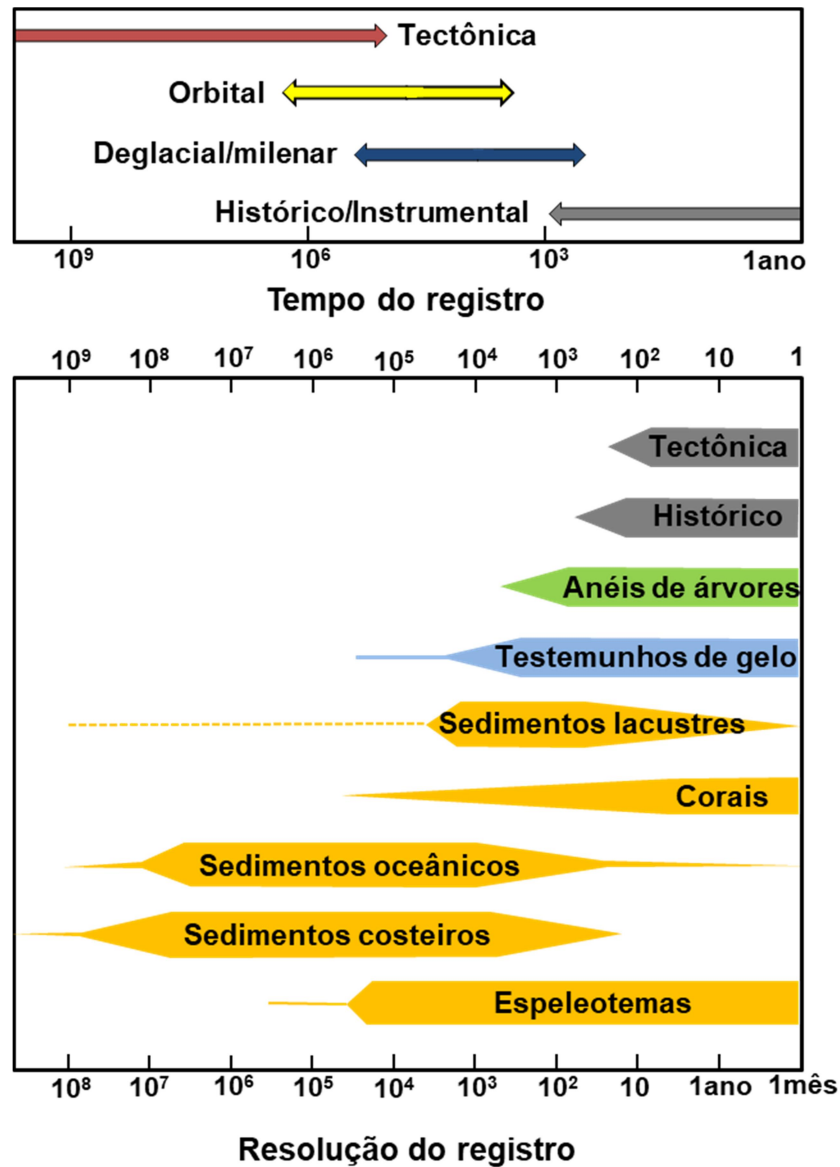


Figura 4 - Comparação do intervalo temporal e resolução cronológica das principais matrizes biogeoquímicas utilizadas em estudos de geologia do Quaternário. Modificado de Ruddiman (2001)

2.3 Registro magnético em sedimentos

2.3.1 Magnetização remanente natural

A magnetização remanente natural (MRN) é a magnetização presente em uma rocha, sem que a mesma tenha sido submetida a qualquer tratamento laboratorial (Butler, 2004). Esta remanência é conferida à rocha pela presença de minerais ferrimagnéticos, por suas características únicas. A intensidade e direção da MRN de uma rocha dependerá da

história geológica da rocha e do comportamento campo magnético da Terra durante esse processo. Sendo assim, é possível investigar toda a trajetória de formação e subsequentes alterações de uma rocha através do estudo de seu sinal magnético (Lowrie e Fichtner, 2020). A componente de mais interesse na maioria dos estudos paleomagnéticos é a magnetização primária e se refere à remanência adquirida no momento da formação da rocha.

A MRN presente em uma rocha é descrita por três principais mecanismos de aquisição: (1) magnetização termorremanente, adquirida durante o resfriamento de rochas ígneas (ou de metamorfismo de alta temperatura); (2) magnetização remanente química, resultantes da formação de grãos ferrimagnéticos abaixo da temperatura de Curie e (3) magnetização remanente detrítica, adquirida na deposição de minerais ferrimagnéticos durante a deposição de sedimentos (Butler, 2004). A magnetização remanente natural encontrada em espeleotemas é do terceiro tipo e será brevemente explorada na seção abaixo.

2.3.2 Magnetização Remanente Detrítica

Os grãos ferrimagnéticos em um ambiente de deposição (lacustre, marinho, eólico), são transportados já magnetizados, sujeitos à competição de forças magnéticas e mecânicas. Desta maneira, a orientação de grãos depositados em regimes de alta energia dificilmente revelará a posição do campo magnético, pois este campo será desprezível em comparação às forças mecânicas. Uma premissa fundamental é a ausência de fluxo, ou seja, que os grãos possam girar livremente durante sua queda na coluna de água, se orientando de acordo com o campo magnético presente como a agulha de uma bússola (Lowrie e Fichtner, 2020). Os efeitos de floculação de minerais agregados aos grãos ferrimagnéticos, bem como o rolamento destas partículas no local de deposição, devem também ser considerados nos modelos de magnetização remanente deposicional (Egli e Zhao, 2015). Processos pós-deposicionais como bioturbação, compactação e diagênese, podem ainda realinhar estes grãos, gerando uma remanência pós-deposicional. A magnetização remanente detrítica seria, portanto, a soma destes dois processos.

2.3.2.1 Magnetização remanente deposicional

Idealmente, uma partícula magnética esférica caindo em um meio aquoso é sujeita às componentes inercial, viscosa e magnética e seu comportamento pode ser descrito pela combinação da Lei de Stokes com o torque magnético (Dunlop e Özdemir, 2001):

$$I \frac{d^2\phi}{dt^2} + \pi d^3 \eta \frac{d\phi}{dt} + \frac{\pi}{6} \mu_0 d^3 M_r H_0 \sin\phi = 0 \quad (9)$$

onde: ϕ é o ângulo entre o vetor remanência da partícula M_r e o campo atuante H_0 , I é o momento de inércia do grão, η é a viscosidade da água em temperatura ambiente, d é o diâmetro da partícula e μ_0 é a constante de permeabilidade magnética no vácuo.

Durante a queda das partículas, o seu momento de inércia e a viscosidade da água são contrários a atuação do campo magnético, o qual exerce um torque na partícula tentando orientá-la na direção do campo. Os torques relativos à magnetização e à viscosidade possuem forte dependência do diâmetro da partícula, enquanto a componente inercial pode ser descartada assumindo que a partícula cai em velocidade constante.

É necessário ainda, considerar o torque mecânico sofrido pelo grão quando toca a superfície. Segundo Dunlop e Özdemir (2001), o torque mecânico exercido sobre grãos com diâmetro maior do que $10 \mu m$ já ultrapassa o torque magnético e, quando o diâmetro for maior do que 1 mm, esta componente passa a assumir valores que oblitera completamente o alinhamento magnético adquirido durante a trajetória de queda. De maneira geral, a magnetização remanente deposicional depende de muitas condições ideais e, na prática, costuma apresentar baixas intensidades e comportamento suavizado.

2.3.2.2 Magnetização remanente pós-deposicional

A remanência detritica não é completamente fixada até que os grãos magnéticos depositados sejam totalmente imobilizados. Irving (1957) propõe que sedimentos saturados em água permitem que os grãos magnéticos continuem girando de acordo com o campo magnético até que uma redução na concentração de água restrinja o movimento. A profundidade em que isto ocorre é chamada de profundidade de bloqueio e o tempo necessário pode variar muito de acordo com as condições geológicas. Sendo assim, é

difícil atribuir o sinal magnético medido à idade de deposição daquele pacote sedimentar. Sedimentos que sofrem grandes graus de compactação podem ainda apresentar medidas de inclinação, menores do que aquelas esperadas para a latitude em que se encontram. Esse efeito, conhecido pelo termo em inglês *inclination shallowing*, é mais forte em latitudes intermediárias e menos intenso nos polos e próximo ao equador (Tauxe, 2010), sendo esperado em sedimentos lacustres e marinhos mais antigos. A bioturbação, além de misturar os sedimentos, proporciona mais mobilização de água nas camadas superiores, permitindo que os minerais magnéticos se movam e readquiram magnetização. Por fim, diversos processos diagenéticos provocam dissolução e recristalização de minerais ferrimagnéticos, tornando a remanência ainda mais confusa.

2.3.3 Magnetização em espeleotemas

A remanência natural observada em espeleotemas é descrita na literatura como uma típica magnetização remanente detrítica (Latham et al., 1989). Como veremos, este processo parece proporcionar condições mais próximas das ideais em espeleotemas, sem os efeitos pós-deposicionais, do que quando comparado ao processo de deposição em meios lacustres ou pelágicos. Em um primeiro momento, os minerais magnéticos são carregados pela água de gotejamento em frações da ordem de 0,01 a 10 μm (Perkins, 1996), reduzindo o torque mecânico no momento da deposição. Experimentos iniciais indicam que o topo de estalagmites ativas é capaz de registrar a mesma direção do campo magnético presente (Latham et al., 1979; Morinaga et al., 1989), mostrando que há tempo suficiente para o alinhamento no filme de água formado sobre as mesmas. Além disso, o tempo entre a deposição e a imobilização das partículas magnéticas é mínimo, pois se dá assim que a calcita precipita, da ordem de 100 segundos (Dreybrodt e Scholz, 2011). Isso elimina as complicações relacionadas ao tempo de “*lock-in*”, ou seja, a idade da calcita é diretamente relacionada ao sinal magnético encontrado naquela camada, eliminando assim o efeito de compactação, bioturbação e com a vantagem de possibilidade de orientação *in-situ* em sua coleta.

2.4 Utilização de registros paleoclimáticos como marcadores cronoestratigráficos

Com fins de melhorar a acurácia da cronologia dos espeleotemas utilizados em estudos de paleomagnetismo, nesse trabalho exploramos o registro isotópico de uma estalagmite como marcador cronoestratigráfico. Espeleotemas são comumente utilizados para reconstrução da variabilidade climática relacionados aos componentes hidrológicos do sistema climático. Dentre os indicadores geoquímicos comumente empregados, destacam-se os isótopos de oxigênio e carbono, frequentemente relacionado com variações de chuva (Lachniet, 2009; Fairchild e Baker, 2012). Portanto, os registro desses isótopos podem, potencialmente, serem utilizados como marcadores cronoestratigráficos. A seguir apresentamos os princípios básicos que governam a interpretação desses registros e o potencial de utilização dessa técnica para fins de correlação cronoestratigráfica

2.4.1 Isótopos de oxigênio em espeleotemas

O oxigênio é o elemento mais abundante da crosta da Terra e ocorre naturalmente na forma de três isótopos. O isótopo mais leve e mais abundante é o ^{16}O que corresponde a 99,76% do total. O ^{17}O , intermediário em massa, contribui com apenas 0,04% e o ^{18}O , mais pesado dos três, com 0,2%. A razão entre ^{16}O e ^{18}O pode variar significativamente a depender dos processos climáticos de fracionamento aos quais o oxigênio tenha sido submetido. Suas variações são expressas em partes por mil de acordo com a notação δ , que expressa a relação entre a razão isotópica de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da amostra de estudo e uma razão padrão:

$$\delta^{18}\text{O}_{(em\ \%_0)} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{amostra} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{padr\tilde{a}o}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{padr\tilde{a}o}} \times 1000 \quad (10)$$

O valor padrão para carbonatos é do Pee Dee Belemnite (PBD) (Craig, 1957) e para a água é a Média Padrão da Água do Oceano (SMOW para sigla em inglês) (Lachniet, 2009). Amostras com $\delta^{18}\text{O}$ positivo são consideradas “enriquecidas” em ^{18}O (quando comparadas com ^{16}O), enquanto amostras com $\delta^{18}\text{O}$ negativo são consideradas “depletadas”.

Durante o ciclo hidrológico o oxigênio presente nas moléculas água passam por sucessivos processos de fracionamento isotópico, quase sempre controlados pelas mudanças de fase (Lachniet, 2009). Começando pelos oceanos, onde a maior parte da evaporação do planeta ocorre, o vapor formado terá mais ^{16}O em comparação com a água do oceano. Consequentemente, este vapor será empobrecido em isótopos pesados de ^{18}O , registrando valor negativos de $\delta^{18}\text{O}$. Após ser transportado pela atmosfera, parte do vapor pode ser condensada sob a forma de chuvas. Como o ^{18}O será preferencialmente incorporado à fase líquida, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ da chuva será enriquecido em relação ao vapor original. Desse processo de fracionamento durante a condensação surge o efeito isotópico conhecido como *amount effect*. Esse efeito isotópico resulta do efeito de *destilação Rayleigh* que atua sobre a composição isotópica das massas de ar (Vuille et al., 2003; Lachniet, 2009). Tomando uma nuvem por um reservatório geoquímico finito, à medida que mais umidade é extraída com a precipitação de chuva, mais empobrecida em isótopos pesados (menor $\delta^{18}\text{O}$) fica a massa de ar residual. Sendo assim, o $\delta^{18}\text{O}$ das precipitações de chuva tende a ficar progressivamente mais negativos. Em linhas gerais, quanto maior for a precipitação de chuva em uma dada região, mais negativo será o $\delta^{18}\text{O}$ (Vuille et al., 2003; Lachniet, 2009).

Esse sinal da variabilidade isotópica da água da chuva é transmitida para o carbonato dos espeleotemas durante os processos de infiltração, dissolução e precipitação de carbonato. Neste processo, a água infiltrada pelo solo passa pelo epicarste, onde pode sofrer processos de mistura durante a infiltração até atingir o ambiente da caverna (Hartmann e Baker, 2017; Mahmud et al., 2018).

Sobretudo em zonas de clima tropical, a maior fonte de variabilidade isotópica sobre o carbonato dos espeleotemas é controlada pela precipitação de chuva que, em última análise, tem relação direta com processos atmosféricos relacionados à quantidade de chuva (Cruz et al., 2005b; Boch et al., 2011; Duan et al., 2012; Cai et al., 2011; Lachniet et al., 2011; Casteel e Banner, 2015). No Brasil, por exemplo, a utilização de séries isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ extraídas de espeleotemas se iniciou no trabalho de Cruz et al. (2005). Uma estalagmite coletada na caverna Botuverá e datada pelo método U-Th mostrou ótima correlação entre a variação da curva de insolação de verão, controlada por forçantes orbitais relacionadas ao ciclo de Milankovitch, e a variação de intensidade do sistema de chuvas Monção da América do Sul nos últimos 120 mil anos (Figura 5). Em recortes temporais menores, como durante o Deglacial (~ 19 – 11.7 mil anos AP), Holoceno

(últimos 11.7 mil anos AP) ou mesmo durante o último milênio, as séries isotópicas de espeleotemas registram frequentemente eventos de importante expressão regional e global e com notável reprodutibilidade entre os registros (Strikis et al., 2011, 2015). Essa propriedade confere ao sinal isotópico e geoquímico dos espeleotemas o potencial de aplicação cronoestratigráfico, o que permite contornar problemas relacionados a cronologia do registro.

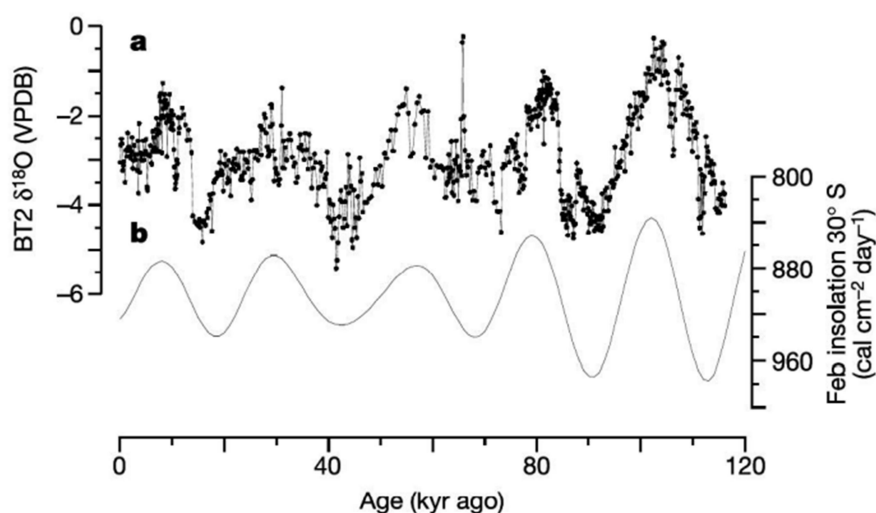


Figura 5 - Correlação dos resultados obtidos com análises de isótopos de oxigênio da caverna Botuverá e a insolação de verão para a mesma latitude (Cruz et al., 2005).

2.4.2 Isótopos de carbono em espeleotemas

Além dos isótopos de oxigênio, outro importante índice geoquímico utilizado em reconstituições paleoclimática são os isótopos de carbono. Dos isótopos naturais de carbono presente na natureza, dois são particularmente abundantes: O ^{12}C que representa 98,89% e o ^{13}C que é responsável pelos outros 1,11%. Assim como ocorre para os isótopos de oxigênio, as medidas da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ são expressas de acordo com a notação δ :

$$\delta^{13}\text{C}_{(em\ \%_0)} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{amostra} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{padrão}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{padrão}} \times 1000 \quad (11)$$

Amostras com valores maiores de $\delta^{13}C$ indicam maior abundância relativa do isótopo ^{13}C , sendo consideradas “enriquecidas”, enquanto amostras com $\delta^{13}C$ menor são consideradas “depletadas”. O sinal isotópico do carbono registrado em um espeleotema é controlado principalmente por processos no solo/epicarste e dentro da caverna (Fairchild e Baker, 2012) e sua interpretação costuma ser bem específica para cada caso ou região pois depende de múltiplos fatores.

De maneira geral, a variação do $\delta^{13}C$ dos espeleotemas guarda forte relação o tipo de vegetação e a atividade biológica do solo. A depender do tipo de vegetação presente nos solos, é possível que a água percolante carregue composições isotópicas de $\delta^{13}C$ mais ou menos negativas. As plantas de folhas largas, por exemplo, realizam fotossíntese do tipo C3, apresentando $\delta^{13}C$ entre -32‰ e -20‰, enquanto as gramíneas realizam fotossíntese do tipo C4 e apresentam $\delta^{13}C$ entre -17‰ e -9‰ (Pessenda et al., 1996, 2009; McDermott, 2004; Dreybrodt e Scholz, 2011). Assim como observa-se para os isótopos de oxigênio, a variação do $\delta^{13}C$ dos espeleotemas, sobretudo em regiões de clima tropical, guardam relações com a disponibilidade hídrica. Em condições de clima mais úmido, por exemplo, a maior produtividade orgânica dos solos e ocorrência de vegetação C3 favorece uma diminuição do $\delta^{13}C$. O oposto pode ser observado em períodos secos (Novello et al., 2020).

2.5 Registro da variabilidade climática no deglacial e holoceno no centro-oeste do Brasil

Para avaliar o potencial do registro isotópico dos espeleotemas na identificação de marcadores estratigráficos comuns dentro do recorte temporal explorado nesse trabalho é apresentada uma breve revisão dos principais eventos identificados nos registros de espeleotemas do Brasil central. Nessa revisão, focamos no intervalo temporal compreendido pelos últimos 20 mil anos, que abarca o contexto do deglacial e Holoceno.

O deglacial tem início há cerca de 19 mil anos, caracterizado por uma fase de aquecimento e elevação eustática que segue até 11.703 mil anos AP, dando sequência ao início do Holoceno (Rasmussen et al., 2014). Para além da fase de aquecimento, o deglacial é ainda marcado por eventos milenares abruptos comuns ao glacial e que são

chave no sentido de registrarem excursões isotópicas características e que podem funcionar como marcadores estratigráficos globais.

Durante o último glacial episódios de frio extremo, conhecidos como eventos *stadiais*, foram seguidos por bruscas elevações de temperatura, identificadas como fases interstadiais e também referidas como eventos *Dansgaard-Oeschger*, com duração variável de algumas centenas a ~2 mil anos. Esses eventos foram primeiramente documentados em série isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de sedimentos marinhos do Atlântico Norte e de testemunhos de gelo da Groenlândia. Na América do Sul, e especialmente no Brasil, os eventos *stadiais* mostram aumento de precipitação de monção (menor $\delta^{18}\text{O}$ e/ou $\delta^{13}\text{C}$), enquanto os eventos interstadiais ou *Dansgaard-Oeschger* registram períodos mais secos (maior $\delta^{18}\text{O}$ e ou $\delta^{13}\text{C}$), estabelecendo uma relação antifásica entre os hemisférios, a exemplo do que ocorre no ciclo de precessão (Wang et al., 2004.; Strikis et al., 2015, 2018).

Durante o deglacial são reconhecidos três desses eventos abruptos, duas fases estadiais, denominados por razões históricas como Heinrich Stadal (18.1 – 14.7 mil anos AP) e Younger Dryas (13.1 – 11.7 mil anos AP) e uma fase interstadial denominada de Bolling-Allerød (14.7 – 13.1 mil anos AP). A Figura 6 relaciona dados isotópicos de diversas fontes com destaque para as excursões isotópicas características desses eventos climáticos, onde é possível distinguir os eventos *Younger Dryas*, *Bølling-Allerød*, *Henrich Stadia 1*. No centro leste do Brasil, a expressão desses eventos é bem evidente durante o deglacial, entre ~20 e 10 mil anos A.P. Nesse período, registros isotópicos de espeleotemas nas regiões nordeste, centro-leste (norte de Minas Gerais) sul e sudeste do Brasil apresentam um excelente acoplamento com as variações de temperatura do Hemisfério Norte durante os eventos climáticos frios de escala milenar, a exemplo dos eventos *Younger Dryas* (evento de frio extremo) e *Bølling-Allerød* (período abrupto quente) (Figura 6).

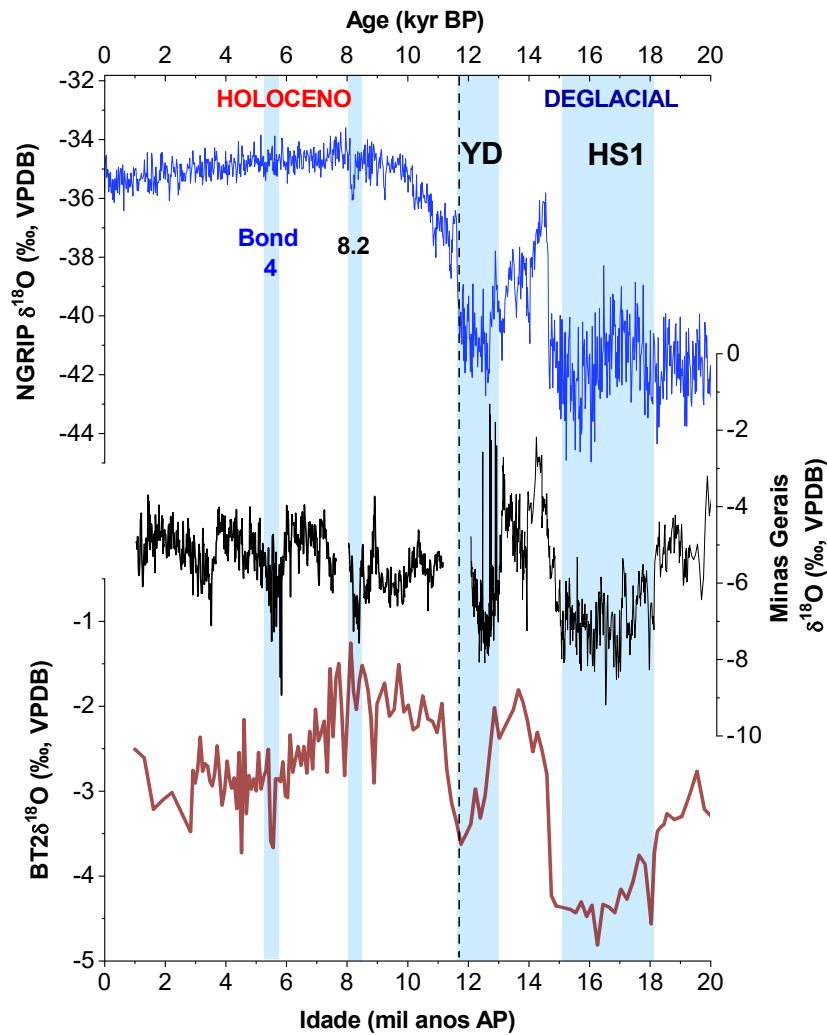


Figura 6 - Comparação entre registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo da Groenlândia (North Greenland Ice Core Project, 2004) com registros paleoclimáticos Sul-Americanos baseado em séries isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas do Norte de Minas Gerais (Strikis et al., 2011, 2018) e Santa Catarina (Cruz et al., 2005).

Já ao longo do Holoceno, a variabilidade isotópica apresenta nítida redução. Contudo, eventos climáticos de natureza abrupta podem ainda ser identificados. Na região norte do estado de Minas Gerais, Stríkis et al. (2011) e Azevedo et al. (2021) registram importantes excursões isotópicas relacionadas com eventos climáticos de expressão global. Dentro esses eventos, merece destaque o evento climático 8.2 e os eventos Bond. O evento climático 8.2 é relacionado a uma marcada anomalia negativa de $\delta^{18}\text{O}$ primeiramente identificada nos registros de $\delta^{18}\text{O}$ de testemunhos de gelo da Groenlândia (Figura 7). Esse evento frio é registrado no continente Sul Americano como uma importante fase úmida (Baker et al., 2001; Cheng et al., 2009; Stríkis et al., 2011). O evento 8.2 talvez seja o evento climático mais perceptível e distinto do Holoceno, caracterizado por uma excursão

climática com dois picos entre 8200 e 8100 mil anos AP, reconhecíveis em registros de espeleotemas do Brasil, China, e Omã (Cheng et al., 2009), enquanto os eventos Bond tendem a ser mais variáveis entre os registros de espeleotemas

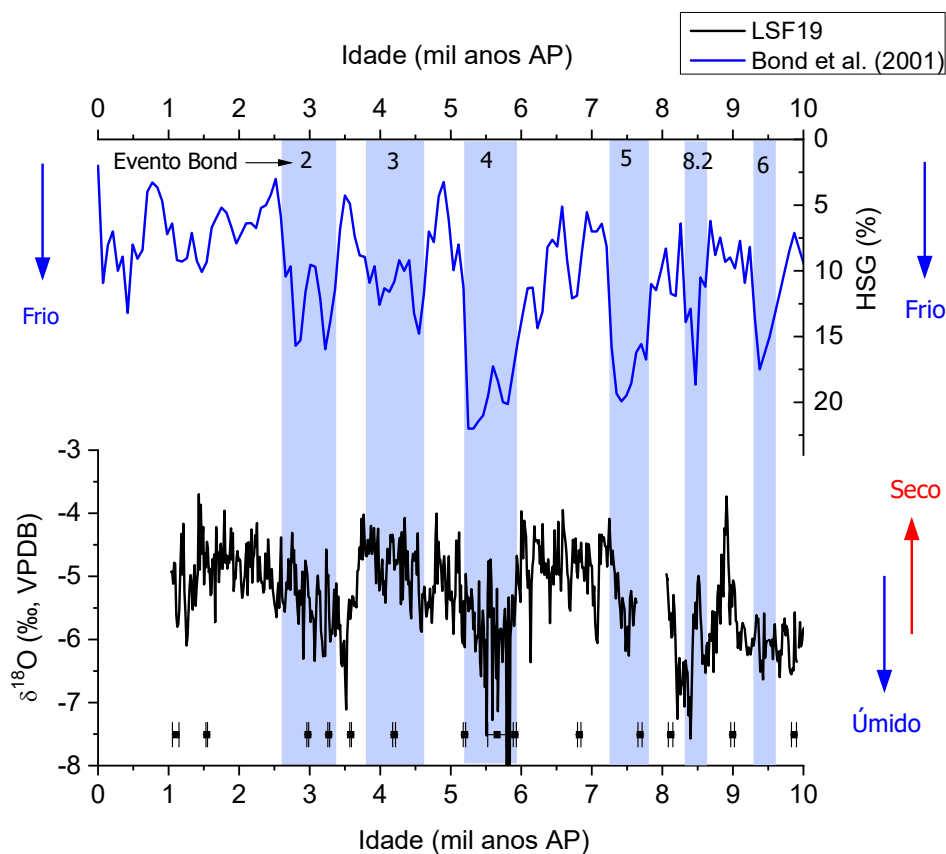


Figura 7 - Comparação entre a série de IRD (*Ice Raft Debris*) dos testemunhos marinhos do Atlântico Norte MC52, VM29-191 (Bond et al., 2011) com a série isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite LSF19, caverna Lapa Sem Fim (Azevedo et al., 2021). As barras em azul assinalam as fases de pico de deposição de IRD que delimitam os eventos Bond 2 a 6 e o evento 8.2.

3 Materiais e Métodos

3.1 Seleção do espeleotema

Com o objetivo de cobrir o intervalo temporal relativo ao Holoceno e, eventualmente, estender para o deglacial, foi realizada uma busca no acervo de espeleotemas do Laboratório de Sistemas Cársticos por estalagmites desse período e que apresentassem valores de MRN maiores que $1 \times 10^{-10} \text{ Am}^2$, para que fossem analisadas nos equipamentos do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP. Após intensa seleção, decidiu-se por utilizar o espeleotema ED1, proveniente da Gruta do Éden, no município de

Pains (MG). Este espeleotema já apresentava algumas idades confiáveis (entre 3000 e 10,000 mil anos) e demonstrou um sinal magnético na ordem de $3.0 \times 10^{-10} \text{ Am}^2$, suficiente para ser medido no magnetômetro criogênico, com sensibilidade da ordem de $1.0 \times 10^{-12} \text{ Am}^2$.

A estalagmite ED1 mede 345 mm em seu eixo de crescimento (z), como pode ser visto na Figura 8. Para as medidas magnéticas a estalagmite foi primeiramente cortada em serra de fio diamantado de maneira a formar um prisma de base quadrada de 20mm de lado e altura na direção z. Este prisma foi então fatiado com em serra de disco especial para preparação de estudos paleomagnéticos. Ao todo foram preparas 67 espécimes na forma de tabletes de base quadrada com 5 mm de espessura, atingindo volume médio de 2 cm^3 cada (Figura 8).



Figura 8 - Espécimes do espeleotema ED1.

3.2 Área de Estudo

A área de estudo está inserida no contexto da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAMA), na região central do Brasil. A estalagmite selecionada foi amostrada na Gruta do Éden, localizada a 7 quilômetros do município de Pains, porção sudoeste do Estado de Minas Gerais, nas coordenadas 20.43°S ; 45.62°W , (Figura 9):

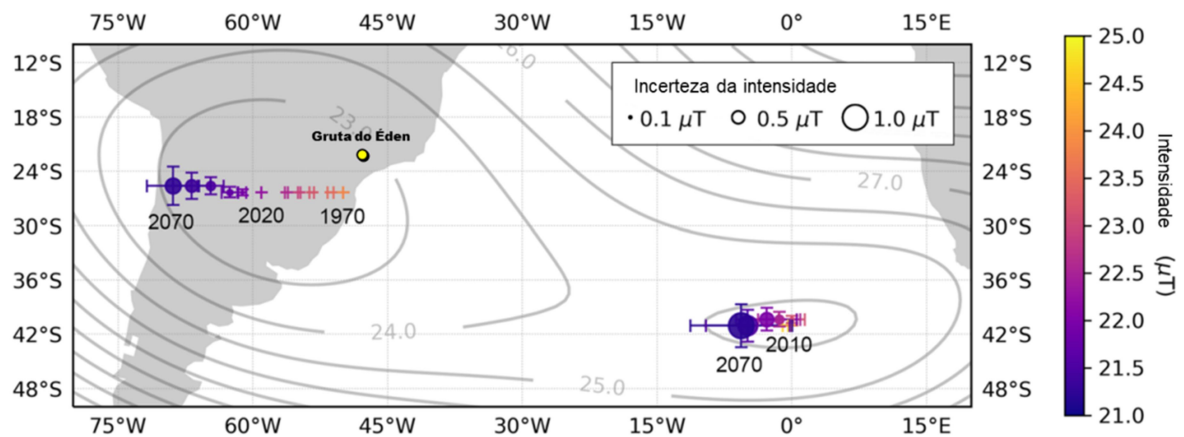


Figura 9 - Localização da Gruta do Éden no contexto da Anomalia Magnética do Atlântico Sul. Extraída de Sanchez et al., 2020.

A Gruta do Éden se formou nos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. No tempo presente, apresenta declinação magnética de 22.46°W , inclinação de -37.17° e intensidade do Campo Magnético de 34924 nT, segundo informações do International Geomagnetic Reference Filed (IGRF).

A área de estudo localiza-se em uma região estratégica para estudo paleomagnético do Holoceno, estando próxima do epicentro da SAMA (Figura 9). Como pode ser observado na Figura 9, durante a década de 70 a SAMA localizava-se próxima à linha de costa, com epicentro localizado na região próxima a divisa dos estados do Paraná e de Santa Catarina, posteriormente migrou para Oeste até ocupar sua posição atual, centrada numa região próxima ao Sul do Paraguai. Modelagens indicam que este epicentro continuará a migrar para a direção Oeste tendo praticamente atravessado todo o continente Sul-americano até a década de 2070 AD (Sanchez et al., 2020). Por volta do ano de 2010 AD um segundo ponto focal, próximo ao sul da África, surgiu e este também está migrando para Oeste (Sanchez et al., 2020).

3.3 Datação U-Th

Para amostragem do carbonato para datação foi utilizado uma micro retífica manual com brocas cônicas de carbeto de tungstênio, carbide, comumente utilizadas em odontologia. As amostras foram coletadas ao longo das camadas do espeleotema. Foram selecionados os níveis de coloração mais clara, a fim de evitar segmentos com alta concentração de material detrítico buscando minimizar as interferências da correção de

²³²Th. As datações foram realizadas em 3 etapas, somando um conjunto total de 44 amostras. A primeira etapa ocorreu antes do presente estudo, no ano de 2009, tendo sido realizada na Universidade de Berna, na Suíça e consistiu de 15 amostras. Nesta etapa foi possível identificar que o espeleotema cobria praticamente todo o Holoceno atendendo, portanto, a um dos objetivos do presente mestrado. A segunda e a terceira etapa foram realizadas na Universidade de Minnesota. As amostras foram analisadas em espectrômetro de massa do tipo *Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (MC-ICP-MS), modelo Finnigan Neptune, de acordo com os procedimentos estabelecidos por Shen et al. (2002). A segunda etapa foi realizada no ano de 2020 e consistiu de 12 amostras, enquanto a terceira etapa foi realizada em 2021 e consistiu de 17 amostras. Para a construção da cronologia da amostra, foi utilizado um modelo de análise de estatística utilizando o software StalAge (Scholz e Hoffmann, 2011). Este algoritmo calcula o melhor ajuste de reta considerando os erros associados a datação, a partir de dois ou mais grupos de pontos e posteriormente faz uma simulação de Monte-Carlo para diversas soluções de ajuste de reta afim de obter as incertezas associadas. O conjunto dos segmentos amostrados para datação podem ser observados na Figura 10.

ED-1

$^{230}\text{Th} \sim 30,000 \text{ ppt}$

$^{238}\text{U} \sim 430 \text{ ppb}$

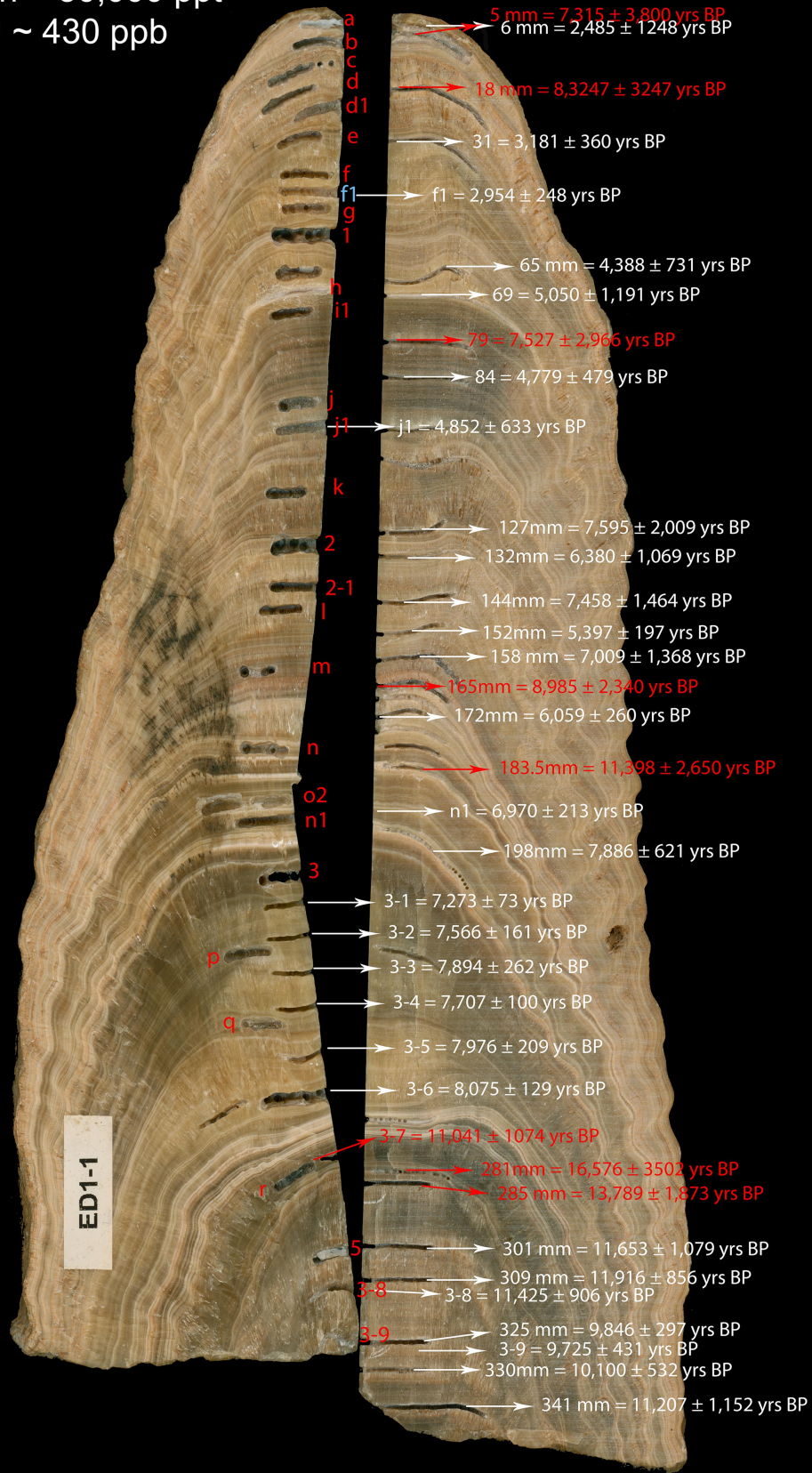


Figura 10 - Estalagmite ED1 com indicação dos trechos amostras para U-Th

3.4 Isótopos estáveis

Para cobrir toda a extensão do espeleotema, foram coletadas 685 amostras de aproximadamente 0,2 mg em intervalos de 0,5 mm utilizando uma microfresadora da fabricante Sherline, modelo 5400-DRO. A amostragem foi realizada no Laboratório de Sistemas Cársticos do Instituto de Geociências da USP. As amostras de carbonato foram depositadas em frascos de borossilicato e encaminhadas para análises isotópicas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Instituto de Geociências da USP em espectômetro de massa modelo Delta Plus Advantage (ThermoFinnigan).

3.5 Medidas paleomagnéticas

As medidas foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia e Geofísica da USP (USPmag). Foi utilizado o magnetômetro 755-1.65 2G Enterprises DC SQUID (sensibilidade de 1×10^{-12} Am²), que está instalado em uma sala magneticamente blindada, com campo magnético interno inferior a 500 nT. Os procedimentos foram aplicados com a intenção de se obter a magnetização primária dos espécimes através da aplicação de campos alternados, além de aquisições de magnetização para se obter tanto a paleointensidade relativa e mineralogia magnética que serão descritos abaixo.

3.5.1 Magnetização Remanente Natural e desmagnetização

Os dados direcionais foram obtidos a partir da leitura da MRN e da magnetização remanente após sucessivas etapas de desmagnetização por campos alternados. Neste procedimento, uma onda senoidal é gerada com amplitude máxima (H_{AF}), no qual a amostra é submetida, logo após a amplitude máxima, um decaimento de intensidade com o tempo é aplicado, de forma a tornar aleatório os momentos magnéticos dos grãos com coercividade menor que H_{AF} (Butler, 2004). Portanto, a partir de sucessivos passos de desmagnetização por campos alternados é possível fazer o isolamento das diversas componentes de magnetização que podem estar presentes na rocha. O protocolo aplicado consistiu de 25 passos de desmagnetização sucessivamente crescentes até o valor de 100 mT (0, 2.5, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12.5, 15, 17.5, 20, 22.5, 25, 27.5, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 e 100 mT).

3.5.2 Definição das componentes características

As leituras de magnetização remanente obtidas em cada passo foram plotadas segundo a metodologia descrita por Zijderveld (1967) no software Pmagpy (Tauxe et al., 2016). Este método consiste em projetar os vetores resultantes nos planos vertical e horizontal do sistema de referência ortogonal e então projetar o plano horizontal para o plano vertical ao longo do eixo N-S ou E-W, como mostra a Figura 11.

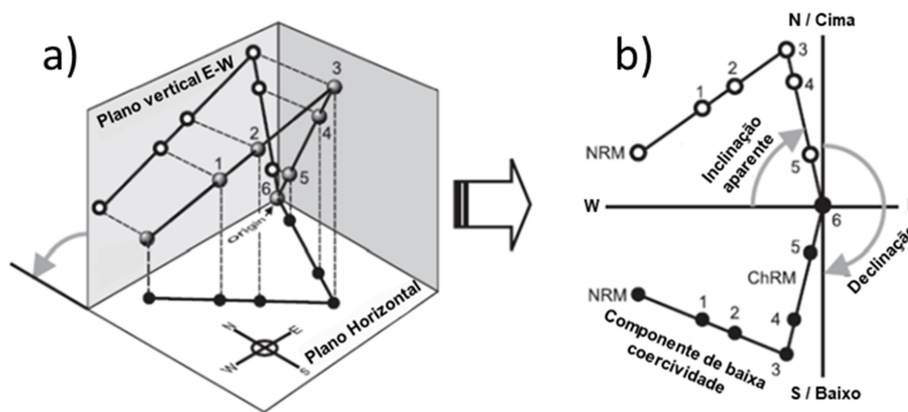


Figura 11 - Diagrama de Zijderveld. Separação das componentes utilizando o diagrama de projeção ortogonal (Modificado de Butler, 2004).

Desta maneira, é possível extrair a declinação e a inclinação de cada vetor em apenas um diagrama. Por convenção, inclinações positivas são representadas por símbolos cheios e inclinações negativas por símbolos vazios.

A estalagmite selecionada para o estudo não teve a sua orientação medida *'in-situ'*, portanto o valor de declinação obtida não representa a variação da componente horizontal, já a inclinação é assumida como representativa do campo magnético, pois o gotejamento é vertical, e a estalagmite tem o seu eixo de crescimento também vertical. Para a correção dos dados de declinação é feita um procedimento similar ao adotado na construção dos modelos geomagnéticos (Panovska et al., 2012), onde a partir do conjunto de dados é calculado a sua média vetorial e ela é então rotacionada de forma a coincidir com a média do vetorial dos modelos geomagnéticos para o período que compreende o registro obtido. Essa correção é feita somente para a componente horizontal, não levando em conta eventuais diferenças na inclinação.

3.5.3 Paleointensidade relativa

A paleointensidade relativa foi obtida a partir do método pseudo-Thellier descrito em Tauxe et al. (1995) e Béguin et al. (2020). Em linhas gerais, o método consiste em submeter as amostras a sucessivos passos de magnetização em campos alternados, mas com um campo direto de 0,05 mT fixo (da ordem de intensidade do campo geomagnético) e, posteriormente, realizar a desmagnetização com os mesmos passos.

A partir dos valores obtidos com a desmagnetização por campos alternados e pela magnetização adquirida, é possível calcular um ajuste linear (Figura 12) em um diagrama conhecido como Arai-plot (Tauxe et al., 1995). Para este cálculo alguns critérios devem ser observados: (1) o intervalo do ajuste deve ser o mesmo usado para o cálculo da direção característica, (2) a mineralogia da amostra deve ser homogênea com variações menores que uma ordem de grandeza, (3) não haver coerência entre a MRN e os valores calculados de paleointensidade relativa, a fim de evitar influência de ordem deposicional e/ou concentração (Korte e Constable, 2006).

Os valores de paleointensidade relativa foram então comparados com modelos geomagnéticos existentes.

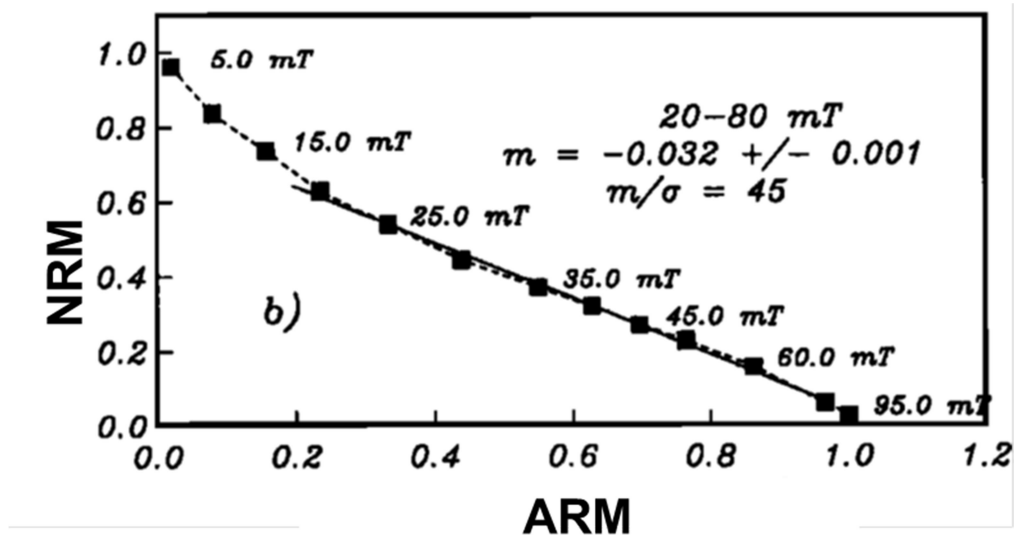


Figura 12 - Diagrama de Arai-plot (Extraído e traduzido de Tauxe et al., 1995)

3.5.4 Mineralogia magnética

Após a obtenção dos dados direcionais através da desmagnetização por campos alternados, as amostras foram submetidas a aquisição de magnetização remanente isotérmica (IRM, do inglês, *Isothermal Remanent Magnetization*) e a aquisição remanente anisterética (ARM, do inglês, *Anisteretic Remanet Magnetization*).

A metodologia de IRM consiste em aplicação e subsequente remoção de um campo direto (DC) a uma temperatura constante (geralmente a temperatura ambiente). Dois tipos de curvas de aquisição de IRM foram adquiridas. A primeira, com indução de campos pulsados progressivamente de 0,01 T até o campo de 1 T. Essa metodologia foi aplicada em apenas 7 espécimes (04, 13, 22, 31, 39, 47, 55 e 63). Já a segunda, aplicada a todos os espécimes, consiste em aplicar o campo de 1 T em uma direção e depois aplicar campos mais fracos na direção oposta (100 mT e 300 mT), realizando medidas a cada passo.

A metodologia de ARM consiste em aplicar sucessivas etapas de magnetização em campo alternado (AF), na presença de um campo direto (DC) de 0,05 mT. Os passos utilizados foram: 2,5, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12,5, 15, 17,5, 20, 22,5, 25, 27,5, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT.

4 Resultados e Discussão

4.1 Curva de Idades

Ao todo foram produzidas 44 datações U-Th para a estalagmite ED1. A Tabela 2 apresenta o resultado completo das datações U-Th para a estalagmite ED1 obtido nas três campanhas analíticas. O conjunto das idades U-Th obtidas para o espeleotema ED1 e as posições de cada amostragem podem ser melhor visualizados na Figura 13. Considerando todo seu comprimento, o espeleotema apresenta baixa taxa de crescimento ($\sim 0,0345$ mm/ano). Idades muito discrepantes e/ou com erros muito elevados (> 2000 anos) foram descartadas.

Tabela 1 - Resultados das idades U-Th produzidas para a estalagmite ED1

Sample ID	Depth mm	²³⁸ U ppb	²³² Th ppt	[²³⁰ Th/ ²³² Th] ^d ppm ^d	d ²³⁴ U measured ^a	[²³⁰ Th/ ²³⁸ U] ^c activity ^c	²³⁰ Th Age (yr) (uncorrected)	²³⁰ Th Age (yr) (corrected)	d ²³⁴ U _{initial} corrected	²³⁰ Th Age (yr) (corrected)
ED1-5mm	4,00	285 ± 0	73.285 ± 1467	10 ± 0,2	419 ± 1,6	0,15722 ± 0,0008	12.738 ± 73	7.384 ± 3800	427 ± 4,9	7.315 ± 3800
ED1-6mm	6,20	305 ± 0	27.187 ± 545	11 ± 0,2	481 ± 2,2	0,05761 ± 0,0003	4.317 ± 24	2.555 ± 1248	485 ± 2,8	2.485 ± 1248
ED1 18mm	17,80	324 ± 0	71.232 ± 1427	13 ± 0,3	414 ± 1,7	0,167 ± 0,0006	13.631 ± 52	9.053 ± 3247	425 ± 4,3	8.984 ± 3247
ED1-31mm	30,50	321 ± 0	8.613 ± 172	32 ± 0,8	546 ± 1,6	0,05241 ± 0,0006	3.754 ± 46	3.250 ± 360	551 ± 1,7	3.181 ± 360
ED-1-F-1	47,00	278 ± 1	6.322 ± 31	35 ± 1	557 ± 3,1	0,04844 ± 0,0018	3.438 ± 128	3.013 ± 248	562 ± 3,1	2.954 ± 248
ED1-65mm	64,4	295,3 ± 0,3	16205 ± 325	23 ± 0,5	553 ± 2	0,1 ± 0,0	5485 ± 72	4457 ± 731	560 ± 2	4.388 ± 731
ED 1-1	54,50						3.424 ± 264			
ED1-69mm	68,20	214 ± 0	19.059 ± 382	17 ± 0	545 ± 2,1	0,09375 ± 0,0005	6.801 ± 39	5.120 ± 1191	553 ± 2,8	5.050 ± 1191
ED1-79	79,50	541 ± 0	112.583 ± 2253	12 ± 0	463 ± 1,5	0,15053 ± 0,0005	11.778 ± 47	7.596 ± 2966	473 ± 4,3	7.527 ± 2966
ED1-84	88,00	391 ± 0	14.195 ± 284	35 ± 1	558 ± 1,6	0,07716 ± 0,0004	5.524 ± 30	4.848 ± 479	566 ± 1,8	4.779 ± 479
ED1-J-1	103,50	360 ± 1,1	21.022 ± 213	24 ± 1	556 ± 5,7	0,08364 ± 0,0043	6.003 ± 318	4.911 ± 633	563 ± 5,8	4.852 ± 633
ED1k	119,50	466		2 ± 0				5.821 ± 1265		
ED1-127	126,00	477 ± 0,3	68.234 ± 1366	16 ± 0	476 ± 1,4	0,13611 ± 0,0007	10.498 ± 57	7.664 ± 2009	486 ± 3,1	7.595 ± 2009
ED1-132mm	132,50	364 ± 0,5	28.547 ± 572	22 ± 0	512 ± 2,2	0,10680 ± 0,0005	7.958 ± 41	6.450 ± 1069	521 ± 2,8	6.380 ± 1069
ED1-144	143,20	1061 ± 0,7	112.503 ± 2252	20 ± 0	495 ± 1,5	0,12645 ± 0,0004	9.594 ± 35	7.527 ± 1464	505 ± 2,6	7.458 ± 1464
ED1-152	151,00	446 ± 0,3	6.475 ± 130	89 ± 2	529 ± 1,5	0,07842 ± 0,0004	5.723 ± 28	5.448 ± 197	538 ± 1,5	5.379 ± 197
ED1-158	157,20	551 ± 0,6	54.925 ± 1100	20 ± 0	503 ± 1,6	0,11971 ± 0,0004	9.008 ± 36	7.078 ± 1368	514 ± 2,6	7.009 ± 1368
ED1-165	163,50	301 ± 0,2	52.502 ± 1051	16 ± 0	544 ± 1,5	0,16637 ± 0,0008	12.354 ± 67	9.054 ± 2340	558 ± 4,0	8.985 ± 2340
ED1 172	175,00	320 ± 0,3	6.177 ± 124	76 ± 2	541 ± 2,3	0,08932 ± 0,0005	6.491 ± 41	6.128 ± 260	550 ± 2,3	6.059 ± 260
ED1-183.5mm	183,20	268 ± 0,3	51.652 ± 1035	17 ± 0	506 ± 2,0	0,19746 ± 0,0006	15.206 ± 54	11.468 ± 2650	523 ± 4,4	11.398 ± 2650
ED1-N-1	194,00	437 ± 1,4	7.922 ± 38	93 ± 2	554 ± 5,2	0,10212 ± 0,0017	7.377 ± 130	7.040 ± 213	565 ± 5,3	6.970 ± 213
ED1-198mm	198,00	288 ± 0,4	13.406 ± 269	43 ± 1	542 ± 2,4	0,12049 ± 0,0005	8.831 ± 40	7.956 ± 621	554 ± 2,6	7.886 ± 621
ED 1-3	207,00	577					7.562 ± 162			
ED1-3-1	214,50	461 ± 1,3	1.505 ± 6	521 ± 5	569 ± 4,6	0,10334 ± 0,0009	7.392 ± 67	7.332 ± 73	581 ± 4,7	7.273 ± 73
ED1-3-2	221,50	510 ± 0,8	6.171 ± 124	148 ± 3	559 ± 2,5	0,10885 ± 0,0003	7.860 ± 29	7.636 ± 161	571 ± 2,6	7.566 ± 161
ED1-3-3	231,00	442 ± 0,5	8.800 ± 176	96 ± 2	565 ± 2,0	0,11560 ± 0,0004	8.332 ± 29	7.964 ± 262	578 ± 2,1	7.894 ± 262
ED1-3-4	237,50	473 ± 0,8	3.489 ± 70	245 ± 5	561 ± 2,2	0,10970 ± 0,0003	7.913 ± 26	7.777 ± 100	573 ± 2,3	7.707 ± 100
ED 1-q	242,00	463					8.639 ± 498			
ED1-3-5	250,00	382 ± 1,0	6.122 ± 27	118 ± 2	546 ± 4,9	0,11435 ± 0,0019	8.334 ± 147	8.035 ± 209	559 ± 5,1	7.976 ± 209
ED1-3-6	260,00	424 ± 0,6	4.024 ± 81	197 ± 4	537 ± 2,0	0,11342 ± 0,0003	8.323 ± 28	8.145 ± 129	550 ± 2,1	8.075 ± 129
ED1-3-7	278,00	442 ± 1,5	40.111 ± 516	31 ± 1	519 ± 5,5	0,16984 ± 0,0079	12.831 ± 635	11.100 ± 1074	536 ± 5,9	11.041 ± 1074
ED1-281mm	282,00	385 ± 0,6	94.478 ± 1896	18 ± 0	454 ± 2,4	0,26344 ± 0,0008	21.581 ± 84	16.646 ± 3502	475 ± 5,3	16.576 ± 3502
ED1 285	284,80	614 ± 0,7	80.456 ± 1612	26 ± 1	440 ± 1,5	0,20362 ± 0,0007	16.502 ± 60	13.858 ± 1873	457 ± 2,9	13.789 ± 1873
ED1 301	300,20	444 ± 0,3	34.531 ± 691	36 ± 1	458 ± 1,6	0,16801 ± 0,0006	13.269 ± 56	11.722 ± 1097	473 ± 2,2	11.653 ± 1097
ED1 309mm	308,80	516 ± 0,5	31.784 ± 637	45 ± 1	477 ± 1,6	0,16929 ± 0,0007	13.191 ± 58	11.985 ± 856	493 ± 2,0	11.916 ± 856
ED1-3-8	310	476 ± 0,6	30.892 ± 619	41 ± 1	470 ± 2,1	0,16341 ± 0,0004	12.774 ± 41	11.495 ± 906	485 ± 2,5	11.425 ± 906
ED1-325mm	323,7	642,2 ± 0,5	13795 ± 276	104 ± 2	489,3 ± 1,6	0,1353 ± 0,0004	10332 ± 34	9915 ± 297	503 ± 2	9.846 ± 297
ED1-3-9	323,7	524 ± 1,8	17.238 ± 106	68 ± 2	489 ± 6,6	0,13647 ± 0,0036	10.423 ± 290	9.784 ± 431	502 ± 6,8	9.725 ± 431
ED1-330mm	330,40	582 ± 1,0	22.217 ± 446	61 ± 1	472 ± 2,4	0,14094 ± 0,0004	10.921 ± 38	10.170 ± 532	485 ± 2,5	10.100 ± 532
ED1-341mm	339,50	579 ± 0,5	47.151 ± 944	33,0 ± 1	451 ± 1,6	0,16287 ± 0,0006	12.902 ± 52	11.276 ± 1152	466 ± 2,2	11.207 ± 1152
ED1-2-1		446 ± 1,2	76.862 ± 1676	17,2 ± 2	530 ± 4,5	0,18007 ± 0,0159	13.543 ± 1267	10.259 ± 2077	546 ± 5,6	10.200 ± 2077

Erros analíticos de 2σ em relação a média.

^a $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$

^b $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ corrigido foi calculado baseado na idade ^{230}Th (T), i.e., $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{medido}} \times e^{\lambda^{234}\text{T}}$ onde T é a idade corrigida.

^c $[^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} = 1 - e^{-\lambda^{230}\text{T}} + (\delta^{234}\text{U}_{\text{medido}}/1000)[\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234})](1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})\text{T}})$, onde T é a idade.

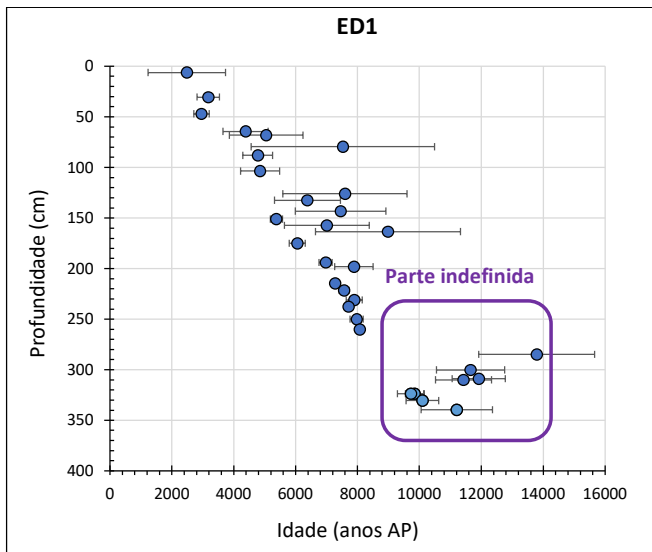
A constante de decaimento é $9.1788 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ para ^{230}Th , $2.8263 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ^{234}U , e $1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ para ^{238}U (Cheng et al., 2000).

A quantidade de ^{230}Th detrítico é indicado pela razão atômica [$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$]. Note que nesse caso é utilizada razão de atividade radioativa.

^cCorreções das idades foram calculadas usando a média crustal da razão atômica $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de $4.4 \times 10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$.

Esses são valores apresentado para um material em equilíbrio secular, com a razão crustal $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de 3.8. Os erros são assumidos arbitrariamente como sendo de 50%.

a)



b)

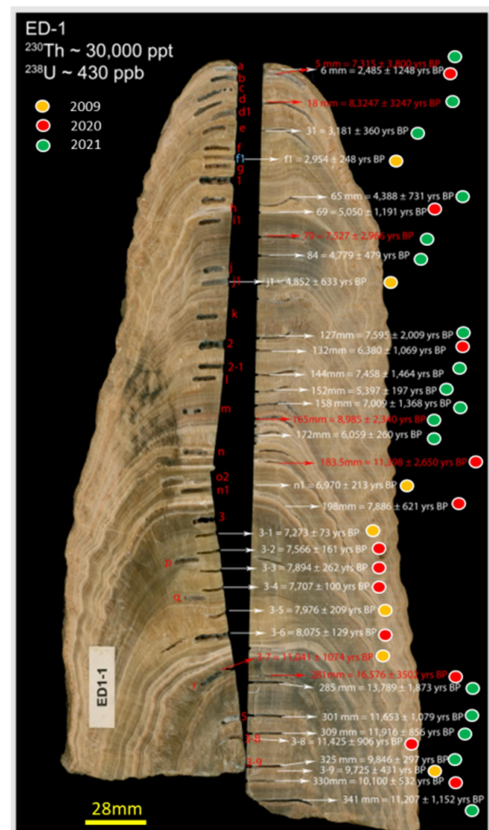


Figura 13 - a) Idades obtidas para o espeleotema ED1 em função da profundidade. b) Posições amostradas.

Como ressaltado anteriormente, espeleotemas com bom sinal magnético costumam formar-se em ambientes com aporte relativamente alto de sedimentos na água de gotejamento. Não raro isso acarreta grandes erros de idades, devido ao alto teor de tório detrítico. Essa relação é bem observada na estalagmite ED1, onde as concentrações de ^{232}Th exibem uma nítida correlação linear ($r = 0,69$) com a intensidade do sinal magnético determinado pelo MRN.

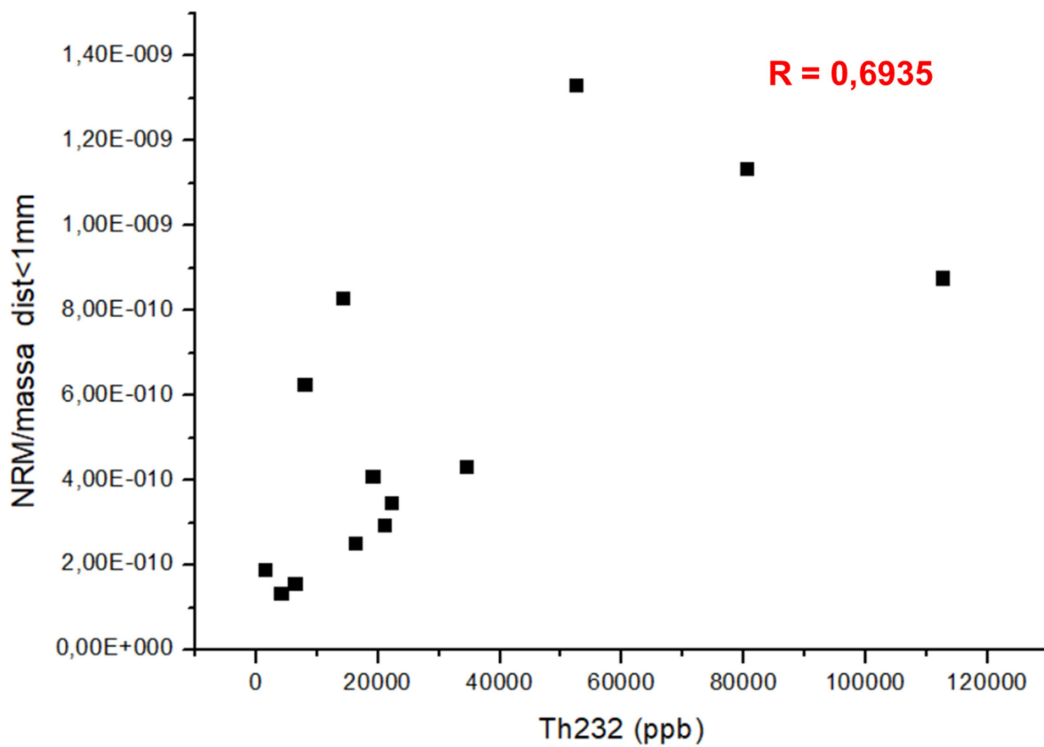


Figura 14 - correlação entre o sinal magnético e a quantidade de Tório detrítico. Foram selecionadas amostras magnéticas cuja posição central estivesse a menos de 1 mm da posição amostrada para datação

As idades obtidas apresentam frequentemente erros elevados, acima de 10%, podendo, em alguns casos, apresentar valores acima de 2000 anos. Os erros elevados encontram relação direta com a concentração de ^{232}Th , cujos valores são utilizados para a inferência da quantidade de ^{230}Th radiogênico inicial. Desse modo, quanto menor for o valor da razão $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, maiores serão os erros. Os efeitos da elevação das concentrações de ^{232}Th podem ser observados no gráfico da Figura 15, onde observa-se o aumento exponencial dos erros com a diminuição da razão $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ obtidos nas análises da estalagmite ED1. Como podemos observar no gráfico da Figura 15 essa relação torna-se particularmente crítica para valores de $^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ inferiores a 20, conferindo às incertezas cronológicas valores superiores a 20% do valor das idades, o que acarreta, dentro do espectro de valores de idades do holoceno, erros > 1500 anos.

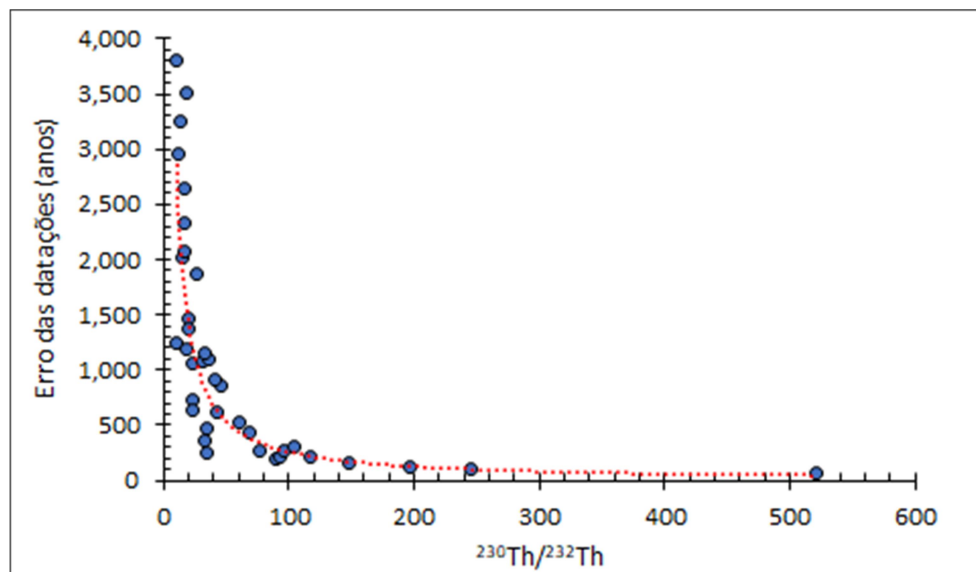


Figura 15 - Relação entre as razões $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ e o erro das datações U-Th obtido para amostras da estalagmite ED1.

Além das incertezas elevadas que podem decorrer do aumento do ^{232}Th detrítico, outro efeito que pode comprometer a qualidade da cronologia da estalagmite é a ocorrência de inversões de idades (Lachniet et al., 2012). As inversões de idade são frequentemente atribuídas à processos de recristalizações que levam a perda desigual entre isótopos pai e filho. No caso do sistema U-Th, a abertura do sistema gerada por efeitos de dissolução e recristalização da calcita leva a perda da curva de estabilização em direção ao equilíbrio secular, alterando o valor das idades. Lachniet et al. (2012) demonstra que níveis de recristalização gerado pela alteração de aragonita para calcita geram idades U-Th com valores mais elevados em espeleotemas. No sistema U-Th a abertura do retículo cristalino pode ter forte impacto, sobretudo pelos efeitos de perda de ^{234}U durante o processo de recuo alfa. Nesse processo a ejeção de partículas alfa por um átomo da série de decaimento entre ^{238}U e ^{230}Th próximo à superfície de um mineral faz com nuclídeos radiogênicos oriundo do decaimento alpha sejam expelidos do retículo cristalino, muitas vezes aumentando o valor das idades (Gayscone, 1992). Outro processo que leva a mudanças nas idades U-Th nos processos de recristalização é a ocorrência de fluidos digenéticos com baixa razão $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, como apontado por Lachniet et al. (2012) em estudo sobre os efeitos da recristalização de aragonita para calcita nas idades U-Th em espeleotemas.

Na estalagmite ED1 casos de inversões nas idades U-Th são encontrados junto a base da estalagmite, onde duas populações de idades distintas se agrupam entre as profundidades de 270 mm a 350 mm (Figura 16). A partir da distribuição das idades foram propostas duas cronologias. A cronologia V1 considera a existência de hiato deposicional a

partir da profundidade 284 mm, com duração aproximada de 3700 anos (entre ~11700 e 8000 anos AP). Na cronologia V2, considera-se válida a população de idades mais recentes, localizadas entre 323 e 339 mm, como indicado na Figura 16. Essa cronologia adota uma premissa de modelo de deposição linear, como frequentemente é observado em espeleotemas de modo geral (Sholz e Hoffmann, 2011).

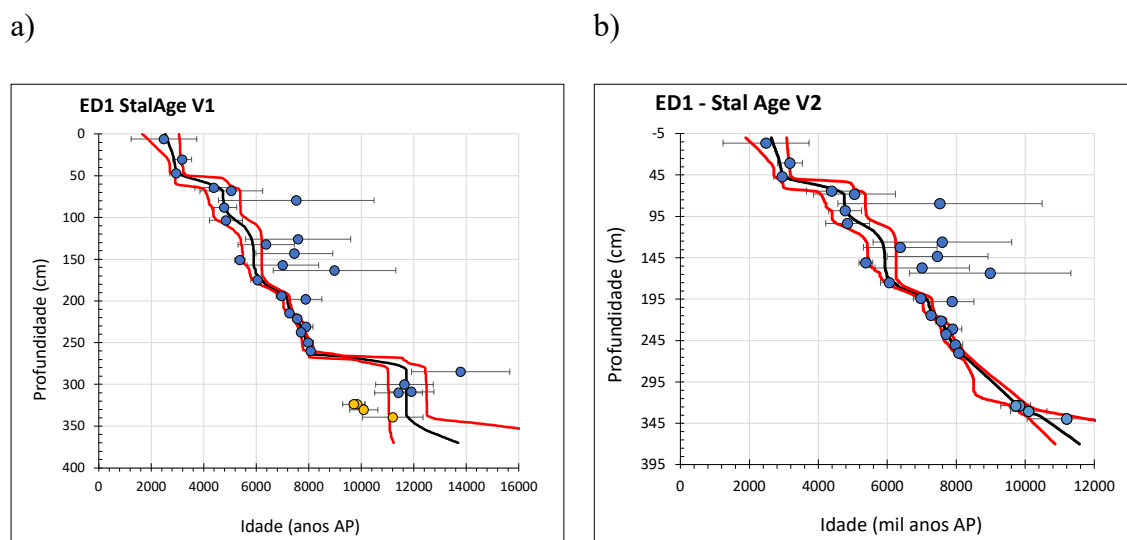


Figura 16 - Dois modelos cronológicos possíveis: a) Modelo cronológico V1, utilizando as idades mais antigas; b) Modelo cronológico V2, excluindo as idades mais antigas

Para contornar as incertezas entre as cronologias, optou-se por utilizar as séries isotópicas de oxigênio e carbono como marcadores cronoestratigáficos, utilizando como referência o registro da estalagmite LSF19 da caverna Lapa Sem Fim, localizada no Norte de Minas Gerais, a cerca de 500 km a norte da Gruta do Éden (Azevedo et al., 2021). Quando comparados, os registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do modelo cronológico V2 apresentam maior coerência com as excursões isotópicas identificadas na estalagmite LSF19. Um dos eventos referenciais que pode ser utilizado como marcadores do Holoceno Inferior é o evento 8.2 e a excursão isotópica positiva de 9000 anos AP. O evento 8.2 é caracterizado por uma excursão isotópica negativa entre 8300 e 8100 anos AP (Cheng et al., 2009), enquanto a excursão isotópica positiva de 9.0 é caracterizada por uma acentuada anomalia positiva de $\delta^{18}\text{O}$ próximo de 9000 anos AP.

O gráfico da Figura 17 apresenta uma comparação entre as séries isotópicas de oxigênio da estalagmite ED1 obtidas pelos modelos V1 e V2 com os dados de referência

do registro da caverna Lapa Sem Fim (Azevedo et al., 2021). De maneira geral, a série isotópica de oxigênio para o espeleotema ED1 é caracterizada por uma tendência de enriquecimento isotópico. Padrões com tendência de aumento ou diminuição do sinal isotópico ao longo do Holoceno são recorrentes no registro de espeleotemas da América do Sul e refletem um acoplamento com padrões de variabilidade controlados pela forçante orbital (Cruz et al., 2005). Essa tendência, por outro lado, não é bem observada no registro quando utilizado o modelo V1. Entretanto, a relação de aumento do sinal isotópico também não é observada na estalagmite LSF19, o que sugere que essa não é uma feição diagnóstica do sinal isotópico para espeleotemas dessa região. De fato, Stríkis et al. (2011) e (2018) demonstra que a expressão da variabilidade solar não é evidente nos espeleotemas do centro-leste do Brasil, mais especificamente na região de Minas Gerais.

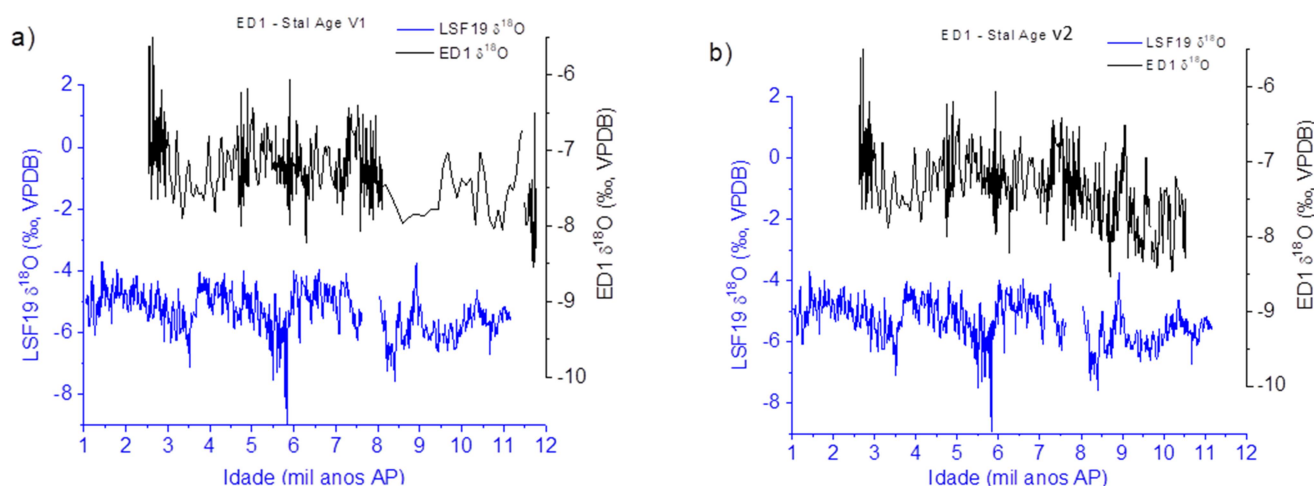


Figura 17 - Comparação entre as séries isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ED1 e LSF19 (Azevedo et al., 2021): a) comparação utilizando a cronologia V1; b) comparação utilizando a cronologia V2.

No que concerne a variabilidade milenar, de mais alta frequência, nota-se no Holoceno inferior, entre 8000 e 9000 anos AP, a ocorrência de eventos abruptos. Dentre os eventos passíveis de correlação cronoestratigráfica, observa-se para o modelo V2 uma boa correspondência para a excursão isotópica positiva de 9000 anos AP. O evento climático 8,2 é reconhecidamente o evento climático mais diagnóstico do Holoceno, caracterizado nos registros isotópicos de estalagmites do Brasil como uma acentuada excursão isotópica com duas fases de mínima bem marcadas (Cheng et al, 2009). Durante esse período ambos espeleotemas apresentam uma excursão isotópica mais negativa. Entretanto, esse evento

não é tão evidente no registo isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ED1. Uma possibilidade para a ausência marcada desse evento no sinal isotópico de oxigênio é a modulação da excursão positiva de mais baixa frequência gerada pela tendência positiva entre 11000 e 8000 anos AP. Por outro lado, a expressão do evento 8,2 nos registros isotópicos de ED1 é marcada, na série isotópica de $\delta^{13}\text{C}$. Como é demonstrado na comparação da Figura 18, o registo de $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ED1 apresenta nítida estrutura formada por dois picos de mínima isotópica durante o período do 8.2. Esses eventos identificados nos isótopos de carbono da ED1 têm bom alinhamento com os registros de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite LSF19, caverna Lapa Sem Fim, localiza no Norte de Minas Gerais (Azevedo et al., 2021), e na Gruta Paixão, estalagmite PX5 (Barreto, 2010).

Estas feições suportam a preferência pelo modelo de idades V2, já que no modelo V1 este período seria marcado por um gap deposicional. A forte excursão negativa característica do evento *Younger Drias*, claramente presente no espeleotema LSF 19 (13,1 – 11,7 mil anos AP), não ocorre no espeleotema ED1, indicando novamente que o mesmo não atinge idades mais antigas como poderia ser interpretado pelo modelo de idades V1.

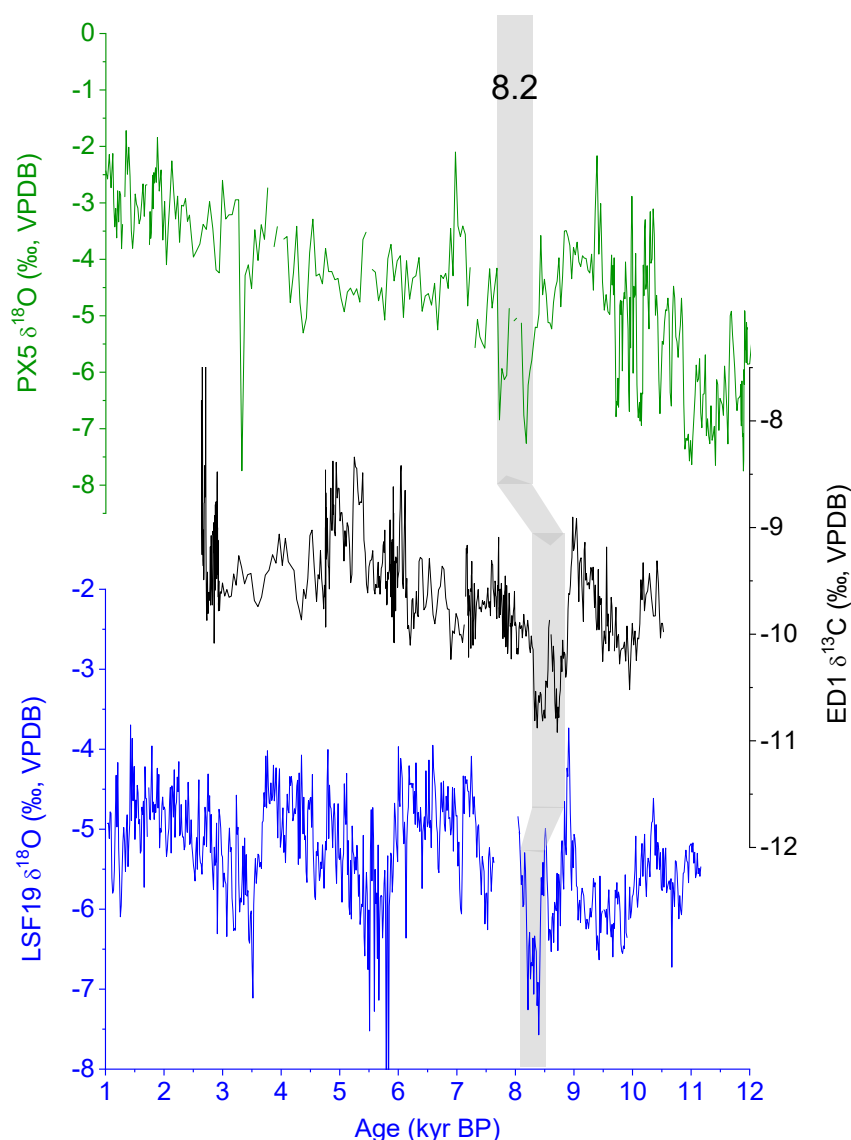


Figura 18 – Comparação entre a série de $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ED1 com os registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite LSF19 da caverna Lapa Sem Fim, localizada no norte do estado de Minas Gerais (Azevedo et al., 2021) e da estalagmite PX5 da Gruta Paixão, localizada na região da Chapada Diamantina, Bahia (Barreto, 2010). A barra cinza assinala a identificação do evento 8,2 no registro isotópico.

Por outro lado, a cronologia V1 confere um padrão improvável para o registro isotópica da estalagmite ED1. Nesse modelo, o evento 8,2, reconhecidamente úmido no registro isotópico do Brasil Central (Strikis et al., 2011; Cheng et al., 2012), ocorre durante uma fase de baixíssima taxa de deposição, o que é muito improvável. Outro aspecto importante observado no registro isotópico da estalagmite ED1, e que desfavorece a cronologia apontada pelo modelo V1, é a existência de um prolongado período de baixa taxa de deposição, possivelmente relacionado a existência de um hiato deposicional no

Holoceno Inferior. Nesse segmento do registro nota-se que os dados de $\delta^{18}\text{O}$ apresentam valores mais negativos. De fato, a série de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ED1 descreve uma tendência de aumento dos valores isotópicos desde o Holoceno Inferior, na base da estalagmite, até o Holoceno Superior, no topo. Ocorre que valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ são relacionados à períodos mais úmidos. Logo, é pouco provável que um hiato tão pronunciado tenha ocorrido justamente no período mais úmido, como indicado pelos dados isotópicos de oxigênio e carbono. Assim, concluímos o modelo V2 como mais plausível e, estabelecemos a partir do reconhecimento do evento 8.2 na estratigrafia isotópica de carbono um importante ponto de correlação crono-estratigráfica que auxilia na robustez do modelo cronológico proposto.

4.2 Dados Paleomagnéticos

4.2.1 Mineralogia Magnética

As curvas de magnetização obtidas pelo método de magnetização remanente isotérmica (IRM) indicam que a maior parte do sinal magnético provém de grãos de baixa coercividade, pois aproximadamente 95% do sinal magnético é adquirido até o campo de 300 mT (Figura 19):

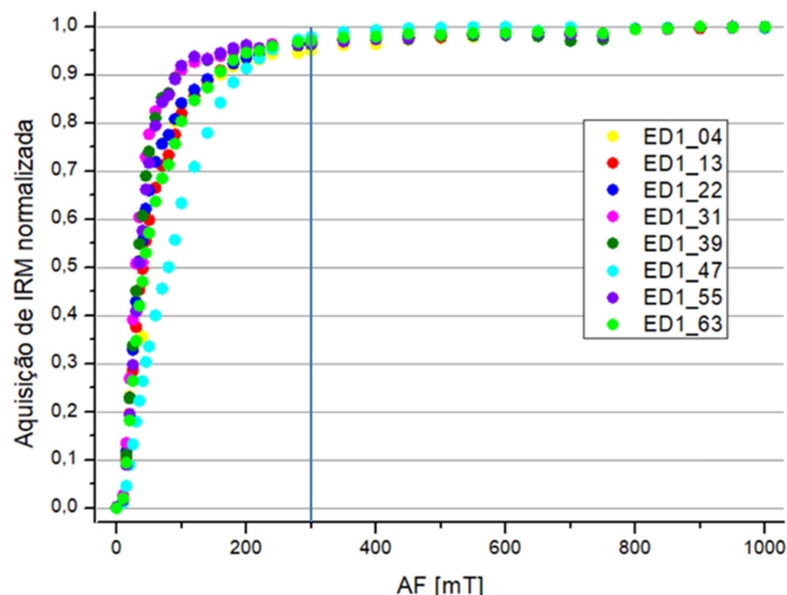
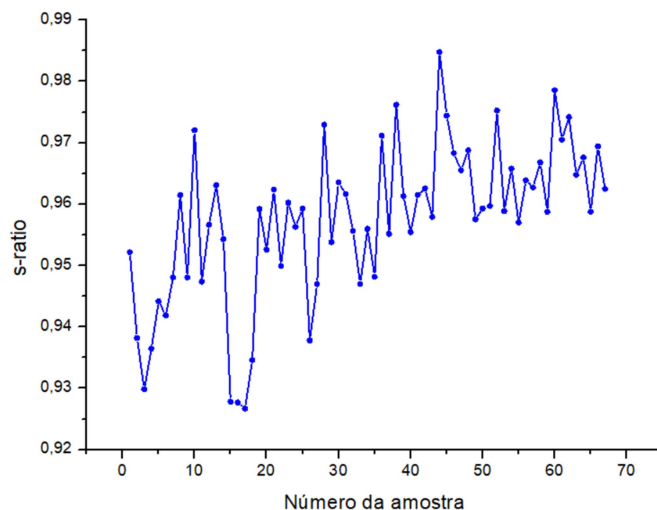


Figura 19 - Aquisição de IRM normalizada para 7 espécimes selecionados

Além disso as curvas não saturam nos campos mais altos (1 T), indicando alguma presença de minerais de alta coercividade. Estes minerais podem ser hematita e goethita, já descritos em espeleotemas por Strauss et al., (2013).

Outro importante indicativo da predominância de magnetita como principal portador magnético do espeleotema ED1 são os altos valores de *s-ratio* obtidos (Figura 20). Esta razão é calculada a partir da magnetização obtida com campo aplicado de 300 mT de forma antiparalela ao campo de 1000 mT, portanto a razão $IRM_{@300mT}/IRM_{@1000mT}$ informará sobre a característica do principal portador de magnetização, onde valores próximos de 1 indicam a dominância de minerais de baixas coercividades e valores próximos de 0 indicam a dominância de minerais de alta coercividade.

a)



b)

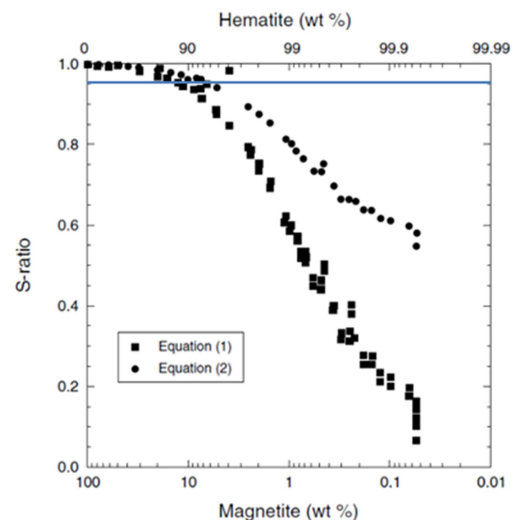


Figura 20 - Valores de *s-ratio* para cada amostra do espeleotema ED1; b) Variação do *s-ratio* para porcentagens conhecidas de hematita (eixo superior) e magnetita (eixo inferior). Extraída de Roberts et al., 2020.

O diagrama (b) apresentado na Figura 20 é extraída do trabalho de Roberts et al. (2020) e apresenta a relação entre valores de *s-ratio* e amostras com porcentagens conhecidas de magnetita e hematita. Seguindo essa relação uma amostra com *s-ratio* de 0,95, por exemplo, teria aproximadamente 90% de hematita e apenas 10% de magnetita em massa (Roberts et al., 2020). Contudo, cabe ressaltar que, apesar do mineral de baixa coercividade ser o principal portador do sinal magnético, compondo mais de 95% da magnetização do espeleotema, os valores de *s-ratio* costumam subestimar a quantidade relativa de minerais de alta coercividade em massa. Isso porque a coercividade da

hematita pode variar significativamente em função da granulação, sendo que cristais em frações granulométricas mais grossas, próximas de 1 mm, apresentam baixa coercividade, enquanto cristais de granulação fina, ao redor de 250 nm, apresentam alta coercividade (Thompson et al., 1986). Outro aspecto importante e que pode levar o *s-ratio* a subestimar a concentração de hematita são os valores de magnetização de saturação por massa dos minerais ferrimagnéticos envolvidos. Comparada com a hematita, a magnetita possui um valor de magnetização por massa muito mais elevado, cerca de $92 \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$ contra $0,5 \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$ da hematita.

As curvas de desmagnetização por campos alternados foram obtidas após a aplicação de um campo direto (ARM) sob um campo alternado de 100mT, como descrito na seção 3.5.4. A partir destas curvas foram feitos ajustes log-gaussianos com o campo médio destrutivo ($B_{1/2}$) e dispersão (DP) de forma a permitir a identificação dos minerais portadores de baixa coercividade (Maxbauer et al., 2016). Estes valores de $B_{1/2}$ e DP obtidos, foram então comparados com uma compilação de diversos ambientes (Egli, 2004) de forma que cada componente determinada apresenta uma assinatura específica, sendo então muito utilizados nos estudos de magnetismo em espeleotema para determinar a origem do mineral magnético de baixa coercividade (Jaqueto et al, 2021). Os valores encontrados para 14 espécimes da estalagmite ED1 foram plotados no diagrama de identificação Egli (2004) como apresentado na Figura 21:

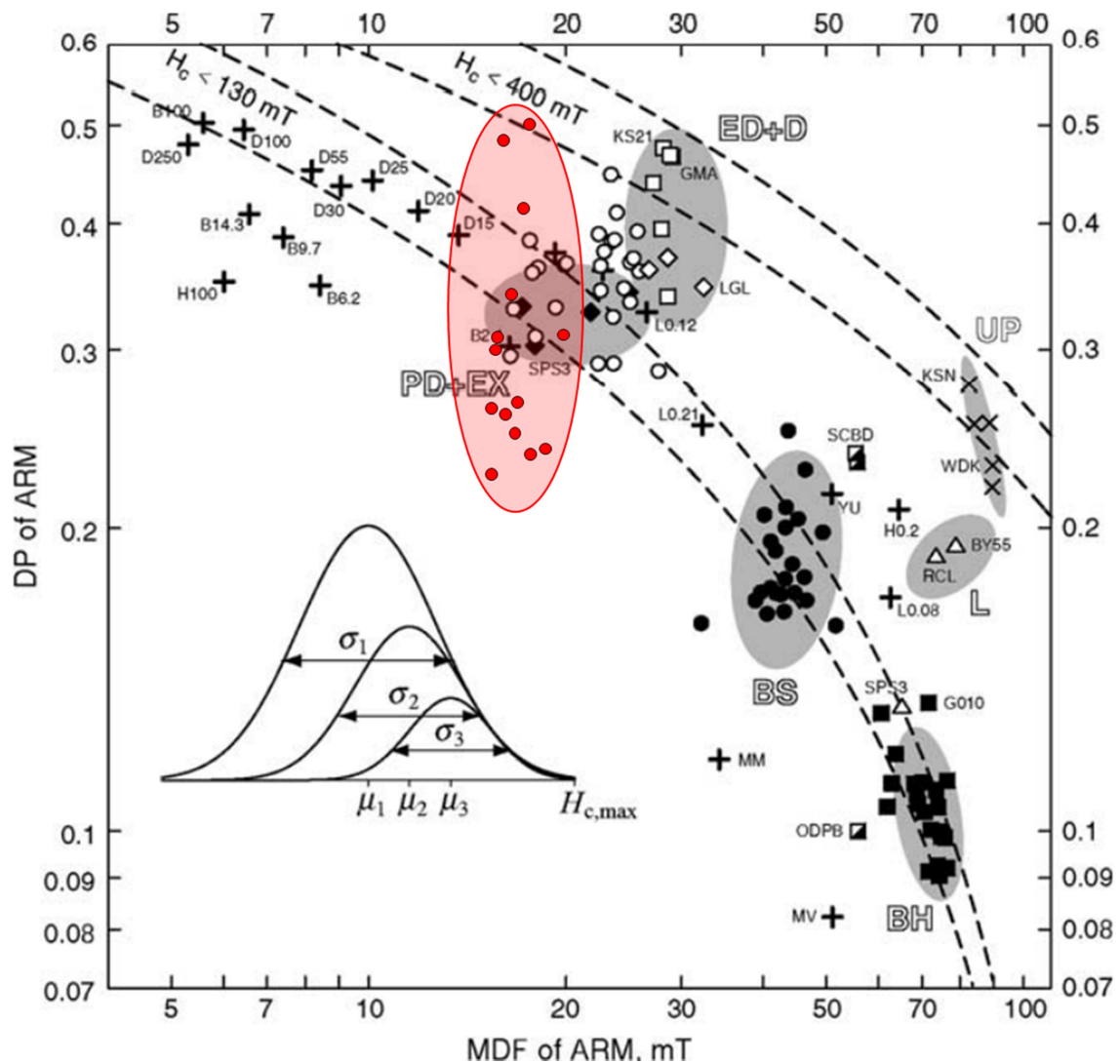


Figura 21 - Diagrama com os principais componentes identificados em Egli (2004). Magnetita pedogênica (PD); magnetita extracelular (EX); poeira eólica (ED), partículas detríticas transportadas em meio aquoso (D); matéria particulada atmosférica produzida por poluição urbana (UP); magnetossomas de baixa coercividade (BS); magnetossomas de alta coercividade (BH); maghemita de loess (L). os círculos vermelhos são as amostras deste estudo.

Os valores de coercividade ($B_{1/2}$) se distribuíram entre 15 e 20 mT, enquanto os valores de dispersão ficaram entre 0,22 e 0,51, indicando magnetita/maghemita de origem pedogênica ou extracelular segundo a metodologia descrita em Egli (2004). Esta procedência é, de fato, esperada para ambientes cársticos, onde a água meteórica carrega minerais gerados no solo e no epicarste para a caverna e também descrita por vários outros estudos em ambientes cársticos (Bourne et al., 2015, Zhu et al., 2017, Jaqueto et al., 2016)

4.2.2 Dados Direcionais

Os dados direcionais obtidos para a estalagmite ED1 apresentaram uma boa consistência nas direções calculadas, com apenas 9 espécimes apresentando desvio angular máximo (MAD, do inglês, *Maximum Angular Deviation*) maior do que 8° . Os valores de MAD são determinados através dos autovalores calculados na análise de componente principal (Kirshvink, 1980). A análise do MAD indica se os dados de desmagnetização caminham em direção à origem do diagrama de Zijdeveld (Heslop e Roberts, 2016). Nessas ocorrências optou-se por excluir os dados da série. Na Figura 22 é possível observar os valores de declinação, inclinação e MAD para cada um dos espécimes da estalagmite ED1:

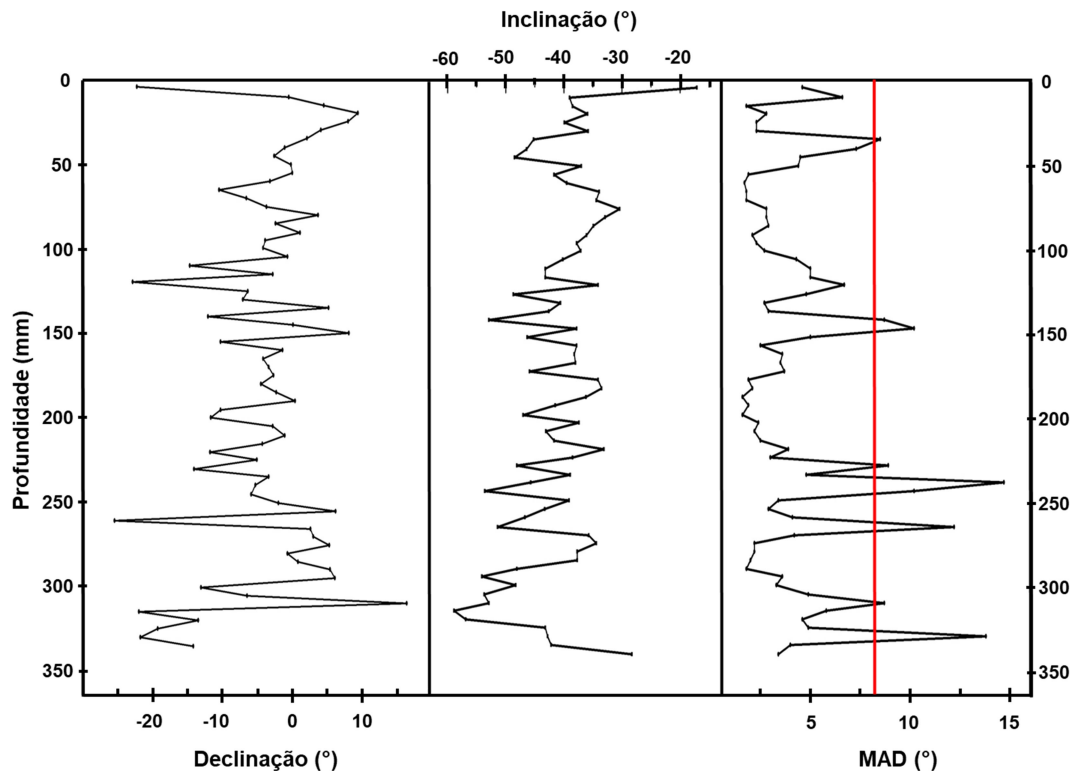


Figura 22 - Valores de declinação, inclinação e MAD para a estalagmite ED1. Em vermelho, o valor de mad igual a 8° representa as amostras que não foram consideradas para os demais estudos.

A identificação de uma componente característica foi possível para a maioria dos espécimes, como pode-se observar nos exemplos dos espécimes ED1_14 e ED1_18

(Figura 23). Nesses exemplos, a análise de componente principal está bem caracterizada entre os passos de 10 mT e 30 mT, com declinação de 353.4° (ED1_14) e 1.1° (ED1_18) e inclinação de -34,4° (ED1_14) e -36.1° (ED1_18), equiparável aos valores atuais. Suportam esta interpretação o baixo valor do MAD (1,8° e 2,1°, respectivamente). Outra feição que permite identificar a qualidade dos dados direcionais é a pequena distribuição das medidas no estereograma, como é demonstrado nos exemplos apresentado na Figura 23 para as amostras ED1_14 como ED1_18.

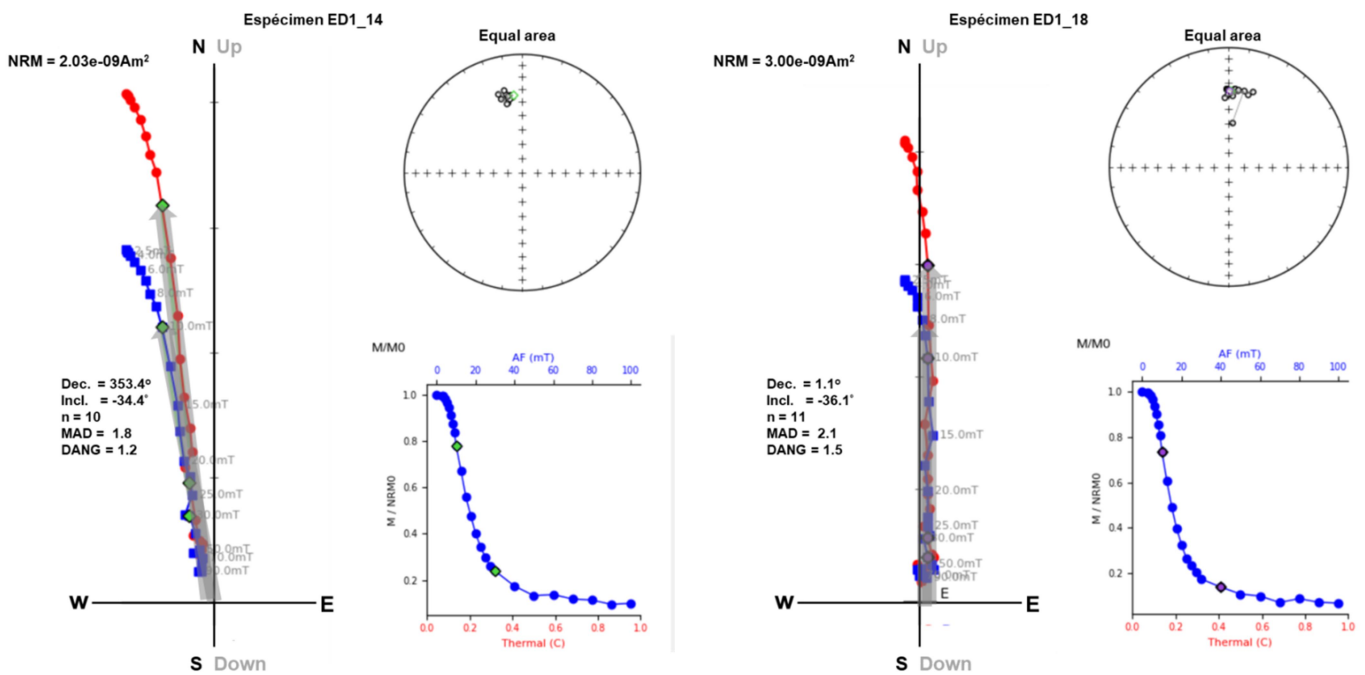


Figura 23 - Diagrama de Zijderveld, estereograma e curva de desmagnetização para o espécimen ED1_14 (esquerda) e ED1_18 (direita)

Tanto para os espécimes ED1_14 como ED1_18, a curva de desmagnetização não chega a atingir o valor zero, o que indica presença de minerais com coercividade maior do que 100 mT. A presença desses minerais será melhor discutida na seção 4.3.2. Por fim, alguns espécimes não mostraram comportamento coerente quando as componentes direcionais, a exemplo do caso do espécime ED1_65 (Figura 24), onde é possível perceber que a cada passo de desmagnetização uma direção diferente foi medida. No caso desse espécime em particular, nota-se que uma componente secundária persiste até campos de 7 mT. Contudo, partir de valores de campo alternado de 17,5 mT, as direções ficam mais erráticas. Mesmo selecionando um intervalo com poucos passos para a direção

característica, persiste um alto desvio angular (9.4°). Logo, amostras com este comportamento foram descartadas para o cálculo da média vetorial e outras análises como paleointensidade relativa.

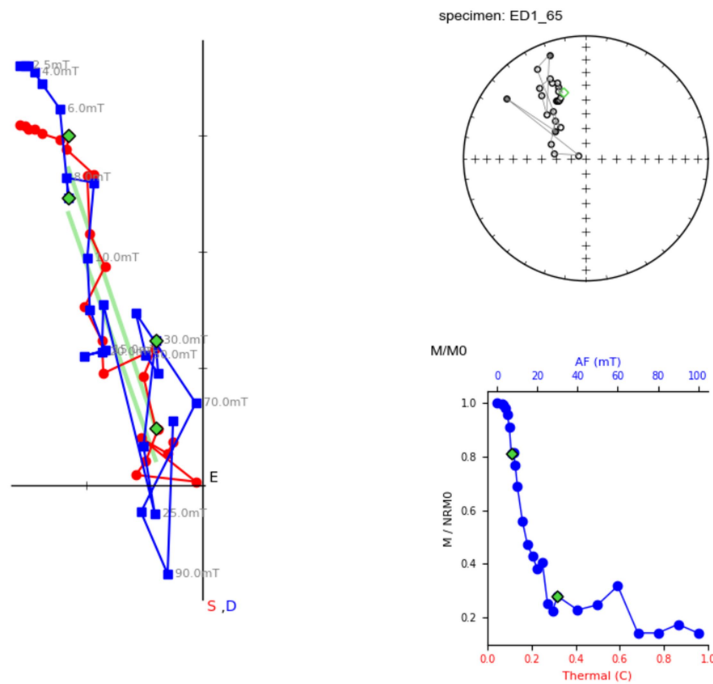


Figura 24 - Diagrama de Zijderveld, estereograma e curva de desmagnetização para o espécimen ED1_65

De maneira geral a componente característica foi interpretada entre os campos de 10 mT e 30 mT, com alguma variação entre espécimes. A média do vetor unitário dos 58 espécimes selecionados tem os valores de declinação -4.1° e inclinação de -40.0° , além dos parâmetros da estatística de Fisher como α_{95} de 2.1, parâmetro de precisão (k) de 83, como mostra a Figura 25.

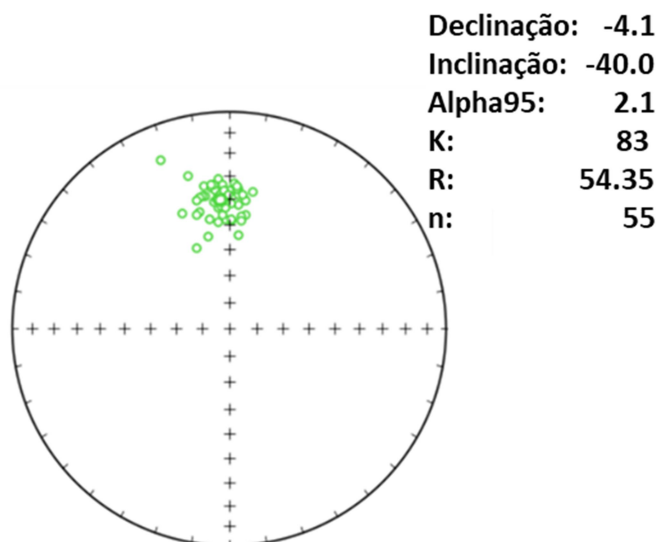


Figura 25 - Média vetorial e estatística de Fisher dos espécimes selecionados.

Para avaliar a qualidade da média dos valores direcionais obtidos no registro da estalagmite ED1, na Tabela 2 são apresentados como valores de referência as médias obtidas pelas saídas dos modelos paleomagnéticos. Nesse sentido, cabe ressaltar que a escassez de reconstituições paleomagnéticas para o Holoceno na América do Sul, de modo geral, impede uma análise mais acurada da reprodutibilidade dos dados. Contudo, os valores de declinação e inclinação registrados no espeleotema (decl. = -4.1° e incl. -40°) são muito próximos dos valores médios dos modelos geomagnéticos existentes para o período (Tabela 2). Quanto aos dados direcionais, cabe destaque para a inclinação. Uma vez que a estalagmite não foi coletada orientada, a inclinação passa a ser o único dado gerado verdadeiramente independente. Os valores de inclinação média de -40° obtidos para o Holoceno na estalagmite ED1 são também próximos do valor de inclinação do atual do campo magnético para a região, de -37.17° segundo informações do International Geomagnetic Reference Field (IGRF).

Tabela 2 - Médias de declinação e inclinação extraídas dos modelos geomagnéticos disponíveis para o período de crescimento do espeleotema ED1

Modelo	Declinação (°)	Inclinação (°)
HFM.OL1.A1	-3,61	-40,04
CALS10k.2	-1,61	-38,59
Pfm9k.1a	-3,63	-35,73

SHA.DIF.14k	-1,16	-33,70
ArchKalmag	-5,77	-34,09

Todos os modelos utilizaram dados do banco de dados GEOMAGIA (Brown et al., 2015), mas diferem no tipo de dado e na metodologia utilizada. Os modelos geomagnéticos SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014) e ArchKalmag14k (Schanner et al., 2022) se estendem até 14 mil anos AP, utilizando apenas dados ígneos e arqueomagnéticos. Já os modelos pfm9k.1a (Nilsson et al., 2015) e HFM.OL1.A1 e CALS10k.2 (Constable, 2016) utilizam dados de magnetização por termorremanência (rochas ígneas e artefatos arqueológicos) e registros sedimentares, tendo maiores contribuições pelos últimos, por serem registros contínuos. Se, por um lado, os registros sedimentares permitem incorporação de maior quantidade de dados na região da SAMA, o que é desejável, por outro, as estimativas de paleointensidade do campo magnético obtidas por este tipo de registro são apenas relativas. Sendo assim, todos utilizaram estimativas absolutas de paleointensidade provenientes dos registros ígneos e de artefatos arqueológicos, diferindo apenas nos métodos de interação utilizados a partir desta primeira calibração (Constable, 2016). Na Figura 26 as medidas de inclinação do espeleotema ED1 são comparadas separadamente entre duas categorias de modelos: i) modelos nos quais os dados de sedimentos dominam o sinal e ii) modelos que se baseiam apenas em dados de artefatos arqueológicos e provenientes de rochas ígneas.

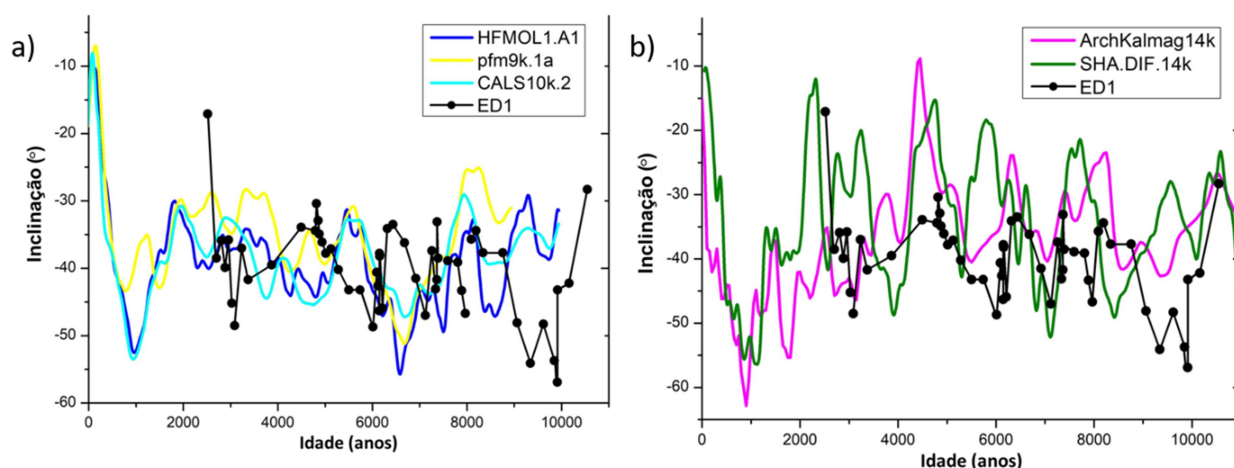


Figura 26 - Medidas de inclinação obtidas para o espeleotema ED1 comparadas com: a) Modelos dominados por dados provenientes de rochas sedimentares, vulcânicas e artefatos arqueomagnéticos; b) Modelos somente com dados artefatos arqueomagnéticos e rochas vulcânicas.

Quando comparadas, as saídas de modelos baseadas em reconstituições de dados termomagnéticos apresentam maior coerência com o registro da estalagmite ED1 em relação às saídas de modelos dominados por dados de rocha sedimentar. Como é possível notar na Figura 26, o padrão de variabilidade secular de inclinação do campo geomagnético registrado na estalagmite é bem reproduzido pelos modelos ArchKalmag14K e SHA.DIF.14k. Interessante notar também que os modelos povoados por dados provenientes de rochas sedimentares, bem como as medidas obtidas para o espeleotema ED1, apresentam, com exceção dos mil anos mais recentes, menor amplitude. Se observa também, que as inclinações dos modelos dominados por sedimentos apresentam média de inclinação maior, sendo as três maiores médias geradas pelos modelos dominados por sedimentos, enquanto as duas médias menores foram geradas por modelos com dados exclusivamente termoremanentes (Tabela 2). O fato de não se observar uma tendência de diminuição na inclinação (*'inclination shallowing'*) condiz com trabalhos feitos para o Holoceno (Panovska et al., 2012), onde os efeitos de compactação e pós-deposição podem não ser dominantes, sendo este efeito somente observado em condições de deposição específica. Ao mesmo tempo, as medidas de inclinação do espeleotema ED1 também apresentam média mais elevada.

As medidas de declinação também guardam semelhança ligeiramente maior com os modelos dominados por sedimentos, como pode ser visto na Figura 27. Por outro lado, no aspecto relacionado a variabilidade secular do campo geomagnético, componentes

direcionais de declinação da estalagmite ED1 apresentam maior consistência com as saídas de modelo dominados por sedimentos.

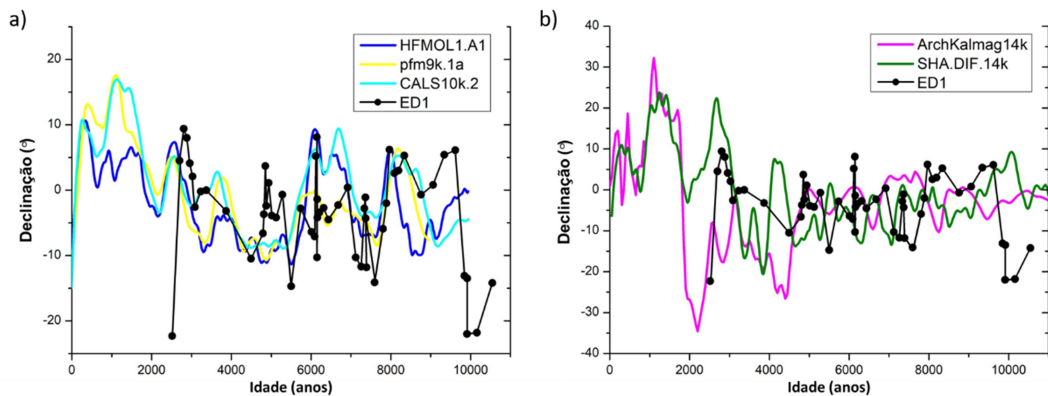


Figura 27 - Medidas de declinação obtidas para o espeleotema ED1 comparadas com: a) Modelos dominados por dados provenientes de rochas sedimentares, vulcânicas e artefatos arqueomagnéticos; b) Modelos com dados provenientes de artefatos arqueomagnéticos e rochas vulcânicas.

Em ambas categorias de modelos, observa-se maior variação declinação durante o Holoceno Superior, a contar a partir de, aproximadamente, 2500 anos AP. Caso esta mudança de comportamento esteja relacionada à SAMA, poderia indicar uma idade máxima de 2500 anos para esta anomalia ou uma intensificação da mesma a partir deste momento. Cabe ressaltar que todos os modelos carecem de dados na região, como pode ser visto na Figura 28.

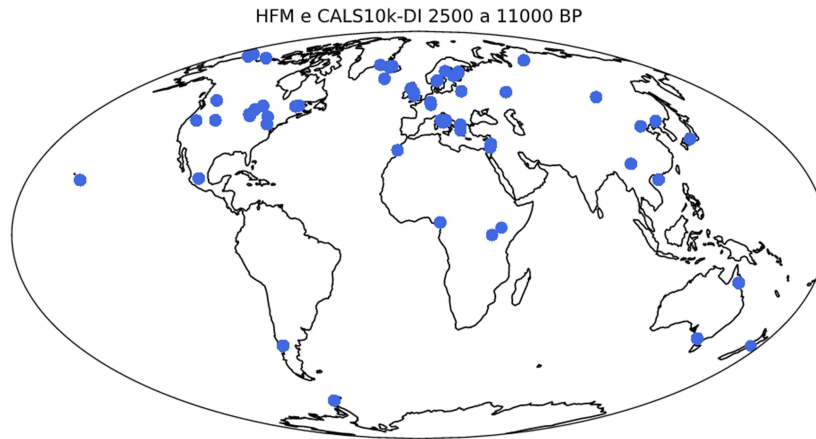


Figura 28 - Distribuição dos dados de declinação e inclinação utilizados nos modelos HFMOL1.A1 e CALS10k.2 (Constable, 2016). Extraído da base de dados GEOMAGIA.

É possível observar que a maior parte dos dados de declinação e inclinação utilizados no desenvolvimento dos modelos é do hemisfério norte. Quando o dado observado é a paleointensidade, a região da SAMA fica ainda mais negligenciada.

4.2.3 Paleointensidade do Campo Magnético

Utilizando as direções características interpretadas na seção 4.2.2, foi possível plotar o gráfico de Arai e calcular a paleointensidade relativa do campo magnético pelo método Pseudo-Thellier (Tauxe et al., 1995). Neste procedimento os espécimes cujo desvio angular máximo (MAD) estiveram acima de 8° foram descartados. Para avaliar a qualidade desta estimativa de paleointensidade relativa foram utilizados os mesmos cinco modelos geomagnéticos utilizados nas comparações com as estimativas direcionais.

Novamente a comparação foi feita baseada nos tipos de dados incorporados nos modelos para a avaliação dos resultados obtidos de paleointensidade relativa.

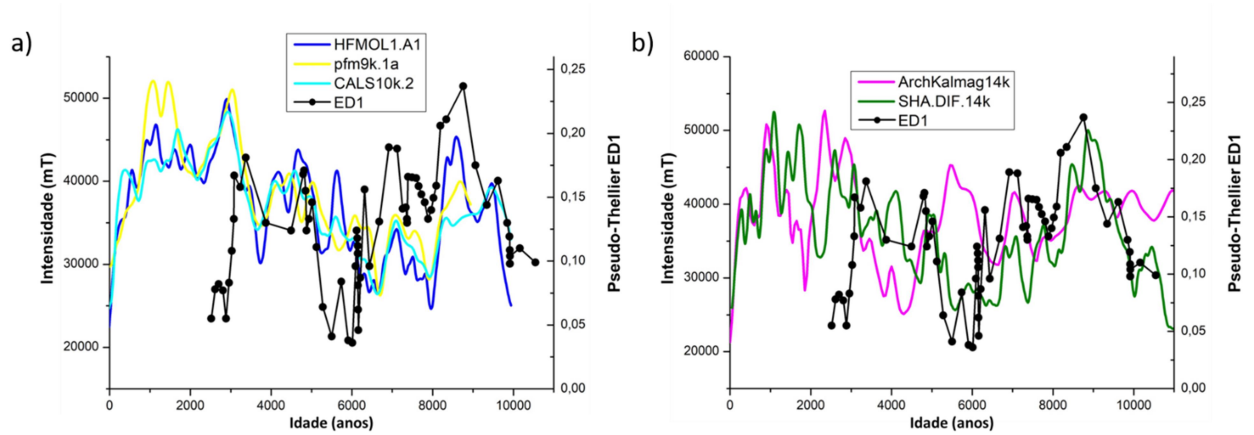


Figura 29 - Estimativas de paleointensidade relativa calculadas para o espeleotema ED1 comparadas com: a) Modelos dominados por dados provenientes de rochas sedimentares; b) Modelos com dados provenientes de artefatos arqueomagnéticos e rochas ígneas.

O modelo cuja estimativa de paleointensidade do campo geomagnético apresenta melhor semelhança com os dados obtidos é o SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014). Porém, os modelos que se utilizam também de registros sedimentares têm variações próximas (estes modelos também são ajustados com dados absolutos de termoremanência). Todos os modelos, exceto o modelo mais atualizado ArchKalmag (Schanner et al., 2022), apresentam uma tendência de campo mais fraco por volta dos 6 a 7 mil anos e uma variação de alta por volta dos 9 mil anos. É possível que estas variações maiores estejam mais associadas a variações no campo dipolar do que de campos não-dipolares.

Ainda que as estimativas de paleointensidade obtidas para o espeleotema ED1 sejam relativas, o comportamento consiste em tendências que são bastante consistentes para se tirar conclusões com os dados obtidos. Entre 10000 e 8000 anos AP se observa um aumento na intensidade na ordem de 1,5, que também é acompanhada por variações direcionais. Vale notar que para a região sob influência da SAMA é comum se observar uma variação direcional concomitante com uma baixa na intensidade, porém para estes dados observamos uma tendência oposta. Como os modelos são de baixa cobertura (Figura 30), não é possível fazermos uma afirmação se esta origem é a mesma da atual SAMA ou uma variação no dipolo de forma global, este dado aponta para um período interessante para estudos futuros nesta região.

Após esta variação, se observa uma queda na intensidade de 8000 até 5000 anos AP com baixa variação nas direções registradas. Este comportamento é observado em um estudo do Holoceno médio no Brasil Central (Jaqueto et al., 2022), onde as formas mais

complexas do campo (não-dipolares) são pouco expressas em superfície portanto com baixa variação direcional e com estabilidade na razão dipolar/não-dipolar. O último período de 3000 a 5000 anos AP apresenta uma tendência de aumento na intensidade de acordo com os modelos geomagnéticos também com baixa variação direcional que pode refletir um aumento no dipolo global, registrado no espeleotema ED1. Embora os dados direcionais confirmem boa credibilidade para estas estimativas, é possível que nesse trecho haja uma inconsistência no modelo de idades, já que as três idades obtidas para o topo do espeleotema apresentam erros muito altos. Novamente cabe ressaltar que nenhum modelo tem boa densidade de dados na região estudada (Figura 30).

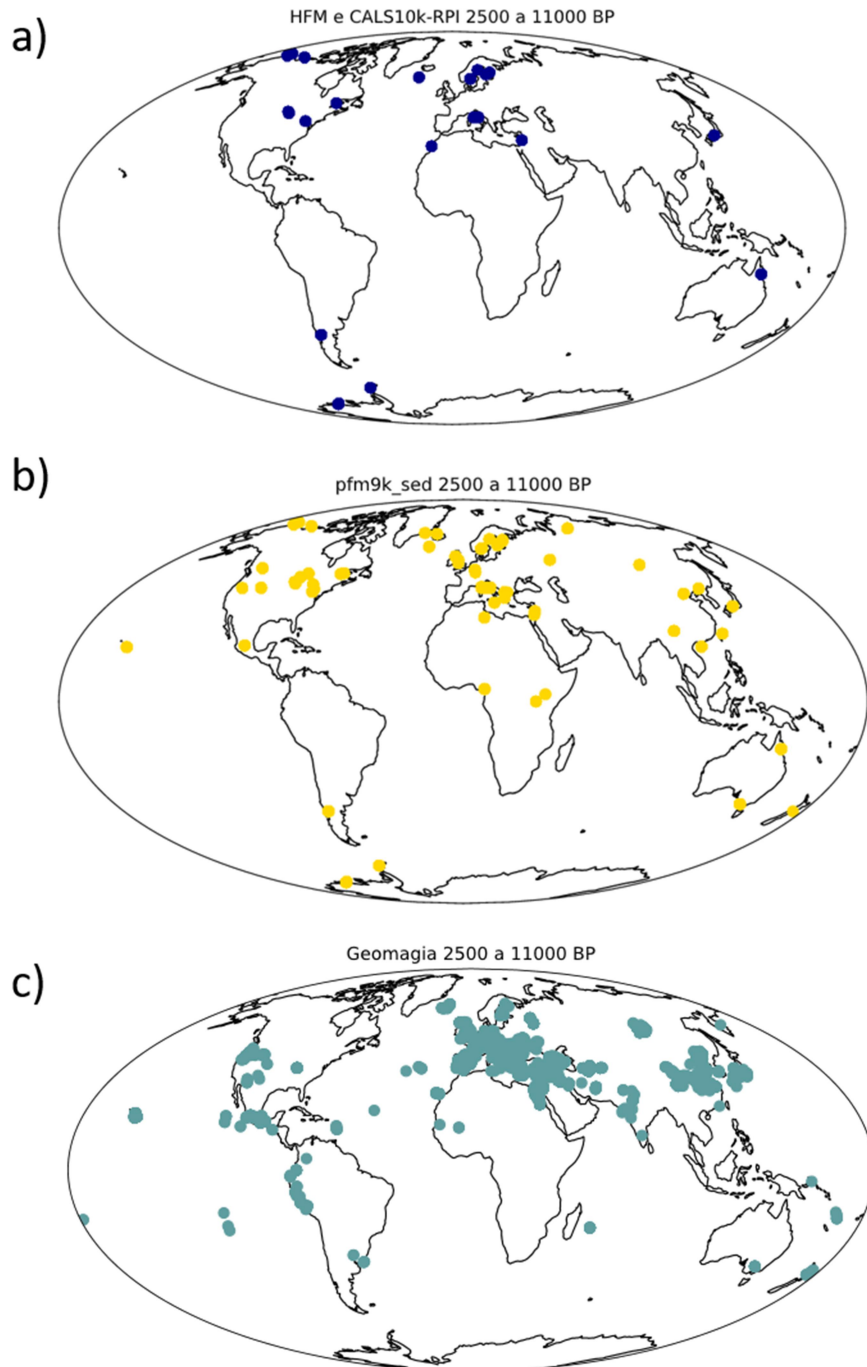


Figura 30 - Distribuição dos dados de paleointensidade utilizados nos modelos. (a) HFMOL1.A1 e CALS10k.2 (Constable, 2016); (b) pfm9k.1a (Nilsson et al., 2015); (c) SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco et al., 2014) e ArchKalmag14k (Schanner et al., 2022). Extraído da base de Distribuição dos dados de dados GEOMAGIA (Brown et al., 2015).

5 Conclusões

O espeleotema ED1 estudado apresenta dados contínuos, consistente, com escala secular e boa abrangência temporal para o Holoceno. A ausência de estudos com estas características na região torna o presente estudo importante na compreensão da evolução da Anomalia do Atlântico Sul e do campo geomagnético para o Holoceno.

A boa qualidade dos dados magnéticos contrastou com idades que apresentaram erros altos, já que, ao mesmo tempo que a água infiltrante carregou bons portadores magnéticos, geralmente associados com os argilominerais, também trouxe grandes quantidades de tório detrítico (^{232}Th). Uma das formas de melhorar o modelo de idades é a correlação entre séries isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do espeleotema ED1 com o espeleotema LSF19, situado próximo a gruta do Édén, com modelo de idades de boa qualidade para a maior parte do espeleotema. A utilização desta metodologia de datação relativa é recomendada sempre que forem encontradas condições semelhantes, porém é dependente de uma cobertura de série isotópica regional.

A mineralogia magnética do espeleotema ED1, mostra a dominância por minerais magnéticos de baixa coercividade, observados com a alta porcentagem de desmagnetização por campos alternados, e curvas de aquisição artificiais. A partir das curvas de magnetização remanente isotérmica (IRM) e anistérmica (ARM) foi possível fazer ajustes log-gaussianos que foram comparados na literatura e permitiram inferir uma origem detrítica com assinatura pedogênica e semelhante a estudos já feitos em espeleotemas do Brasil e no mundo, onde o principal mineral é a magnetita/maghemita de granulometria fina capaz de registrar com fidelidade o campo geomagnético. Vale notar que os minerais de alta coercividade também foram observados nas curvas de aquisição isotérmica pela não saturação em campos de até 1 Tesla. Estes minerais também já foram descritos na literatura de magnetismo em espeleotemas e são associados a goethita e hematita.

Os dados paleomagnéticos direcionais são consistentes, com desmagnetização por campos alternados que permitem a interpretação de um vetor característico, com baixo desvio angular médio para a maioria dos espécimes e os valores médios de inclinação e declinação (após rotação baseado nos modelos geomagnéticos) coerentes com a direção do campo atual para a mesma coordenada geográfica. Este resultado confere credibilidade para as estimativas de paleointensidade relativa, obtidas pelo método pseudo-Thellier. Vale notar que a curva de paleointensidade relativa apresentou semelhança com um modelo

geomagnético baseado em artefatos arqueológicos e rochas ígneas, portanto de estimativas de campo absolutos, e alguma correlação com os modelos geomagnéticos onde os dados de rochas sedimentares eram dominantes. Vale notar que o modelo geomagnético (ArchKalmag14k) mais atualizado mostrou pouco semelhança, porém a sua cobertura espacial e temporal para a América do Sul ainda é limitada, reforçando a necessidade de mais dados para a região.

Os resultados de paleointensidade apontam para três momentos distintos de variação de paleointensidade do campo geomagnético para o Holoceno na região do Brasil Central. Entre 10000 e 8200 AP se observa um aumento abrupto na intensidade, com aproximadamente o dobro de sua fase inicial, seguido por um forte decaimento na intensidade até aproximadamente 5000 AP até valores que podem ser da ordem do campo atual sob influência da SAMA. Após esse período, até aproximadamente 3000 anos AP se observa um aumento na intensidade com estabilidade no Holoceno médio. Entre 2500 e 3000 anos as estimativas de paleointensidade do espeleotema ED1 se desacoplam de todos os modelos. É possível que o modelo de idades esteja sobrestimando as idades do topo da estalagmite, pois os erros associados a datação por U-Th estão acima de 35%.

De forma geral, o estudo de magnetismo em espeleotema feito na estalagmite ED1 mostra um registro único para o Holoceno em uma região que carece de dados direcionais e de intensidade, e aponta para uma grande variação de intensidade e direcional ao longo do Holoceno. Este registro único mostra a importância do desenvolvimento deste tipo de estudo a fim de aumentar a cobertura temporal e espacial em locais que podem ampliar o entendimento da evolução das componentes não-dipolares do campo geomagnético. Os desafios futuros para a utilização destes registros são a melhora nos modelos de idade que permitirão registros cada vez mais completos a fim de expandir a desenvolvimento das aplicações dos resultados obtidos.

6 Referências Bibliográficas

- AMIT, Hagay et al. Non-monotonic growth and motion of the South Atlantic Anomaly. **Earth, Planets and Space**, v. 73, n. 1, p. 1-10, 2021.
- AZEVEDO, Vitor et al. Paleovegetation seesaw in Brazil since the Late Pleistocene: A multiproxy study of two biomes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 563, p. 116880, 2021.
- BAKER, Paul A. et al. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. **science**, v. 291, n. 5504, p. 640-643, 2001.
- BALDINI, J. U. L.; MCDERMOTT, F.; FAIRCHILD, I. J. Spatial variability in cave drip water hydrochemistry: Implications for stalagmite paleoclimate records. **Chemical Geology**, v. 235, n. 3-4, p. 390-404, 2006.
- BARRETO, Eline Alves de Souza. **Reconstituição da pluviosidade da chapada diamantina (BA) durante o Quaternário tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites**. 2010. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- BATEMAN, Harry. The solution of a system of differential equations occurring in the theory of radio-active transformations. **Proc. Cambridge Phil. Soc.**, 1908, v. 15, p. 423-427, 1908.
- BÉGUIN, Annemarieke et al. Paleointensity. org: An online, open source, application for the interpretation of paleointensity data. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 21, n. 5, p. e2019GC008791, 2020.
- BOND, Gerard C.; LOTTI, Rusty. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. **science**, v. 267, n. 5200, p. 1005-1010, 1995.
- BOND, Gerard et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. **Science**, v. 294, n. 5549, p. 2130-2136, 2001.
- BOND, Gerard et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. **science**, v. 278, n. 5341, p. 1257-1266, 1997.

- BOCH, Ronny; SPOETL, Christoph; FRISIA, Silvia. Origin and palaeoenvironmental significance of lamination in stalagmites from Katerloch Cave, Austria. **Sedimentology**, v. 58, n. 2, p. 508-531, 2011.
- BOURNE, Mark D. et al. Long-term changes in precipitation recorded by magnetic minerals in speleothems. **Geology**, v. 43, n. 7, p. 595-598, 2015.
- BRADLEY, Raymond S. **Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary**. Elsevier, 1999.
- BROWN, Maxwell C. et al. GEOMAGIA50. v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database. **Earth, Planets and Space**, v. 67, n. 1, p. 1-31, 2015.
- BROWN, Maxwell C. et al. Global archaeomagnetic data: The state of the art and future challenges. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 318, p. 106766, 2021.
- BUTLER, Robert F. **Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes**. Boston: Blackwell Scientific Publications, 2004.
- CAI, Binggui et al. Intra-annual variation of the calcite deposition rate of drip water in Shihua Cave, Beijing, China and its implications for palaeoclimatic reconstructions. **Boreas**, v. 40, n. 3, p. 525-535, 2011.
- CASTEEL, Richard C.; BANNER, Jay L. Temperature-driven seasonal calcite growth and drip water trace element variations in a well-ventilated Texas cave: Implications for speleothem paleoclimate studies. **Chemical Geology**, v. 392, p. 43-58, 2015.
- CERLING, Thure E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. **Earth and Planetary science letters**, v. 71, n. 2, p. 229-240, 1984.
- CHEN, J. H.; EDWARDS, R. Lawrence; WASSERBURG, G. Ju. ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 80, n. 3-4, p. 241-251, 1986.
- CHENG, Hai et al. Timing and structure of the 8.2 kyr BP event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. **Geology**, v. 37, n. 11, p. 1007-1010, 2009.

- CHENG, Hai et al. Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 371, p. 82-91, 2013.
- CHENG, Hai et al. The Global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas. **Climate dynamics**, v. 39, n. 5, p. 1045-1062, 2012.
- CHERDYNTSEV, V. V. Transaction of the third session of the commission for the determining the absolute age of geological formations. **Izv Akad Nauk SSSR**, v. 175, 1955.
- CONSTABLE, Catherine; KORTE, Monika; PANOVSKA, Sanja. Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10 000 years. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 453, p. 78-86, 2016.
- CRAIG, Harmon. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. **Geochimica et cosmochimica acta**, v. 12, n. 1-2, p. 133-149, 1957.
- CRUZ, Francisco W. et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, v. 434, n. 7029, p. 63-66, 2005.
- CRUZ JR, Francisco W. et al. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems. **Chemical Geology**, v. 220, n. 3-4, p. 245-262, 2005.
- DREYBRODT, Wolfgang; SCHOLZ, Denis. Climatic dependence of stable carbon and oxygen isotope signals recorded in speleothems: From soil water to speleothem calcite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 75, n. 3, p. 734-752, 2011.
- DUAN, Wuhui et al. The growth mechanism of the aragonitic stalagmite laminae from Yunnan Xianren Cave, SW China revealed by cave monitoring. **Boreas**, v. 41, n. 1, p. 113-123, 2012.
- DUNLOP, David J.; ÖZDEMİR, Özden. **Rock magnetism: fundamentals and frontiers**. Cambridge university press, 2001.
- EDWARDS, R. Lawrence; CHEN, J. H.; WASSERBURG, G. J. ^{238}U ^{234}U ^{230}Th ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 81, n. 2-3, p. 175-192, 1987.

- EGLI, R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves.: 2. Fundamental properties of coercivity distributions. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 29, n. 13-14, p. 851-867, 2004.
- EGLI, R.; ZHAO, X. Natural remanent magnetization acquisition in bioturbated sediment: general theory and implications for relative paleointensity reconstructions. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 16, n. 4, p. 995-1016, 2015.
- FAIRCHILD, Ian J. et al. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. **Earth-Science Reviews**, v. 75, n. 1-4, p. 105-153, 2006.
- FAIRCHILD, Ian J.; BAKER, Andy. **Speleothem science: from process to past environments**. John Wiley & Sons, 2012.
- FONTES, J. Ch; YOUSFI, M.; ALLISON, G. B. Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. **Journal of Hydrology**, v. 86, n. 3-4, p. 315-327, 1986.
- FORD, D. C.; WILLIAMS, P. **Karst Hydrogeology and Geomorphology**. Edição Revisada. Chichester, England: John Wiley & Sons, 2007. 562 p
- GARNERO, Edward J.; MCNAMARA, Allen K.; SHIM, Sang-Heon. Continent-sized anomalous zones with low seismic velocity at the base of Earth's mantle. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 7, p. 481-489, 2016.
- GASCOYNE, M. Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. **Quaternary Science Reviews**, v. 11, n. 6, p. 609-632, 1992.
- GONZÁLEZ-LÓPEZ, Alicia et al. Characteristic periods of the paleosecular variation of the Earth's magnetic field during the Holocene from global paleoreconstructions. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 312, p. 106656, 2021.
- GUBBINS, David; JONES, Adrian L.; FINLAY, Christopher C. Fall in Earth's magnetic field is erratic. **Science**, v. 312, n. 5775, p. 900-902, 2006.
- HARTMANN, A.; BAKER, A. Modelling karst vadose zone hydrology and its relevance for paleoclimate reconstruction. **Earth-Science Reviews**, v. 172, p. 178-192, 2017.

- HARTMANN, Gelvam A.; PACCA, Igor G. Time evolution of the South Atlantic magnetic anomaly. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 81, p. 243-255, 2009.
- HENDY, Chris H. The isotopic geochemistry of speleothems—I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. **Geochimica et cosmochimica Acta**, v. 35, n. 8, p. 801-824, 1971.
- HESLOP, David; ROBERTS, Andrew P. Analyzing paleomagnetic data: to anchor or not to anchor?. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 121, n. 11, p. 7742-7753, 2016.
- HOUGHTON, John Theodore et al. (Ed.). **Climate change 2001: the scientific basis: contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge university press, 2001.
- IRVING, E. Rock magnetism: a new approach to some palaeogeographic problems. **Advances in Physics**, v. 6, n. 22, p. 194-218, 1957.
- IVANOVICH, M.; HARMON, R. S. Uranium series disequilibrium: Application to environmental problems in the earth sciences. 1982.
- JAFFEY, A. H. et al. Precision measurement of half-lives and specific activities of U 235 and U 238. **Physical review C**, v. 4, n. 5, p. 1889, 1971.
- JAQUETO, Plinio et al. Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d'Alho cave (central South America). **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 121, n. 10, p. 7024-7039, 2016.
- JAQUETO, Plinio et al. Magnetic mineralogy of speleothems from tropical-subtropical sites of South America. **Frontiers in Earth Science**, v. 9, p. 634482, 2021.
- JAQUETO, Plinio et al. Stalagmite paleomagnetic record of a quiet mid-to-late Holocene field activity in central South America. **Nature communications**, v. 13, n. 1, p. 1-10, 2022.
- JOHNSTON, V. E. et al. Stable isotopes in caves over altitudinal gradients: fractionation behaviour and inferences for speleothem sensitivity to climate change. **Climate of the Past**, v. 9, n. 1, p. 99-118, 2013.

- KAUFMAN, Aaron; BROECKER, Wallace. Comparison of Th230 and C14 ages for carbonate materials from Lakes Lahontan and Bonneville. **Journal of geophysical Research**, v. 70, n. 16, p. 4039-4054, 1965.
- KIRSCHVINK, JLhttps. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. **Geophysical Journal International**, v. 62, n. 3, p. 699-718, 1980.
- KORTE, Monika; CONSTABLE, C. G. Centennial to millennial geomagnetic secular variation. **Geophysical Journal International**, v. 167, n. 1, p. 43-52, 2006.
- KORTE, Monika; CONSTABLE, C. G. On the use of calibrated relative paleointensity records to improve millennial-scale geomagnetic field models. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 7, n. 9, 2006.
- KORTE, Monika et al. Refining Holocene geochronologies using palaeomagnetic records. *Quaternary Geochronology*, v. 50, p. 47-74, 2019.
- LACHNIET, Matthew S. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. **Quaternary Science Reviews**, v. 28, n. 5-6, p. 412-432, 2009.
- LACHNIET, Matthew S.; ASMEROM, Yemane; POLYAK, Victor. Deglacial paleoclimate in the southwestern United States: an abrupt 18.6 ka cold event and evidence for a North Atlantic forcing of Termination I. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, n. 27-28, p. 3803-3811, 2011.
- LACHNIET, Matthew S. et al. Uranium loss and aragonite–calcite age discordance in a calcitized aragonite stalagmite. **Quaternary Geochronology**, v. 14, p. 26-37, 2012.
- LASCU, Ioan; FEINBERG, Joshua M. Speleothem magnetism. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, n. 23-24, p. 3306-3320, 2011.
- LASCU, Ioan et al. Age of the Laschamp excursion determined by U-Th dating of a speleothem geomagnetic record from North America. **Geology**, v. 44, n. 2, p. 139-142, 2016.
- LATHAM, A.G., SCHWARCZ, H.P., FORD, D.C., PEARCE, G.W., 1979. Paleomagnetism of stalagmite deposits. **Nature** 280, 383e385

- LATHAM, A. G. et al. Secular variation from Mexican stalagmites: their potential and problems. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 56, n. 1-2, p. 34-48, 1989.
- LIN, J. C. et al. New $^{230}\text{Th}/\text{U}$ and ^{14}C ages from Lake Lahontan carbonates, Nevada, USA, and a discussion of the origin of initial thorium. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 60, n. 15, p. 2817-2832, 1996.
- LONGINELLI, A.; EDMOND, J. M. Isotope geochemistry of the Amazon basin: a reconnaissance. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 88, n. C6, p. 3703-3717, 1983.
- LOWRIE, William; FICHTNER, Andreas. **Fundamentals of geophysics**. Cambridge university press, 2020.
- MAHMUD, Kashif et al. Hydrological characterization of cave drip waters in a porous limestone: Golgotha Cave, Western Australia. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 2, p. 977-988, 2018.
- MAXBAUER, Daniel P.; FEINBERG, Joshua M.; FOX, David L. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. **Computers & Geosciences**, v. 95, p. 140-145, 2016.
- MCDERMOTT, Frank. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. **Quaternary Science Reviews**, v. 23, n. 7-8, p. 901-918, 2004.
- MORINAGA, Hayao; INOKUCHI, Hiroo; YASKAWA, Katsumi. Palaeomagnetism of stalagmites (speleothems) in SW Japan. **Geophysical Journal International**, v. 96, n. 3, p. 519-528, 1989.
- NILSSON, Andreas et al. Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications. **Geophysical Journal International**, v. 198, n. 1, p. 229-248, 2014.
- NOVELLO, Valdir Felipe et al. $\delta^{13}\text{C}$ values in stalagmites from tropical South America for the last two millennia. **Earth System Science Data Discussions**, p. 1-27, 2020.

- PANOVSKA, Sanja et al. Spline analysis of Holocene sediment magnetic records: uncertainty estimates for field modeling. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 117, n. B2, 2012.
- PAVÓN-CARRASCO, Francisco Javier et al. A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 388, p. 98-109, 2014.
- PERKINS, Andrew M.; MAHER, Barbara A. Rock magnetic and palaeomagnetic studies of British speleothems. **Journal of geomagnetism and geoelectricity**, v. 45, n. 2, p. 143-153, 1993.
- PERKINS, Andrew M. Observations under electron microscopy of magnetic minerals extracted from speleothems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 139, n. 1-2, p. 281-289, 1996.
- PESSENDA, Luiz CR et al. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon**, v. 38, n. 2, p. 191-201, 1996.
- PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz et al. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ^{14}C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, v. 71, n. 3, p. 437-452, 2009.
- RASMUSSEN, Sune O. et al. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. **Quaternary Science Reviews**, v. 106, p. 14-28, 2014.
- RICHARDS, David A.; DORALE, Jeffrey A. Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 52, n. 1, p. 407-460, 2003.
- RICHARDS, David A.; ANDERSEN, Morten B. Time constraints and tie-points in the Quaternary Period. **Elements**, v. 9, n. 1, p. 45-51, 2013.
- ROBERTS, Andrew P. et al. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4): An update. **Reviews of Geophysics**, v. 49, n. 1, 2011.

- ROBERTS, Andrew P. et al. Hematite (α -Fe₂O₃) quantification in sedimentary magnetism: limitations of existing proxies and ways forward. **Geoscience Letters**, v. 7, n. 1, p. 1-11, 2020.
- RUDDIMAN. (2001). Earth ' s Climate System Today. *Earth's Climate: Past and Future*, 8.
- RUTHERFORD, Ernest; SODDY, Frederick. XLI. The cause and nature of radioactivity.—Part I. **The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science**, v. 4, n. 21, p. 370-396, 1902.
- SANCHEZ, Sabrina; WICHT, Johannes; BÄRENZUNG, Julien. Predictions of the geomagnetic secular variation based on the ensemble sequential assimilation of geomagnetic field models by dynamo simulations. **Earth, Planets and Space**, v. 72, n. 1, p. 1-20, 2020.
- SCHANNER, M.; KORTE, M.; HOLSCHNEIDER, M. ArchKalmag14k: A Kalman-Filter Based Global Geomagnetic Model for the Holocene. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 127, n. 2, p. e2021JB023166, 2022.
- SCHOLZ, Denis; HOFFMANN, Dirk L. StalAge—An algorithm designed for construction of speleothem age models. **Quaternary Geochronology**, v. 6, n. 3-4, p. 369-382, 2011.
- SHEN, Chuan-Chou et al. High-precision and high-resolution carbonate ²³⁰Th dating by MC-ICP-MS with SEM protocols. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 99, p. 71-86, 2012.
- STACEY, Frank D.; DAVIS, Paul M. **Physics of the Earth**. Cambridge University Press, 2008.
- STRAUSS, B. E. et al. The origin of magnetic remanence in stalagmites: Observations from electron microscopy and rock magnetism. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 12, p. 5006-5025, 2013.
- STRÍKIS, Nicolás M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, n. 11, p. 1075-1078, 2011.

- STRÍKIS, Nicolás M. et al. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 13, p. 5477-5484A, 2015.
- STRÍKIS, Nicolás M. et al. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 15, p. 3788-3793, 2018.
- TARDUNO, John A. Superparamagnetism and reduction diagenesis in pelagic sediments: enhancement or depletion?. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 11, p. 1337-1340, 1995.
- TAUXE, Lisa; PICK, T.; KOK, Y. S. Relative paleointensity in sediments: A pseudo-Thellier approach. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 21, p. 2885-2888, 1995.
- TAUXE, Lisa; KENT, Dennis V. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar?. 2004.
- TAUXE, Lisa. Essentials of paleomagnetism. In: **Essentials of Paleomagnetism**. University of California Press, 2010.
- TAUXE, L. et al. PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetics Information Consortium (MagIC) Database. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 17, n. 6, p. 2450-2463, 2016.
- THOMPSON, R. Modelling magnetization data using SIMPLEX. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 42, n. 1-2, p. 113-127, 1986.
- TRINDADE, Ricardo IF et al. Speleothem record of geomagnetic South Atlantic Anomaly recurrence. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 52, p. 13198-13203, 2018.
- VUILLE, Mathias et al. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D6, 2003.
- WANG, S.-J.; LIU, Q.-M.; ZHANG, D.-F. Karst rocky desertification in southwestern China: geomorphology, landuse, impact and rehabilitation. **Land degradation & development**, v. 15, n. 2, p. 115-121, 2004.

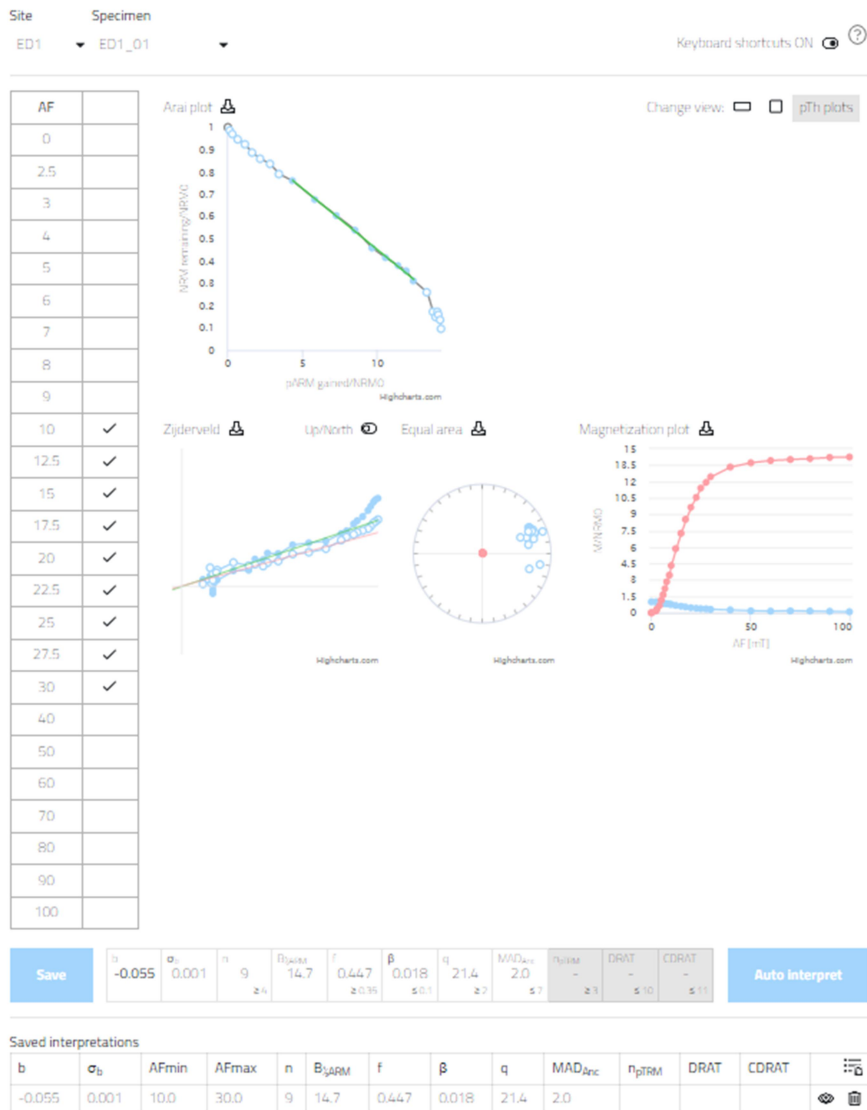
WENDT, Kathleen A.; LI, Xianglei; EDWARDS, R. Lawrence. Uranium–thorium dating of speleothems. **Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology**, v. 17, n. 2, p. 87-92, 2021.

ZANELLA, Elena et al. A Continuous High Resolution Directional Secular Variation Record from Italian Speleothems: Rio Martino Cave, Western Alps, Italy. In: **15th Castle Meeting, New trends on Paleo, Rock and Environmental Magnetism**. RMI, 2016. p. 156-156.

ZHU, Zongmin et al. Holocene ENSO-related cyclic storms recorded by magnetic minerals in speleothems of central China. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 114, n. 5, p. 852-857, 2017.

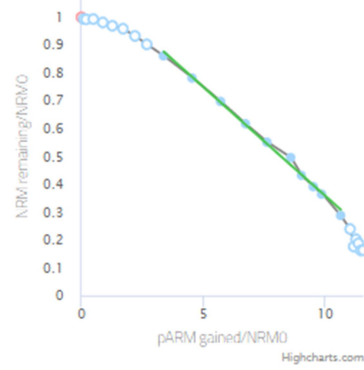
ZIJDERVELD, J. D. A. AC demagnetization of rocks: Analysis of results, *Methods in Paleomagnetism* DW Collinson, KM Creer, SK Runcorn, 254–286. 1967.

Anexo I – Diagramas de Arai Plot gerados para o espeleotema ED1



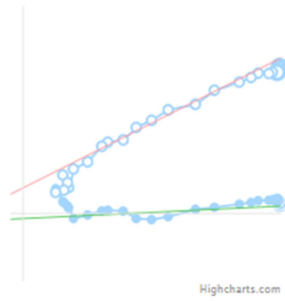
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

Arai plot



Change view: pTh plots

Zijdveld

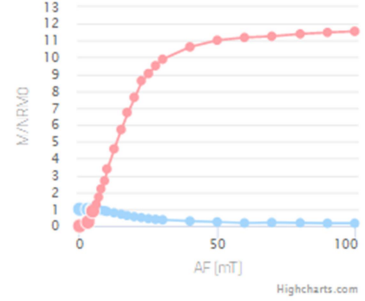


Up/North

Equal area

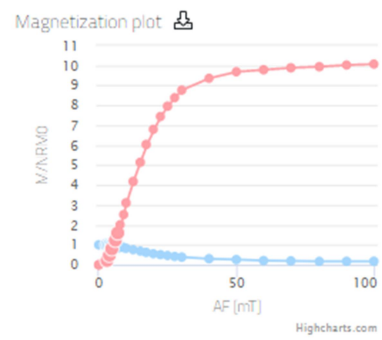
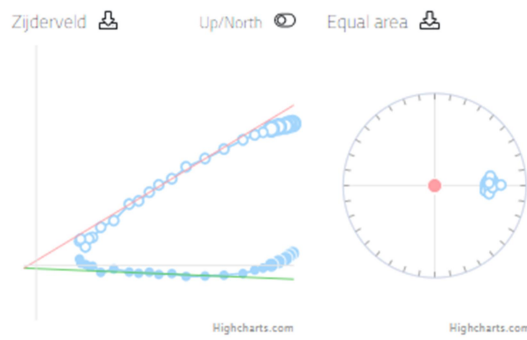
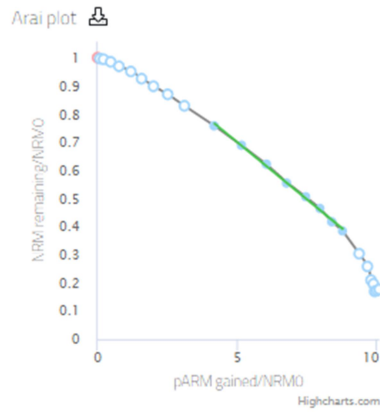


Magnetization plot



Save	b -0.078	σ_b 0.002	n 10 ≥ 4	$B_{2/NRM}$ 15.1	f 0.500 ≥ 0.35	β 0.025 ≤ 0.1	q 17.9 ≥ 7	MAD_{fit} 3.5 ≤ 7	ρ_{NRM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	------------------	--------------------	------------------	--------------------------	-----------------------------	----------------------	-----------------------------	----------------------------	---------------------	----------------------	-----------------------

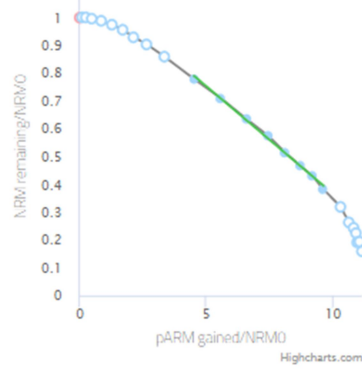
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	



Save	b -0.082	σ 0.002	n 8 ≥ 4	$B_{50\%}$ 14.7	t 0.337 ≥ 0.15	β 0.020 ≤ 0.1	q 14.1 ≥ 7	$MAD_{50\%}$ 0.8 ≤ 7	ρ_{STRM} - ≥ 3	$DRAT$ - ≤ 10	$CDRAT$ - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	----------------	-------------------	-----------------	--------------------------	-----------------------------	----------------------	------------------------------	-----------------------------	-----------------------	------------------------	-----------------------

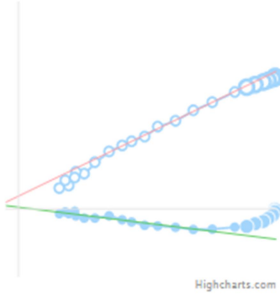
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

Arai plot



Change view: pTh plots

Zijdveld

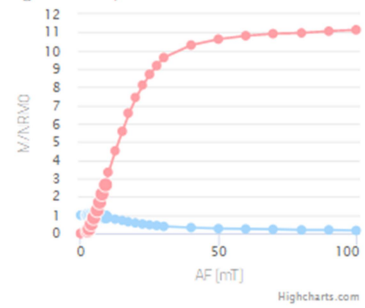


Up/North

Equal area



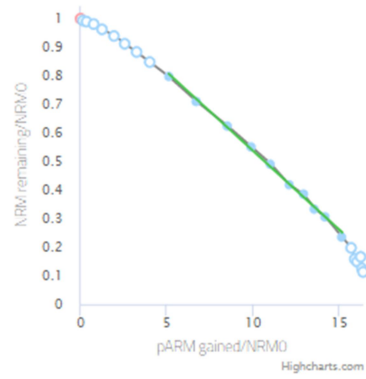
Magnetization plot



Save	b -0.077	σ_b 0.002	n 8 ≥ 4	B_{pARM} 15.0	f 0.347 ≥ 0.35	β 0.023 ≤ 0.1	q 12.5 ≥ 7	MAD_{NRM} 1.2 ≤ 7	ρ_{NRM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	------------------	-------------------	-----------------	--------------------------	-----------------------------	----------------------	-----------------------------	----------------------------	---------------------	----------------------	-----------------------

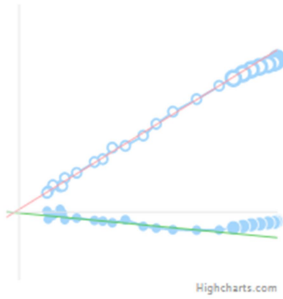
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

Arai plot



Change view: pTh plots

Zijdveld

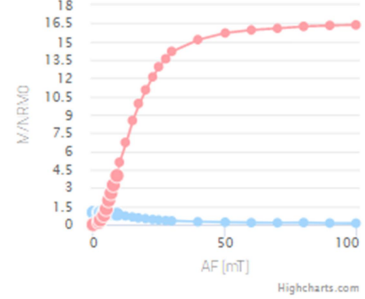


Up/North

Equal area

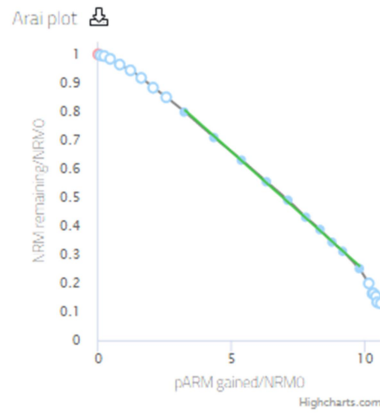


Magnetization plot

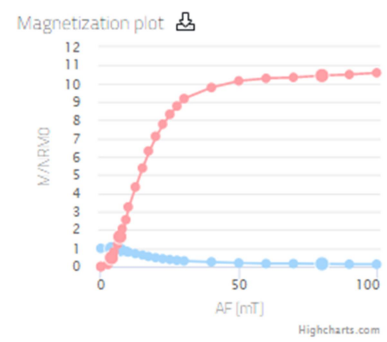
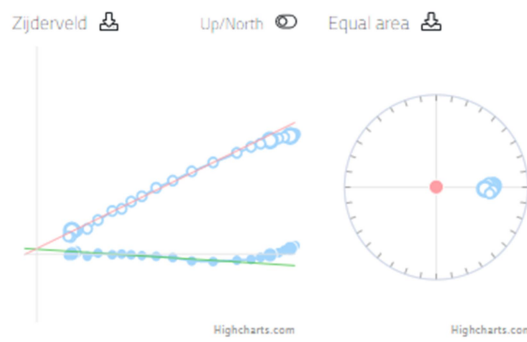


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	$MAD_{1\sigma}$	n_{pTRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.055	0.001	10	14.5	0.513	0.018	24.6	1.1	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

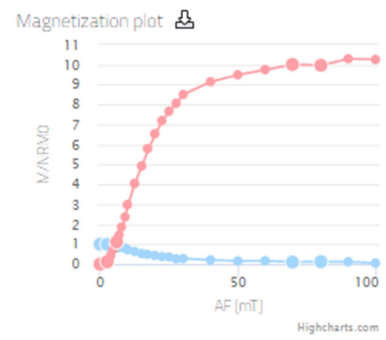
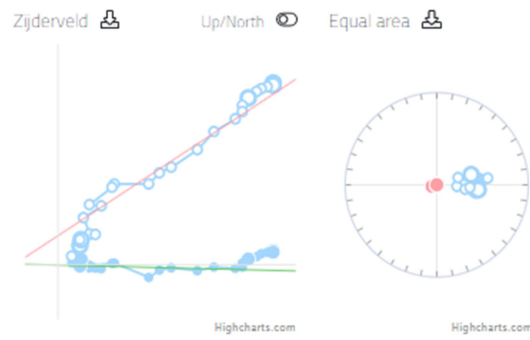
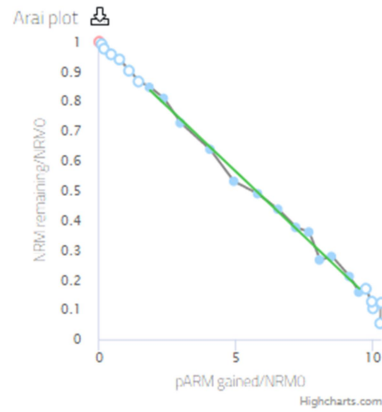


Change view: pTh plots



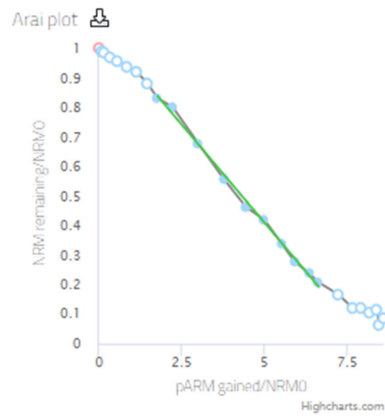
Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	r	β	q	MAD_{pTh}	ρ_{pThM}	DRAT	CDRAT	Auto interpret
	-0.083	0.001	10 ≥ 4	14.8	0.507 ≥ 0.35	0.011 ≤ 0.1	4.18 ≥ 2	1.2 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	✓
60	
70	
80	
90	
100	

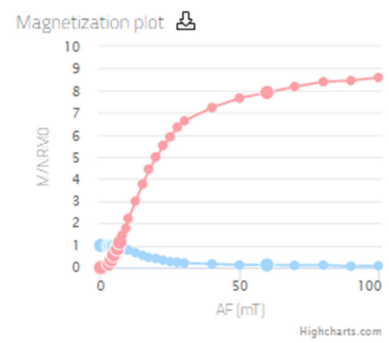
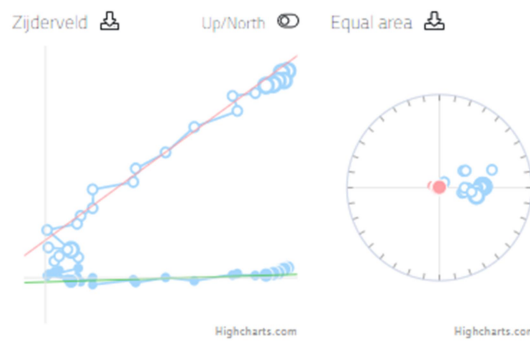


Save	b -0.087	σ_b 0.002	n 13 ≥ 4	$B_{1/2RM}$ 15.6	t 0.678 ≥ 0.35	β 0.026 ≤ 0.1	q 23.4 ≥ 7	$MAD_{1/2c}$ 5.5 ≤ 7	n_{TRM} - ≥ 3	$DRAT$ - ≤ 10	$CDRAT$ - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	------------------	---------------	------------------	---------------------	------------------------	-----------------	-------------------------	--------------------	------------------	-------------------	-----------------------

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

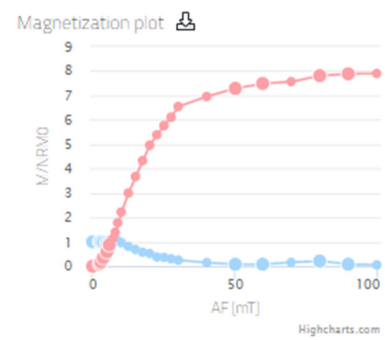
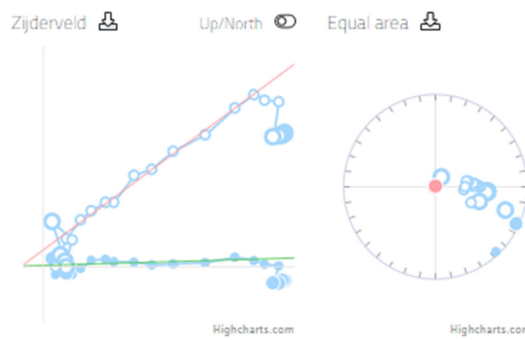
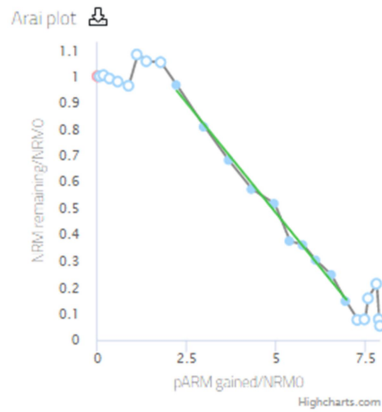


Change view: pTh plots



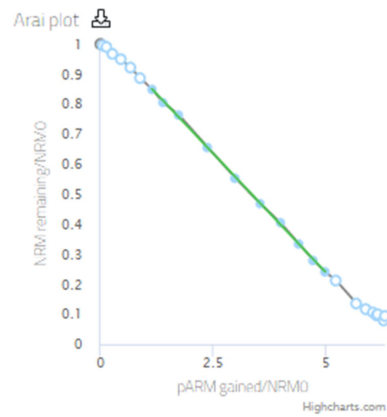
Save	b	σ_b	n	$B_{1/2NRM}$	f	β	q	MAD_{NRM}	n_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.133	0.003	10 ≥ 4	16.9	0.591 ≥ 0.35	0.022 ≤ 0.1	23.5 ≥ 7	5.1 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

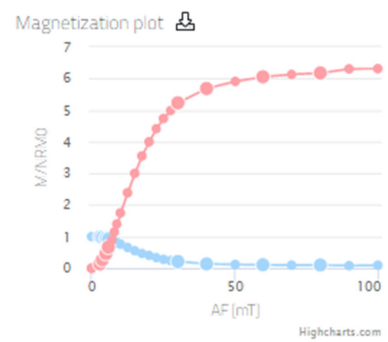
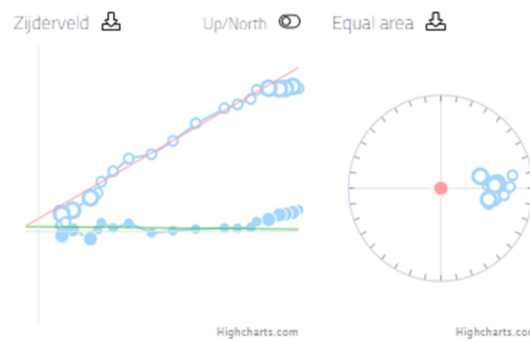


Save	b -0.167	σ_b 0.005	n 10 ≥ 4	$B_{1/2NRM}$ 16.1	f 0.612 ≥ 0.35	β 0.031 ≤ 0.1	q 17.4 ≥ 7	$MAD_{1/2}$ 3.1 ≤ 7	n_{ITRM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	------------------	---------------	-------------------	---------------------	------------------------	-----------------	------------------------	---------------------	----------------	-----------------	-----------------------

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

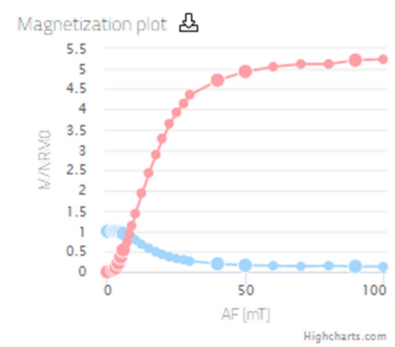
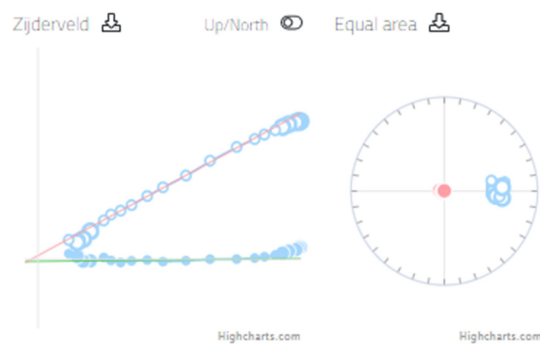
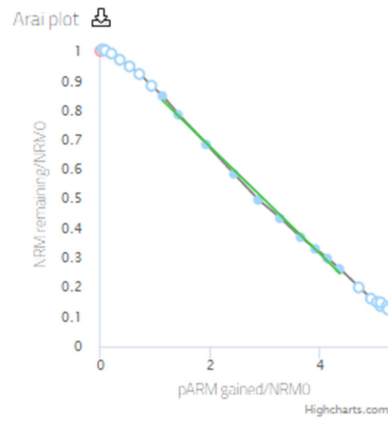


Change view: pTh plots



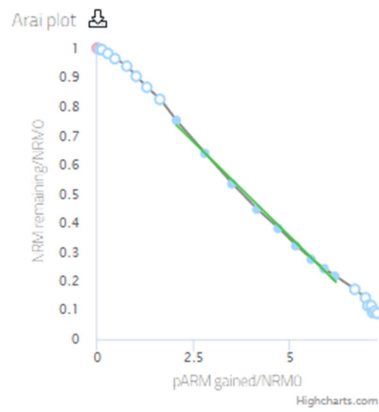
Save	b -0.158	σ_b 0.001	n 10 ≥ 4	B_{pNRM} 15.7	f 0.589 ≥ 0.35	β 0.007 ≤ 0.1	q 75.8 ≥ 7	$MAD_{1\%}$ 2.4 ≤ 7	ρ_{TRM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	------------------	--------------------	-----------------	--------------------------	-----------------------------	----------------------	-----------------------------	----------------------------	---------------------	----------------------	-----------------------

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

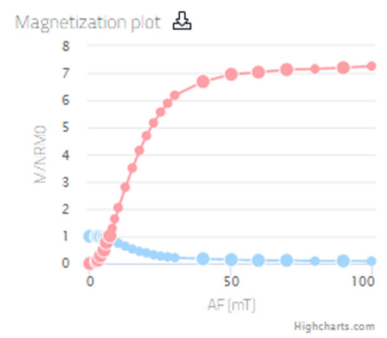
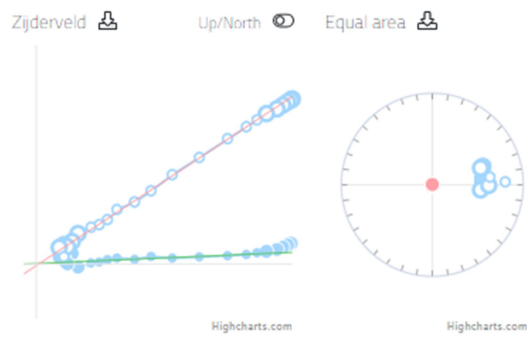


Save	b	σ_b	n	$B_{0/NRMO}$	f	β	q	MAD_{fit}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.181	0.004	10	16.0	0.564	0.021	24.0	1.0	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

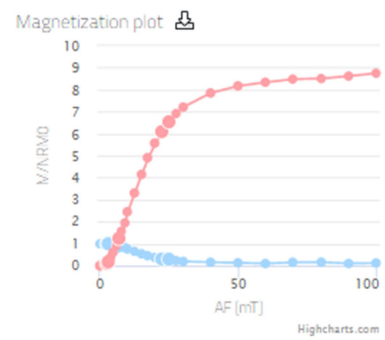
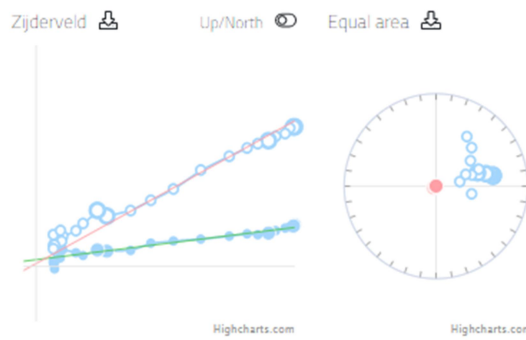
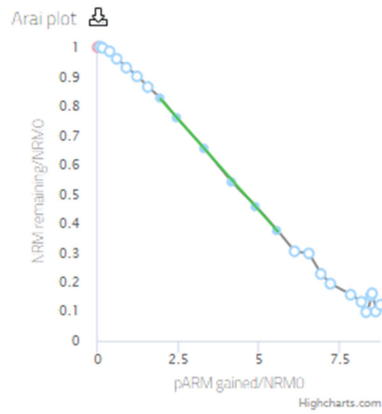


Change view: pTh plots



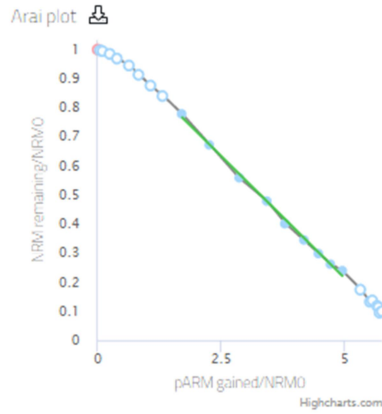
Save	b	σ_b	n	B_{yNRM}	f	β	q	MAD_{NRM}	D_{yTRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.130	0.003	9	15.5	0.535	0.025	18.4	0.8	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	
25	
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

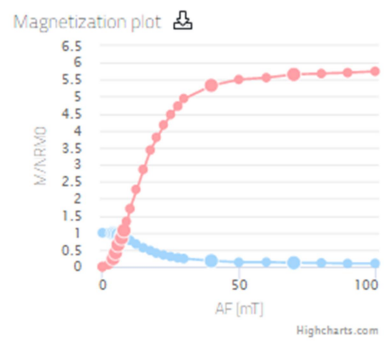
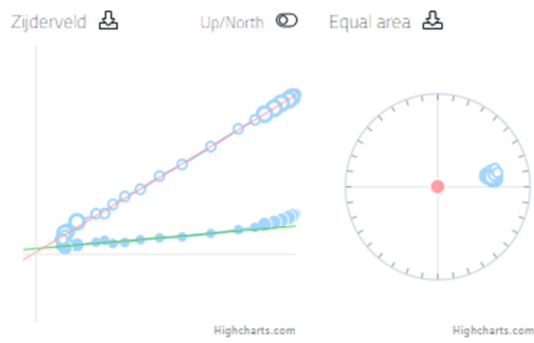


Save	b	σ_b	n	$B_{M/NRMO}$	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.124	0.002	6 ≥ 4	15.7	0.423 ≥ 0.35	0.012 ≤ 0.1	27.6 ≥ 7	0.9 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

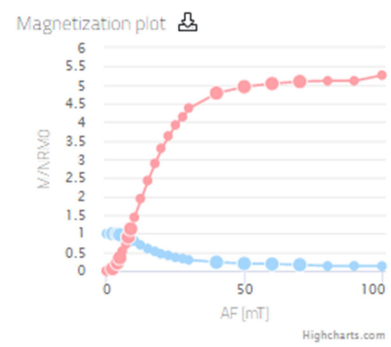
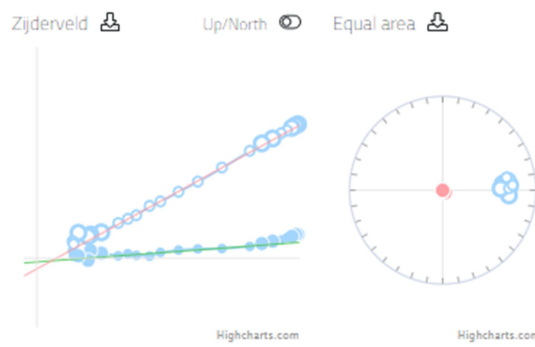
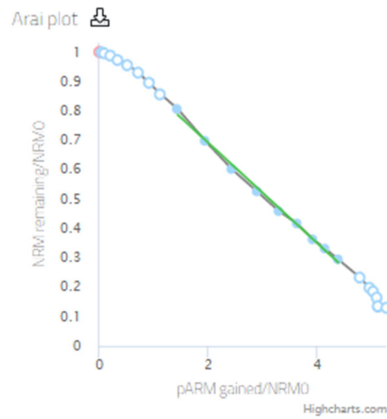


Change view: pTh plots



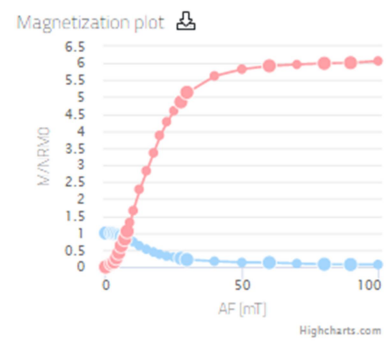
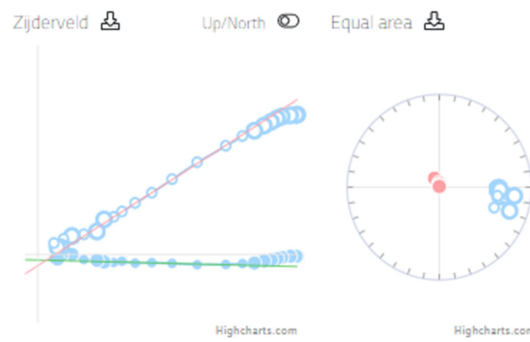
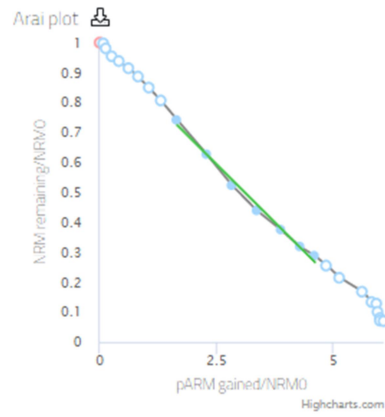
Save	b -0.168	σ_b 0.004	n 9 ≥ 4	B_{pARM} 15.1	f 0.514 ≥ 0.35	β 0.021 ≤ 0.1	q 20.8 ≥ 7	MAD_{loc} 1.0 ≤ 7	ρ_{pARM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	---------------	---------------------	----------------------	--------------------	-----------------------------	--------------------------------	-------------------------	--------------------------------	--------------------------------	------------------------	-------------------------	-----------------------

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	



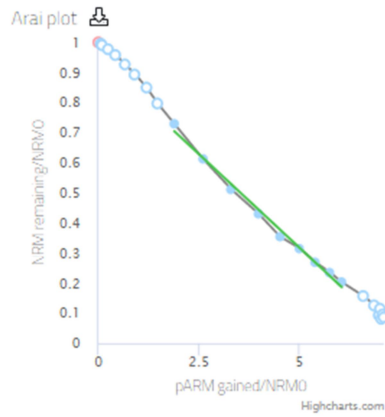
Save	b	σ_b	n	B_{ARM}	f	β	q	MAD_{ARM}	n_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.171	0.004	9	16.1	0.491	0.025	16.6	1.5	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

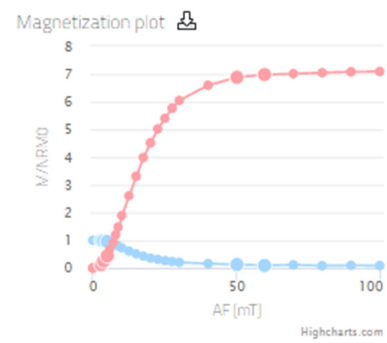
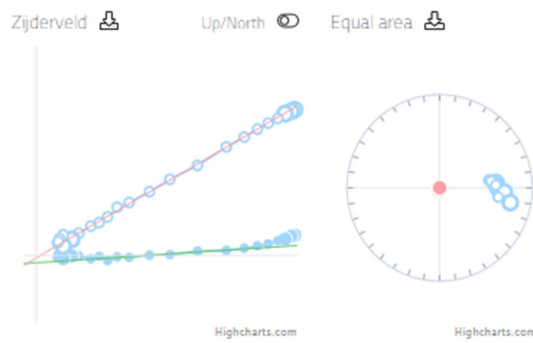


Save	b	σ_b	n	B_{3TRM}	f	β	q	$MAD_{1\sigma}$	n_{3TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.155	0.007	7 ≥ 4	16.0	0.464 ≥ 0.35	0.043 ≤ 0.1	8.8 ≥ 7	1.6 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

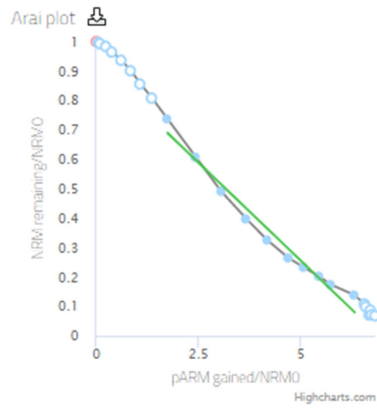


Change view: pTh plots

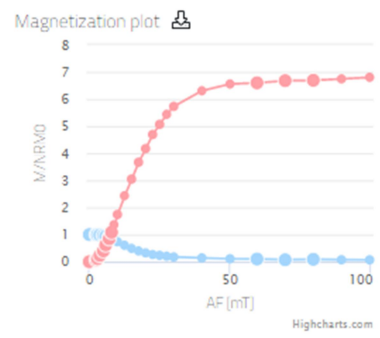
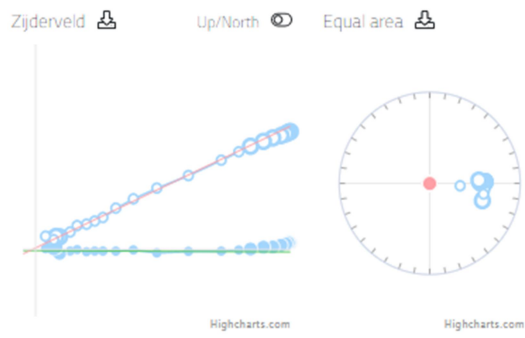


Save	b	σ_b	n	B_{ARM}	f	β	q	$MAD_{1/\sigma}$	n_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.124	0.00%	9 ≥ 4	15.9	0.555 ≥ 0.35	0.034 ≤ 0.1	14.2 ≥ 2	1.9 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

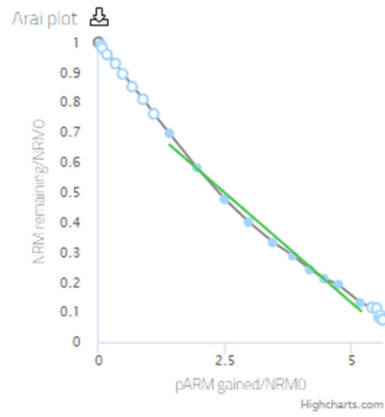


Change view: pTh plots

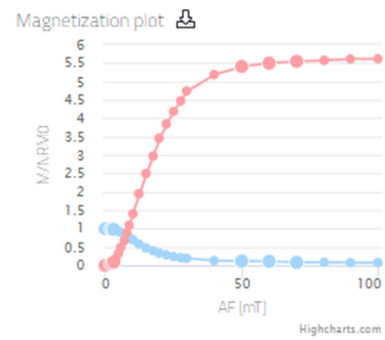
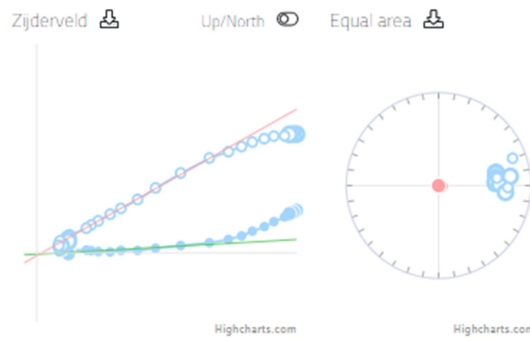


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	MAD_{pTh}	ρ_{pThM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.133	0.008	10	16.4	0.655	0.061	9.4	1.3	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 1	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

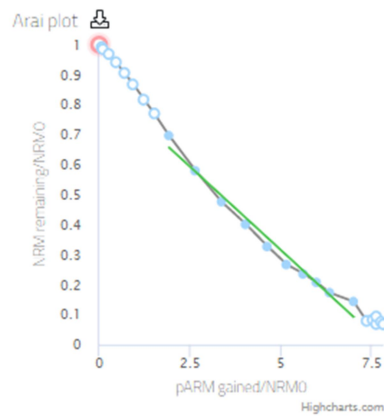


Change view: pTh plots



Save	b	σ_b	n	$B_{1/2ARM}$	f	β	q	$MAD_{1/2}$	n_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.146	0.007	10 ≥ 4	16.6	0.649 ≥ 0.35	0.045 ≤ 0.1	12.8 ≥ 7	1.5 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

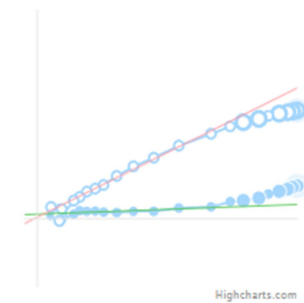


Change view: pTh plots

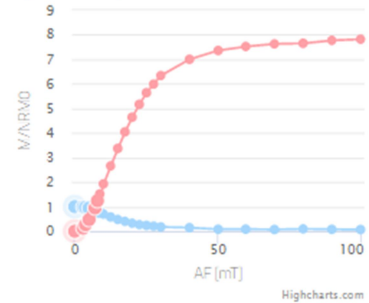
Zijderveld

Up/North

Equal area

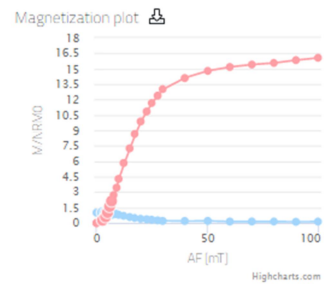
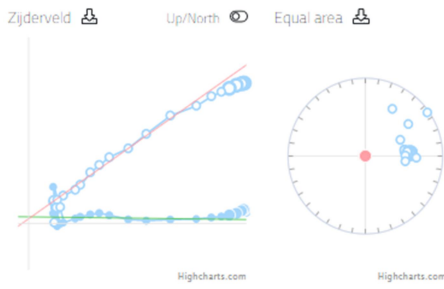
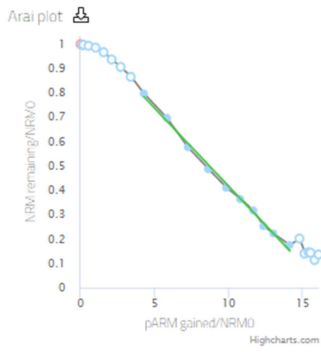


Magnetization plot



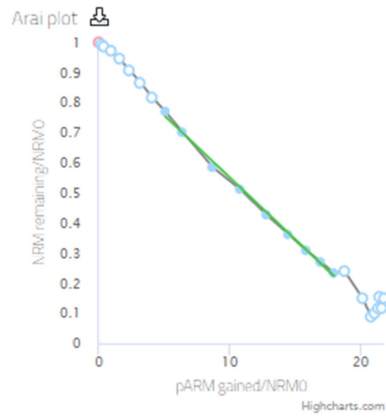
Save	b	σ_b	n	B_{NRM}	f	β	q	MAD_{loc}	n_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.111	0.006	10 ≥ 4	17.0	0.641 ≥ 0.35	0.053 ≤ 0.1	10.6 ≥ 7	1.6 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

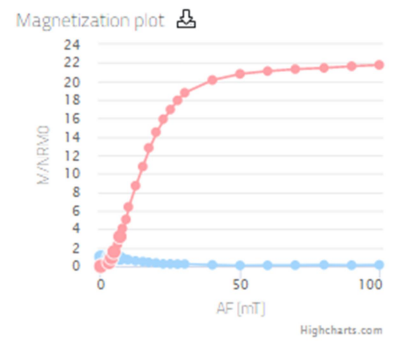
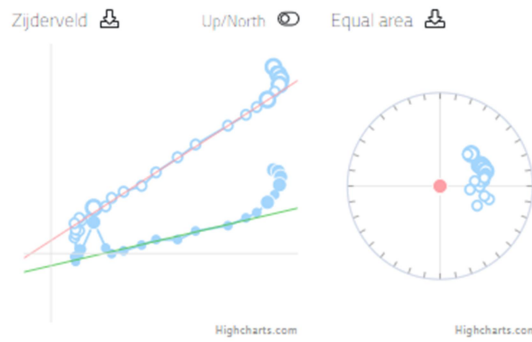


Save	b	σ_b	n	$B_{1/2NRM}$	f	β	q	MAD_{fit}	D_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.064	0.002	10	16.4	0.593	0.024	21.5	2.5	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

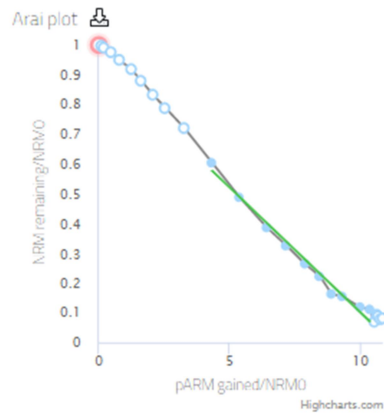


Change view: pTh plots

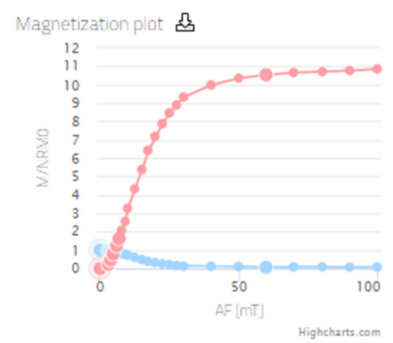
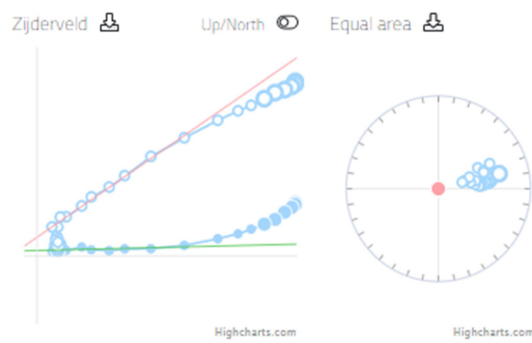


Save	b -0.041	σ_b 0.001	n 9 ≥ 4	$B_{2/IRM}$ 15.1	f 0.554 ≥ 0.35	β 0.021 ≤ 0.1	q 22.6 ≥ 7	MAD_{line} 3.2 ≤ 7	n_{bTRM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	------------------	--------------	------------------	---------------------	------------------------	-----------------	-------------------------	---------------------	----------------	-----------------	-----------------------

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	✓
60	
70	
80	
90	
100	

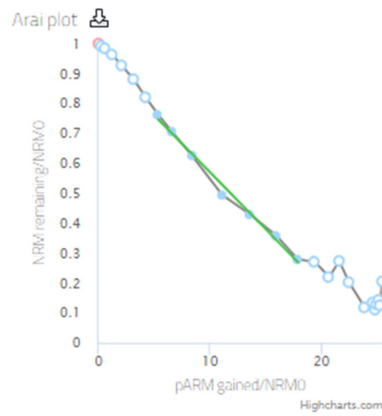


Change view: pTh plots

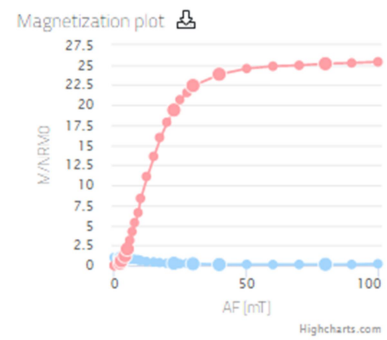
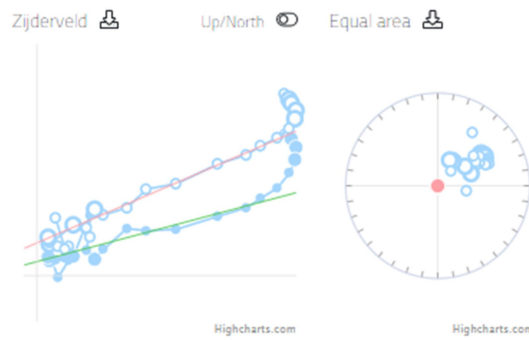


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	MAD_{loc}	n_{pTRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.084	0.004	10 ≥ 4	15.1	0.531 ≥ 0.35	0.046 ≤ 0.1	9.9 ≥ 7	4.6 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	
25	
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

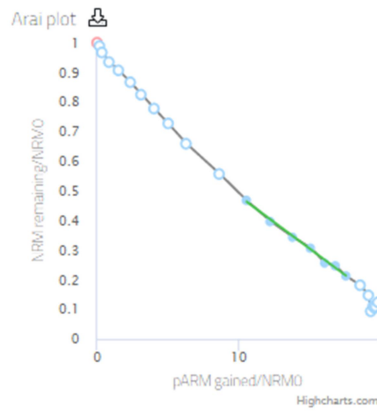


Change view: pTh plots

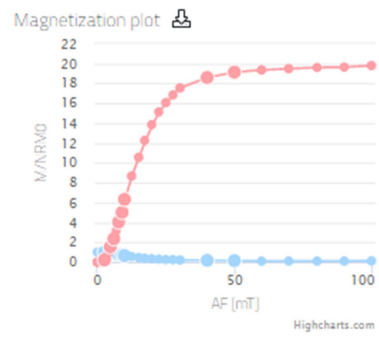
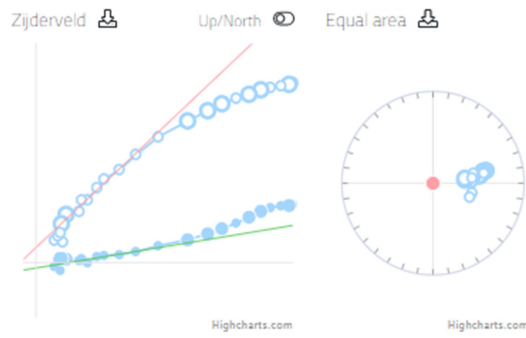


Save	b -0.038	σ_b 0.002	n 7 ≥ 4	B_{pARM} 14.1	f 0.505 ≥ 0.35	β 0.042 ≤ 0.1	q 9.8 ≥ 7	MAD_{NRM} 3.7 ≤ 7	ρ_{NRM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto interpret
-------------	---------------	---------------------	-----------------	--------------------	------------------------	---------------------------	-------------------	---------------------------	--------------------------	-------------------	--------------------	-----------------------

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

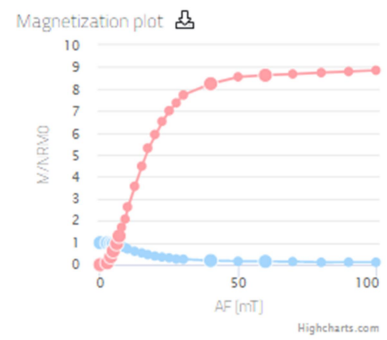
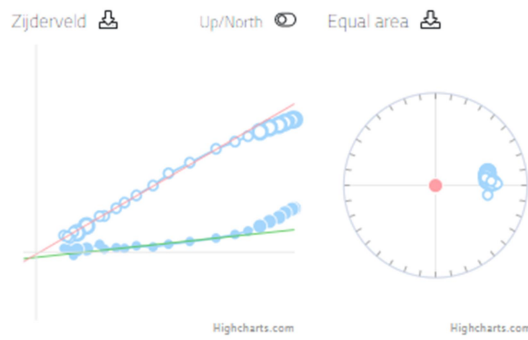
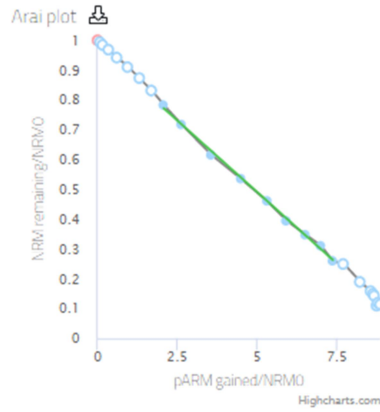


Change view: pTh plots



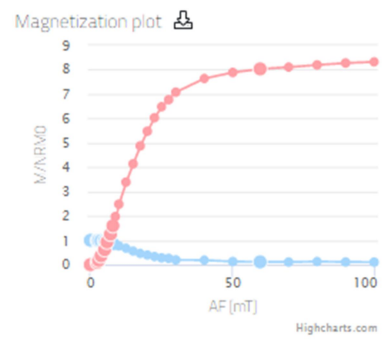
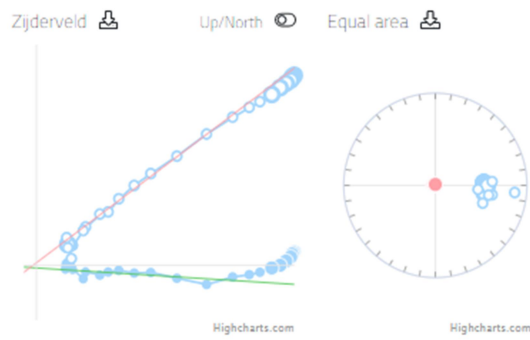
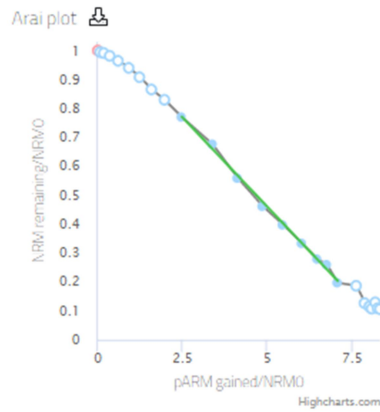
Save	b	σ_b	n	β_{NRM}	f	β	q	MAD_{NRM}	D_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.036	0.001	7	14.1	0.301	0.033	7.4	2.4	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.15	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	



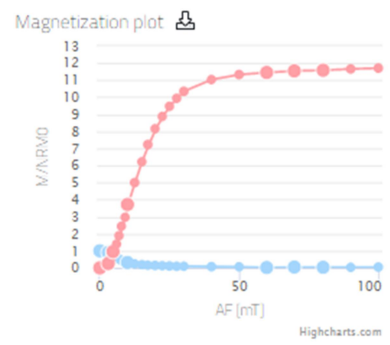
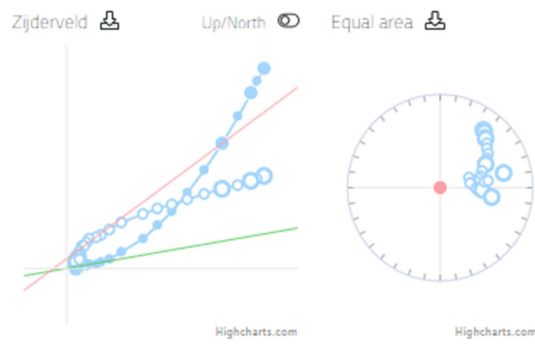
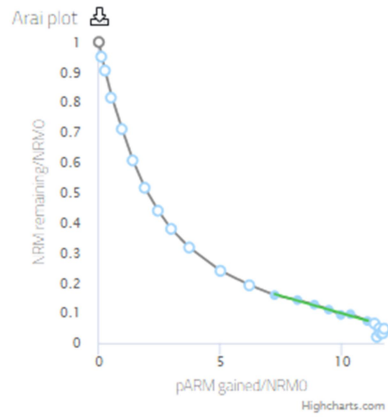
Save	b	σ_b	n	$B_{1/2NRM}$	f	β	q	$MAD_{1/2k}$	n_{2TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.096	0.002	9 ≥ 4	14.8	0.531 ≥ 0.35	0.017 ≤ 0.1	27.0 ≥ 2	1.4 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	



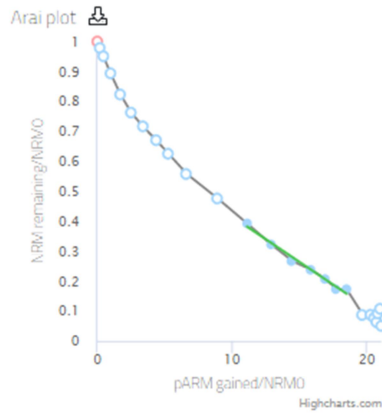
Save	b	σ_b	n	B_{NRM}	f	β	q	MAD_{JRC}	ρ_{IRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.124	0.003	9 ≥ 4	15.1	0.529 ≥ 0.35	0.021 ≤ 0.1	21.9 ≥ 7	1.5 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	
15	
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	



Save	b -0.023	σ_b 0.001	n 7	B_{NRM} 14.2	r 0.264	β 0.060	q 3.6	MAD_{NRC} 4.1	ρ_{NRM} -	DRAT -	CDRAT -	Auto interpret
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

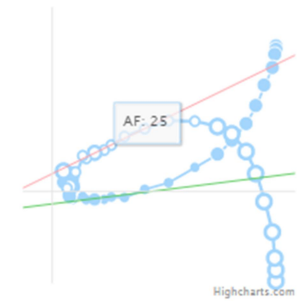


Change view: pTh plots

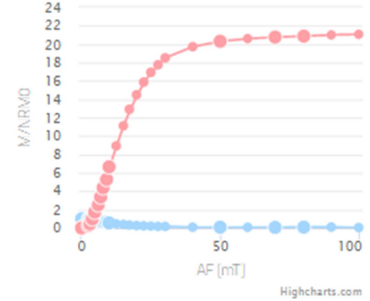
Zijderveld

Up/North

Equal area

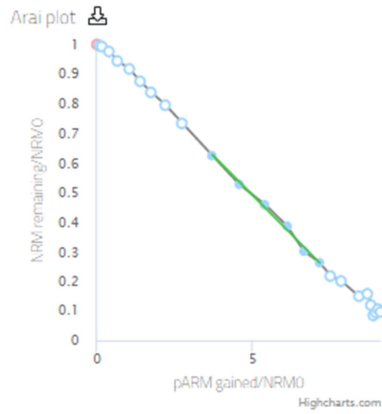


Magnetization plot



Save	b	σ_b	n	B_{NRM}	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.030	0.002	7 ≥ 4	14.3	0.308 ≥ 0.35	0.055 ≤ 0.1	4.5 ≥ 2	5.6 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

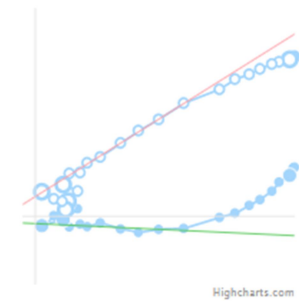


Change view: pTh plots

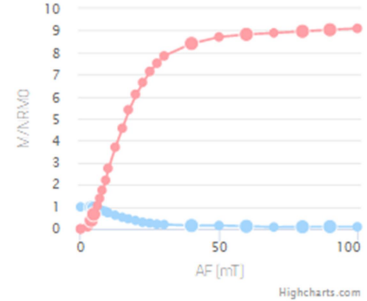
Zijderveld

Up/North

Equal area

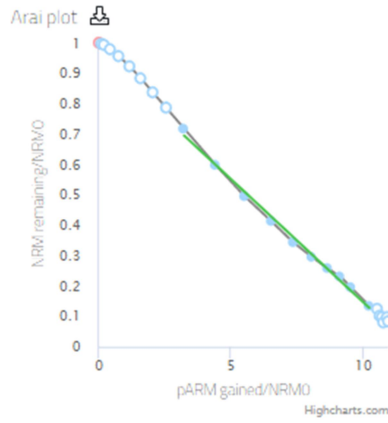


Magnetization plot

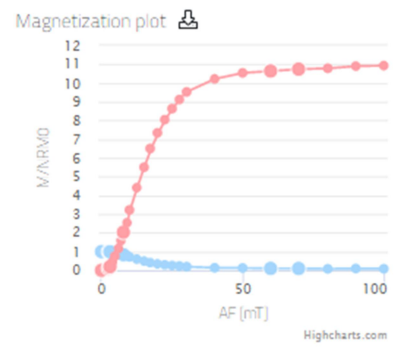
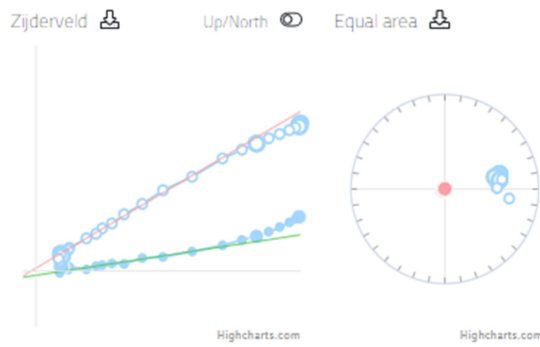


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.106	0.004	6 ≥ 4	14.9	0.356 ≥ 0.35	0.040 ≤ 0.1	7.1 ≥ 7	2.7 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

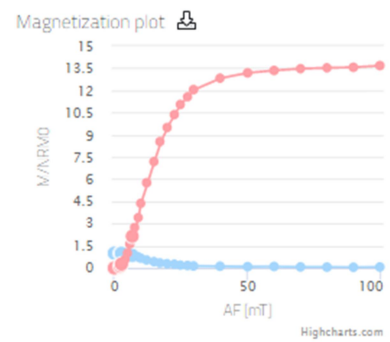
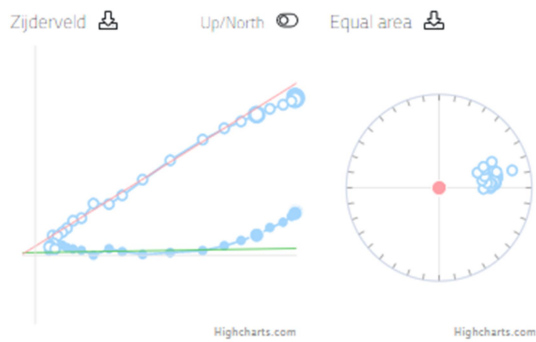
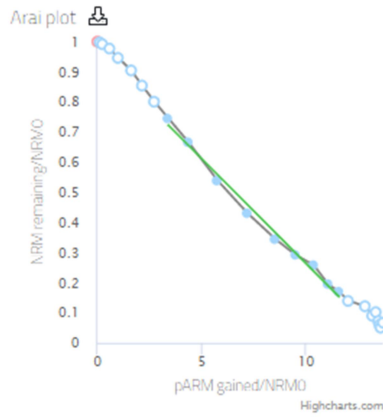


Change view: pTh plots



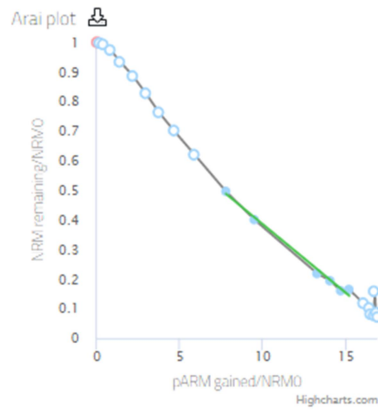
Save	b	σ_b	n	$B_{1/2ARM}$	f	β	q	$MAD_{D_{50}}$	n_{STRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.081	0.002	10 ≥ 4	14.9	0.601 ≥ 0.35	0.026 ≤ 0.1	20.0 ≥ 2	1.7 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

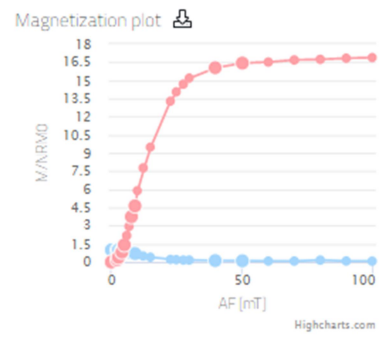
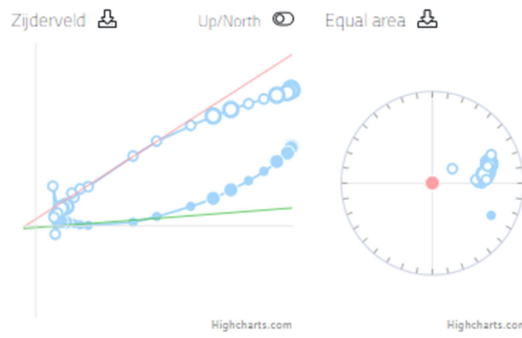


Save	b -0.070	σ_b 0.002	n 9 ≥ 4	B_{NRM} 14.4	f 0.596 ≥ 0.35	β 0.035 ≤ 0.1	q 14.5 ≥ 7	MAD_{NRM} 2.2 ≤ 7	ρ_{NRM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	------------------	--------------	----------------	---------------------	------------------------	-----------------	------------------------	-----------------------	----------------	-----------------	-----------------------

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	⊗
20	⊗
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

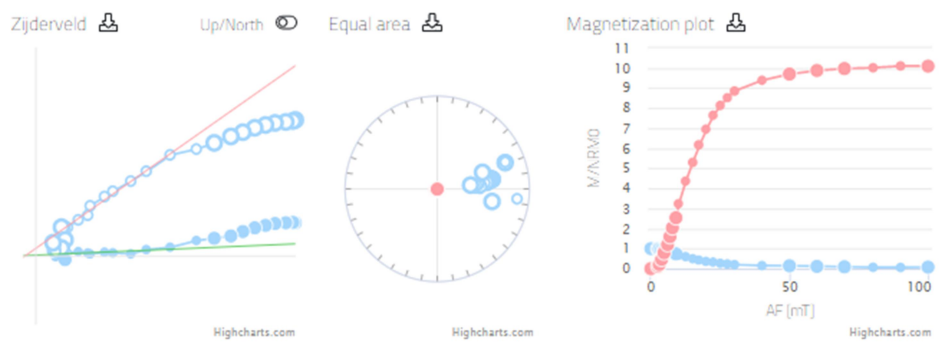
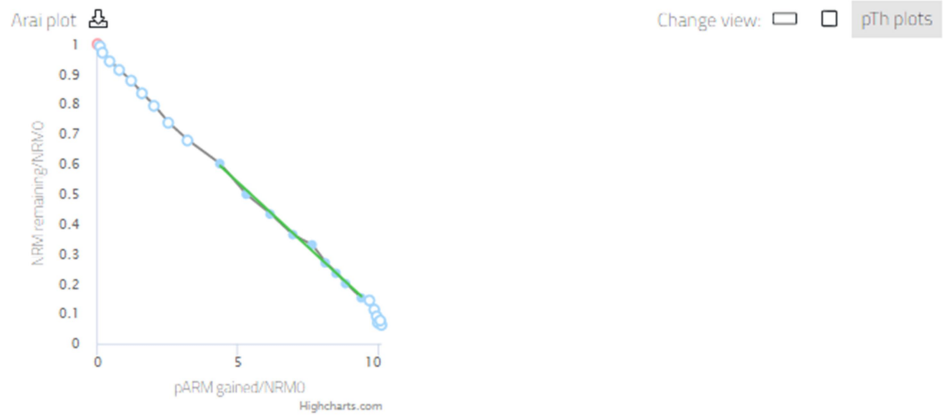


Change view: pTh plots



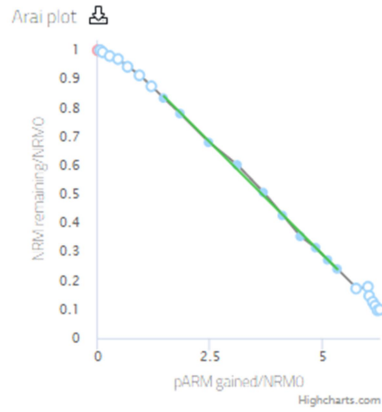
Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.046	0.002	6	13.5	0.398	0.045	5.6	2.3	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

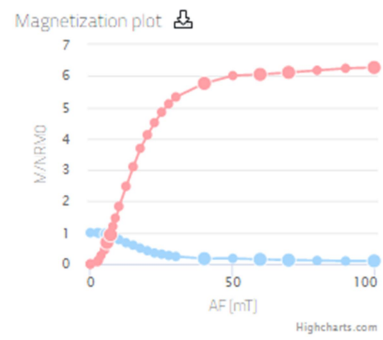
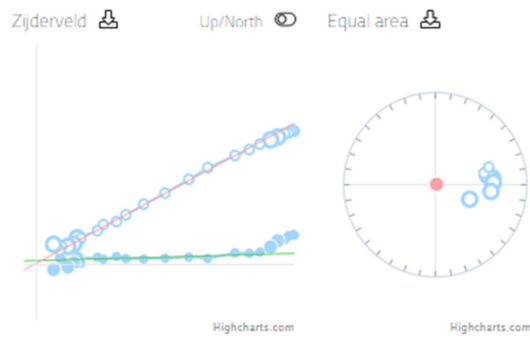


Save	b	σ_b	n	$B_{1/2ARM}$	f	β	q	$MAD_{1/2c}$	n_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.087	0.002	9 ≥ 4	14.3	0.455 ≥ 0.35	0.025 ≤ 0.1	15.4 ≥ 7	2.0 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

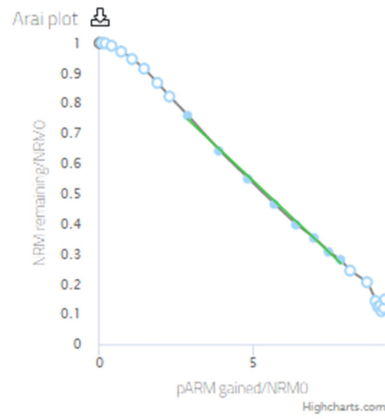


Change view: pTh plots

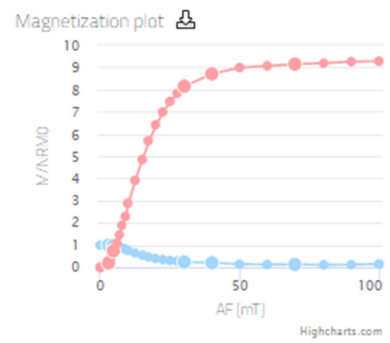
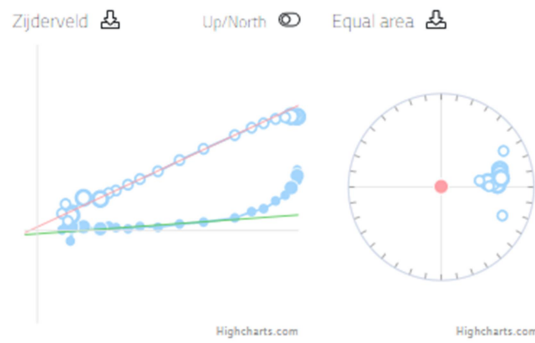


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	t	β	q	MAD_{pTh}	ρ_{pTh}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.156	0.002	10 ≥ 4	15.1	0.559 ≥ 0.35	0.014 ≤ 0.1	35.3 ≥ 2	1.0 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

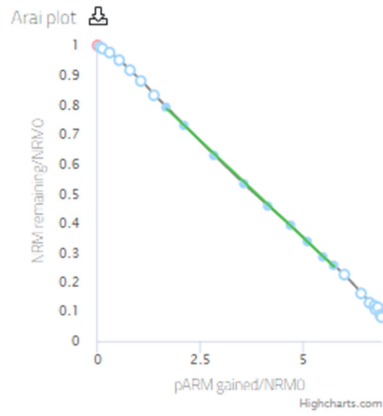


Change view: pTh plots

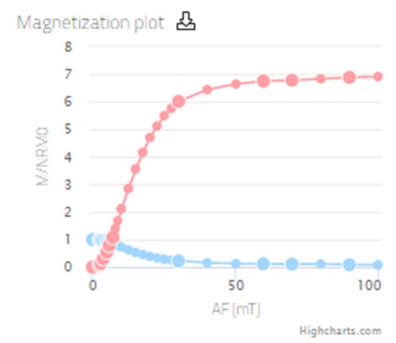
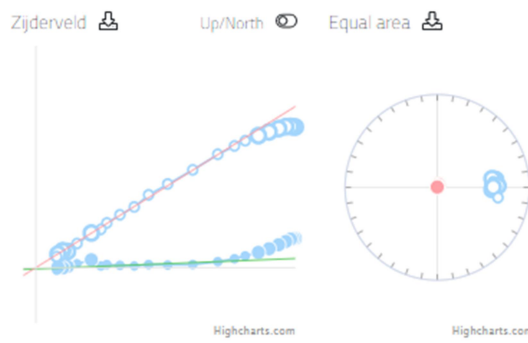


Save	b	σ_b	n	$B_{1/2NRM}$	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{STRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.096	0.002	8 ≥ 4	14.4	0.467 ≥ 0.35	0.022 ≤ 0.1	18.0 ≥ 2	1.1 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

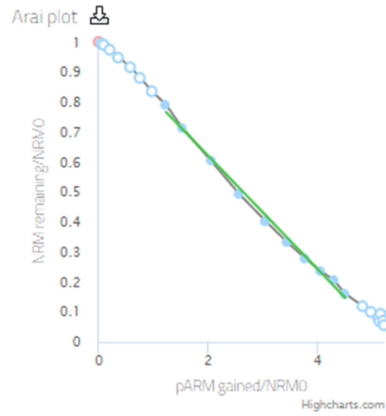


Change view: pTh plots

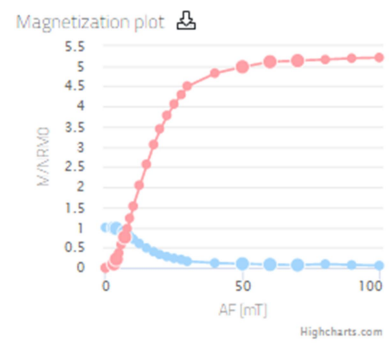
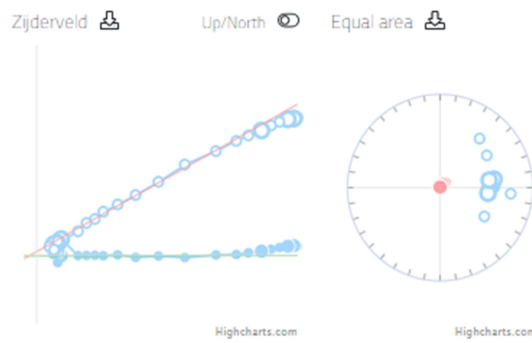


Save	b -0.131	σ_b 0.001	n 9	$B_{1/2ARM}$ 14.6	t 0.531	β 0.008	q 54.7	MAD_{NRM} 0.8	n_{TRM} -	DRAT -	CDRAT -	Auto Interpret
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

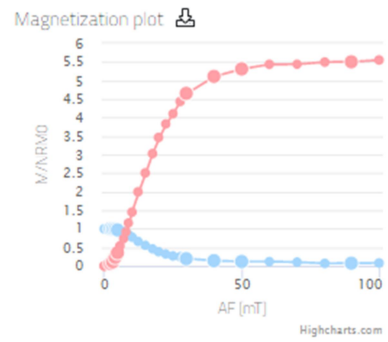
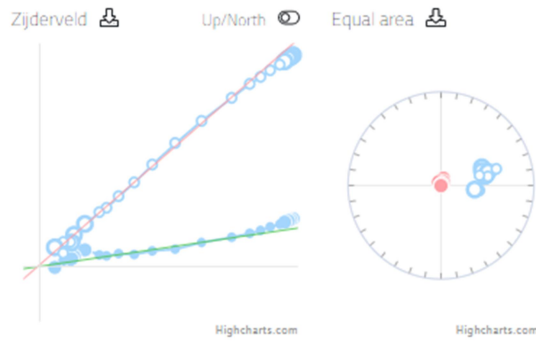
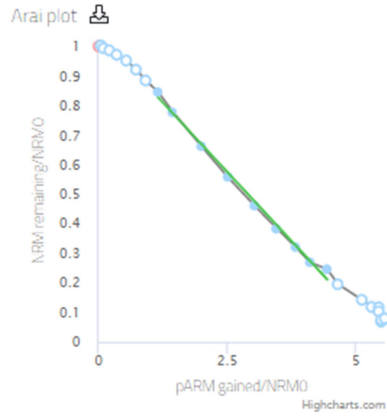


Change view: pTh plots



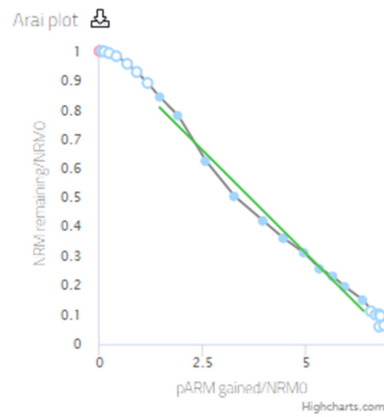
Save	b -0.189	σ_b 0.005	n 10 ≥ 4	$B_{3/ARM}$ 15.2	f 0.625 ≥ 0.35	β 0.025 ≤ 0.1	q 21.5 ≥ 7	MAD_{ARC} 1.1 ≤ 7	n_{pTRM} - ≥ 3	DRAT - ≤ 10	CDRAT - ≤ 11	Auto Interpret
-------------	------------	------------------	--------------------	------------------	--------------------------	-----------------------------	----------------------	-----------------------------	--------------------------	---------------------	----------------------	-----------------------

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

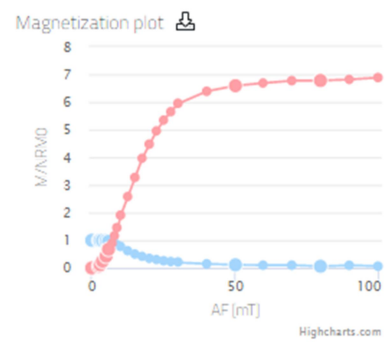
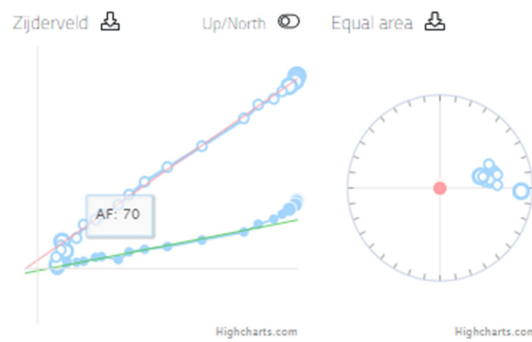


Save	b	σ_b	n	$B_{y/NRM}$	f	β	q	MAD_{fit}	$n_{y/IRM}$	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.188	0.005	9	16.3	0.581	0.028	17.7	0.8	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

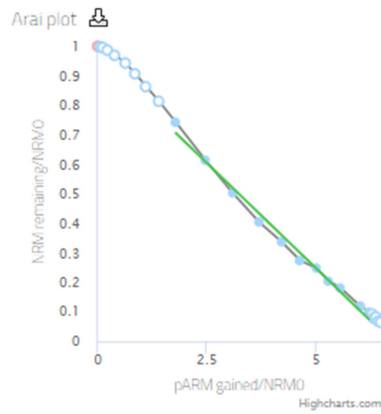


Change view: pTh plots

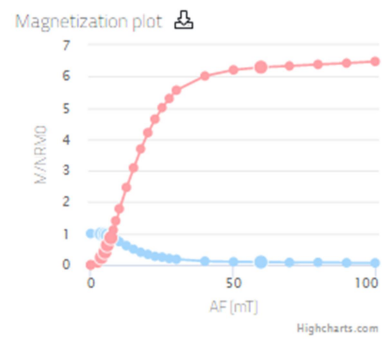
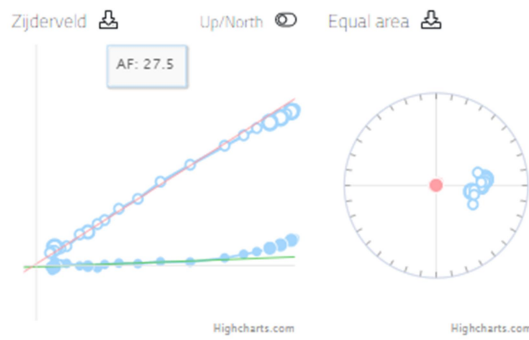


Save	b	σ_b	n	$B_{3/VRM}$	t	β	q	MAD_{VRM}	n_{bTRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.141	0.006	11 ≥ 4	15.6	0.685 ≥ 0.35	0.0/43 ≤ 0.1	14.2 ≥ 7	1.7 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	✓
60	
70	
80	
90	
100	

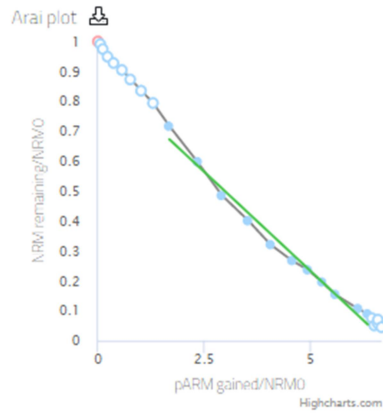


Change view: pTh plots



Save	h	σ_h	n	B_{MTRM}	f	β	q	MAD_{TRM}	ρ_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.142	0.005	11 ≥ 4	15.6	0.663 ≥ 0.35	0.035 ≤ 0.1	16.7 ≥ 7	1.4 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	✓
60	
70	
80	
90	
100	

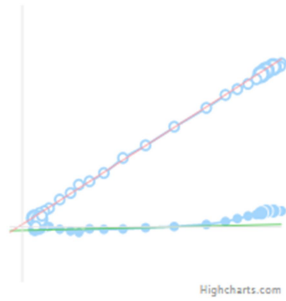


Change view: pTh plots

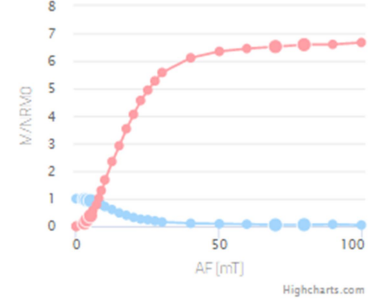
Zijderveld

Up/North

Equal area

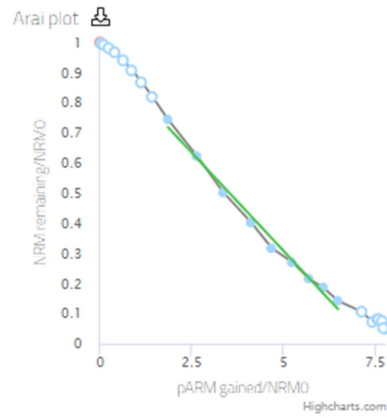


Magnetization plot

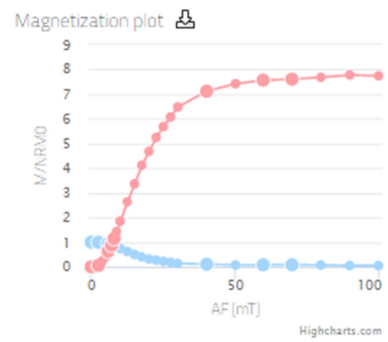
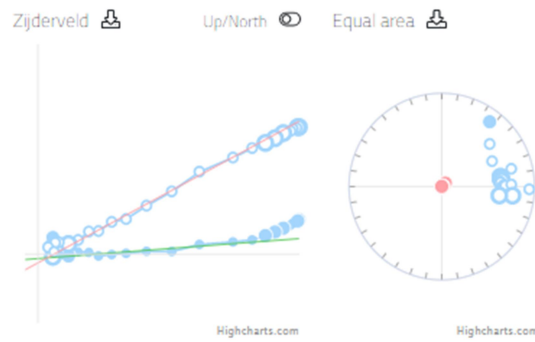


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	r	β	q	MAD_{pTh}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto interpret
	-0.133	0.006	11 ≥ 4	16.7	0.695 ≥ 0.35	0.043 ≤ 0.1	14.4 ≥ 2	1.9 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	



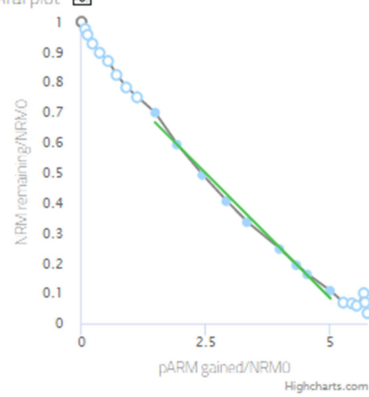
Change view: pTh plots



Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	$MAD_{f/c}$	ρ_{pARM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.130	0.005	9	16.7	0.628	0.039	13.7	2.9	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

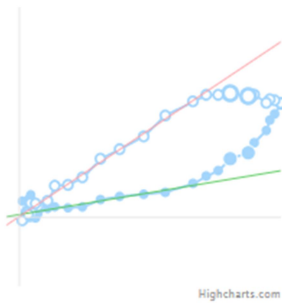
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	⊗
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

Arai plot



Change view: pTh plots

Zijdeveld

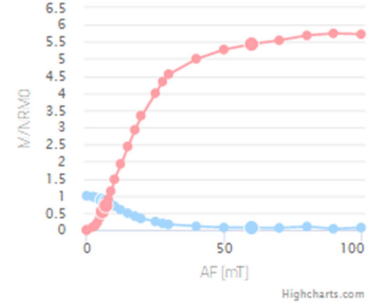


Up/North

Equal area

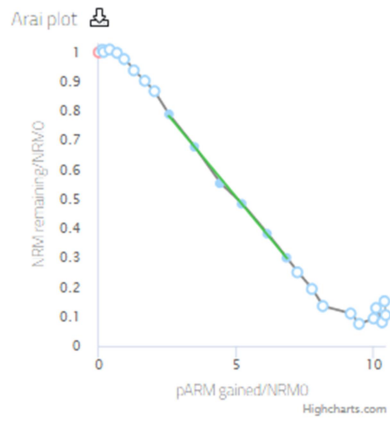


Magnetization plot

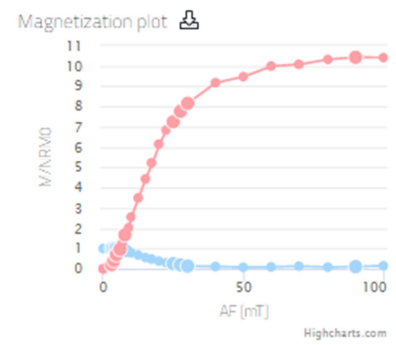
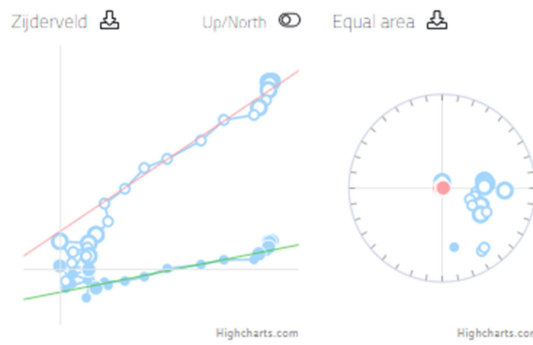


Save	b	σ_b	n	$B_{1/2RM}$	f	β	q	$MAD_{1/2c}$	n_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.166	0.006	9 ≥ 4	17.2	0.6444 ≥ 0.35	0.036 ≤ 0.1	15.6 ≥ 7	1.7 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

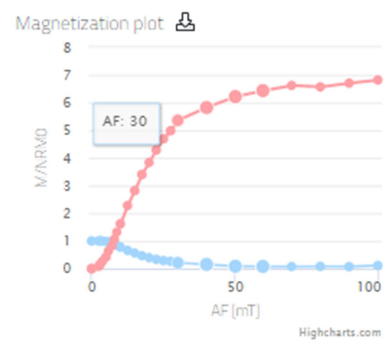
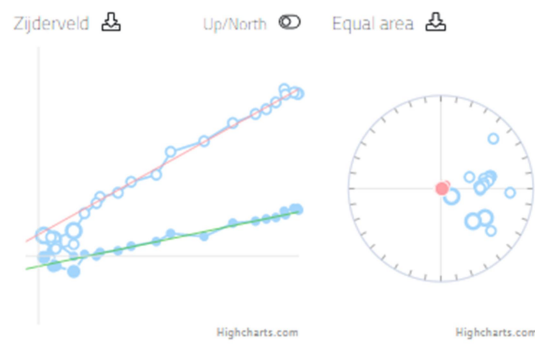
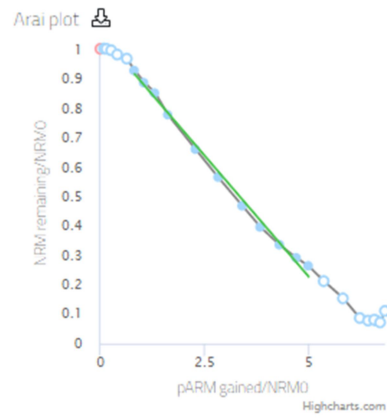


Change view: pTh plots



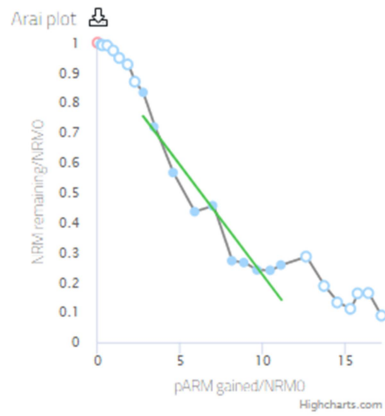
Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	MAD_{line}	n_{pARM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.113	0.003	6 ≥ 4	17.4	0.454 ≥ 0.35	0.023 ≤ 0.1	15.6 ≥ 7	5.3 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	✓
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

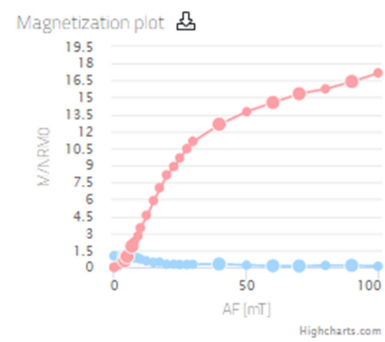
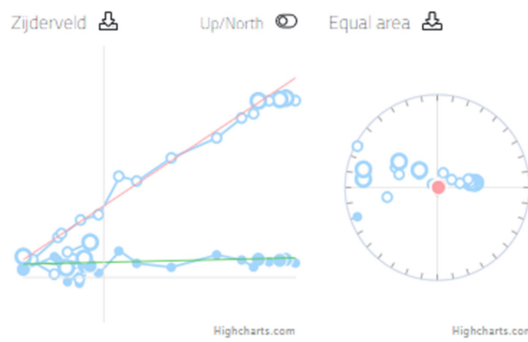


Save	b	σ_b	n	$B_{0/NRM}$	f	β	q	MAD_{fit}	ρ_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.165	0.004	11 ≥ 4	17.5	0.642 ≥ 0.35	0.026 ≤ 0.1	22.1 ≥ 2	3.2 ≤ 7	-	-	-	
									≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

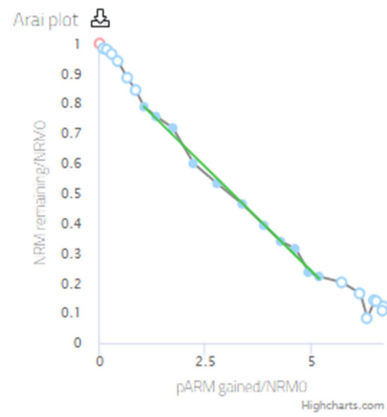


Change view: pTh plots

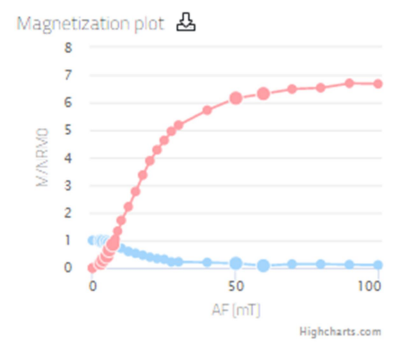
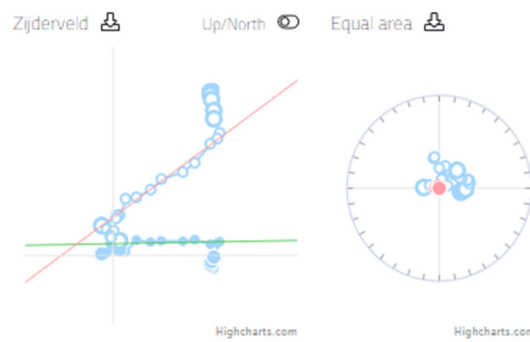


Save	b	σ_b	n	$B_{1/2ARM}$	f	β	q	$MAD_{1/2}$	n_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.073	0.008	10 ≥ 4	21.5	0.622 ≥ 0.35	0.113 ≤ 0.1	4.6 ≥ 2.7	19.7 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

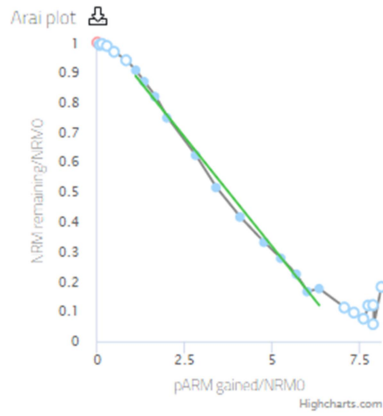


Change view: pTh plots

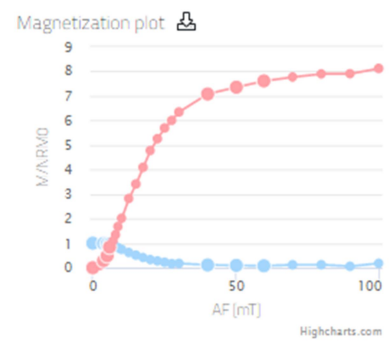
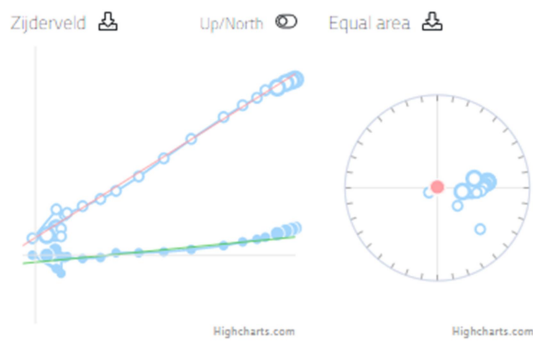


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	MAD_{exc}	n_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.139	0.003	11 ≥ 4	17.4	0.610 ≥ 0.35	0.025 ≤ 0.1	22.0 ≥ 7	7.2 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	✓
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

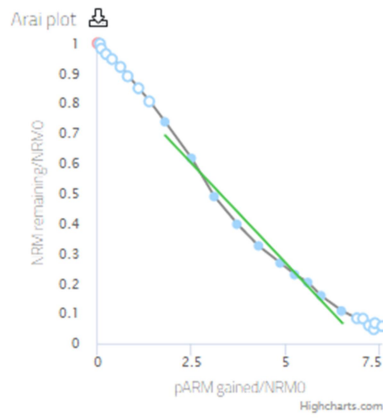


Change view: pTh plots



Save	b	σ_b	n	B_{NRM}	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.146	0.004	12 ≥ 4	17.4	0.714 ≥ 0.35	0.029 ≤ 0.1	22.2 ≥ 7	2.9 ≤ 7	-	-	-	

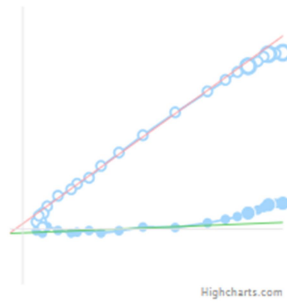
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	



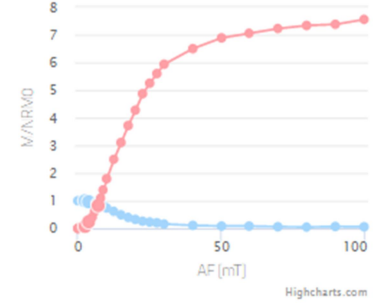
Zijdveld

Up/North

Equal area

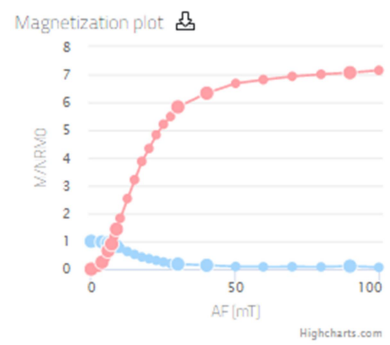
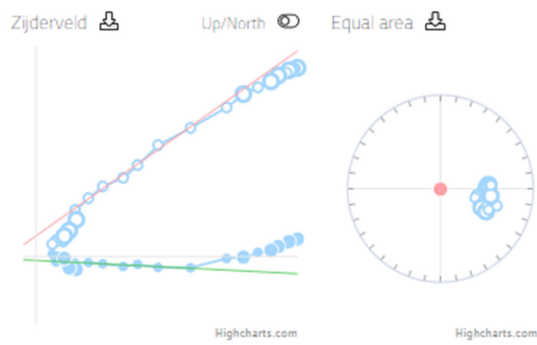
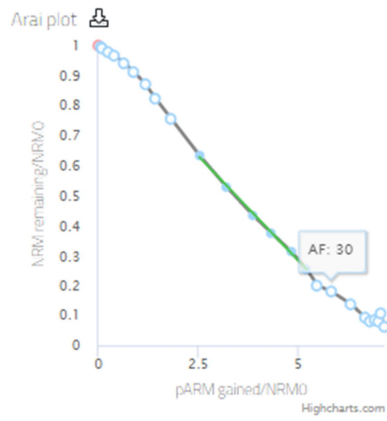


Magnetization plot



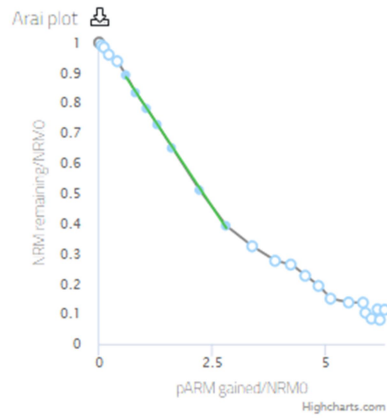
Save	b	σ_e	n	B_{pARM}	f	β	q	MAD_{pTh}	n_{pTh}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.133	0.007	10 ≥ 4	17.8	0.673 ≥ 0.35	0.054 ≤ 0.1	11.0 ≥ 2	2.0 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

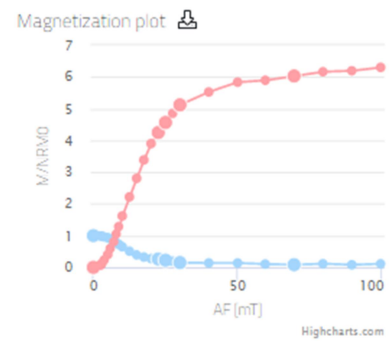
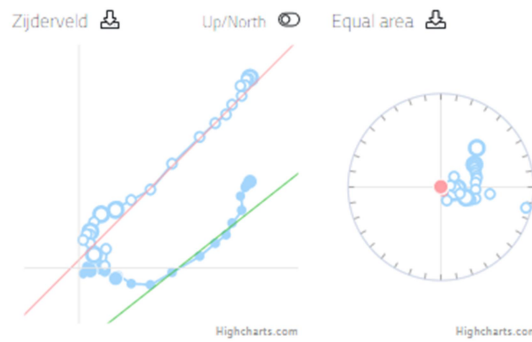


Save	b	σ_b	n	$B_{1/2NRM}$	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto interpret
	-0.140	0.003	6	16.4	0.384	0.019	16.0	2.3	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	✓
7	✓
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	
20	
22.5	
25	
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

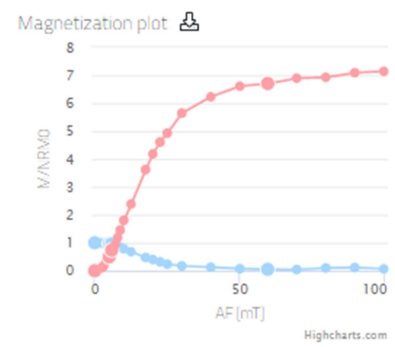
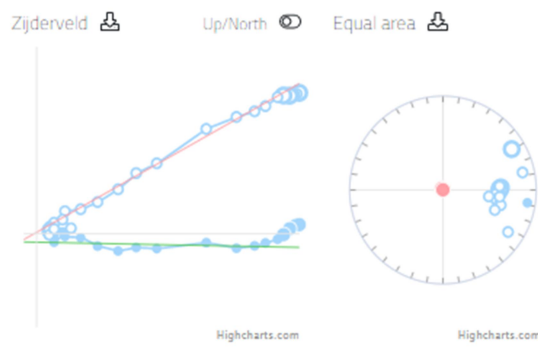
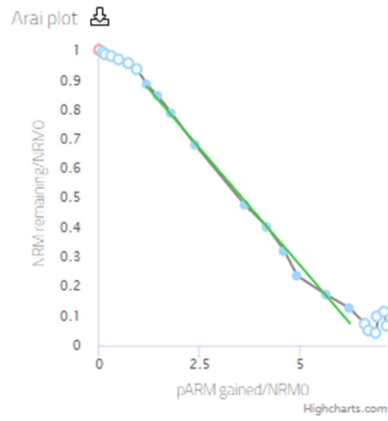


Change view: pTh plots



Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	$MAD_{1/\nu}$	n_{pTRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.226	0.003	7	16.5	0.490	0.013	29.7	6.4	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

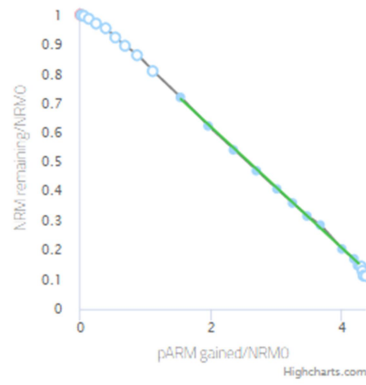
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	⊗
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	⊗
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	



Save	b	σ_b	n	$B_{1/2ARM}$	f	β	q	$MAD_{1/2c}$	ρ_{TRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.159	0.005	10 ≥ 4	17.3	0.731 ≥ 0.35	0.030 ≤ 0.1	20.8 ≥ 7	2.8 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

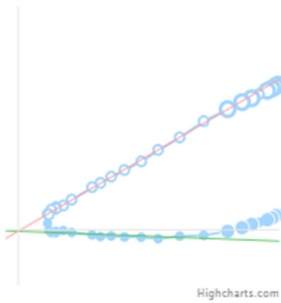
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	✓
60	✓
70	
80	
90	
100	

Arai plot



Change view: pTh plots

Zijderveld

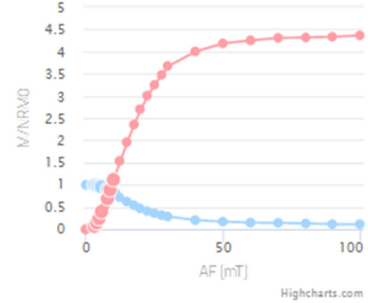


Up/North



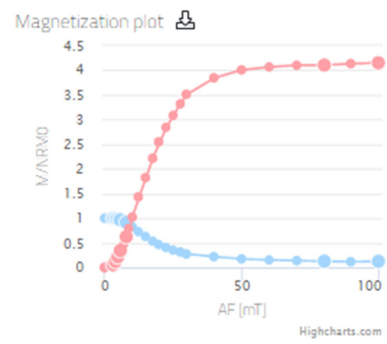
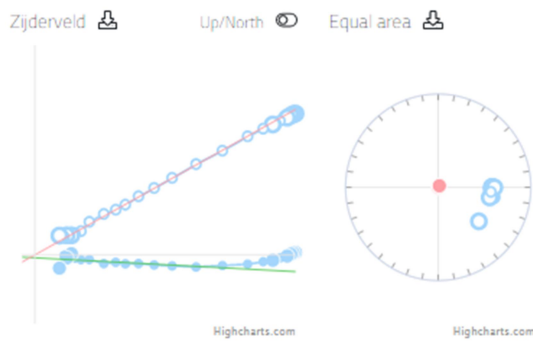
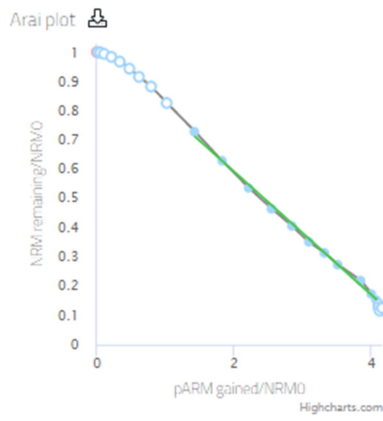
Equal area

Magnetization plot



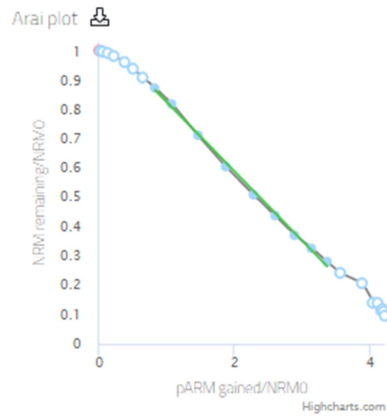
Save	b	σ_b	n	B_{NRM}	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.206	0.002	11 ≥ 4	16.4	0.549 ≥ 0.35	0.009 ≤ 0.1	51.1 ≥ 7	1.2 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	✓
60	✓
70	
80	
90	
100	

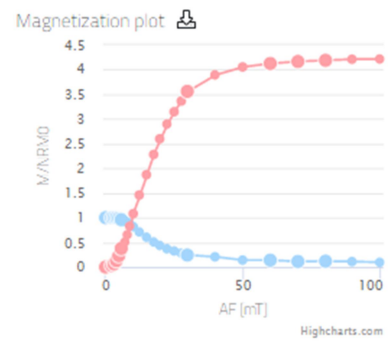
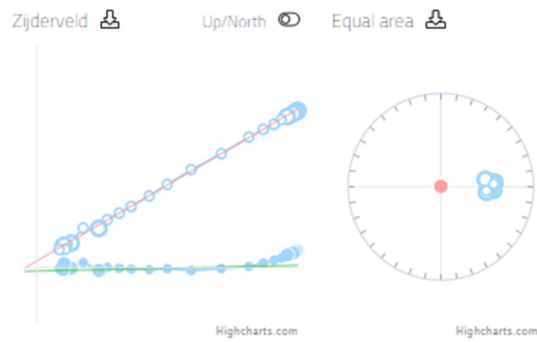


Save	h	σ_h	n	$B_{50\%}$	f	β	q	$MAD_{50\%}$	ρ_{IRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.211	0.004	11	16.6	0.558	0.018	27.7	1.4	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

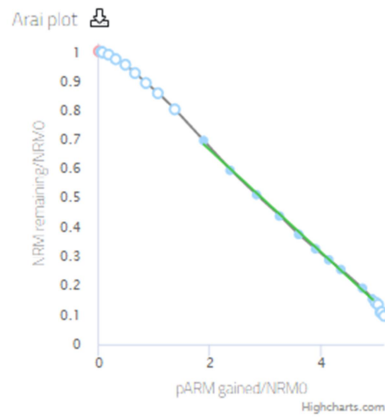


Change view: pTh plots

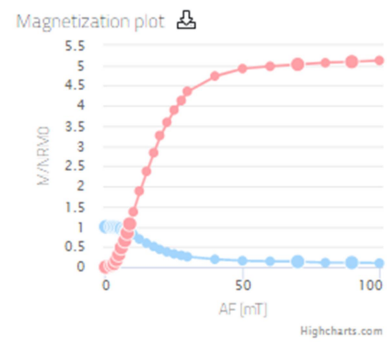
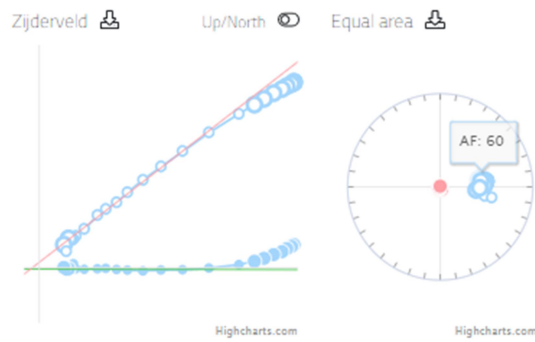


Save	b	σ_b	n	$B_{1/2ARM}$	f	β	q	MAD_{Ave}	n_{pTRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.237	0.005	9 ≥ 4	16.4	0.562 ≥ 0.35	0.020 ≤ 0.1	24.5 ≥ 7	1.1 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	✓
60	
70	
80	
90	
100	

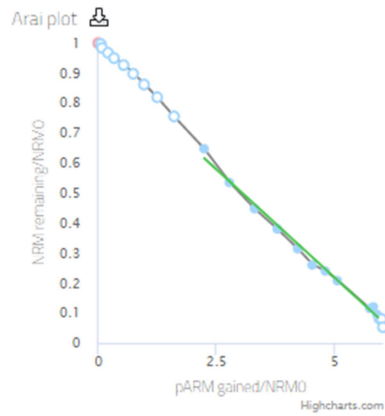


Change view: pTh plots

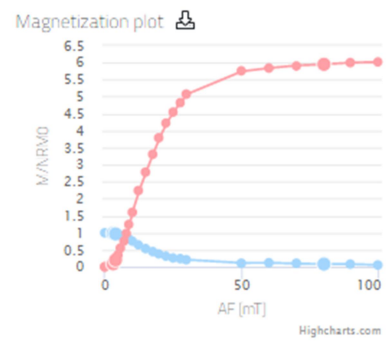
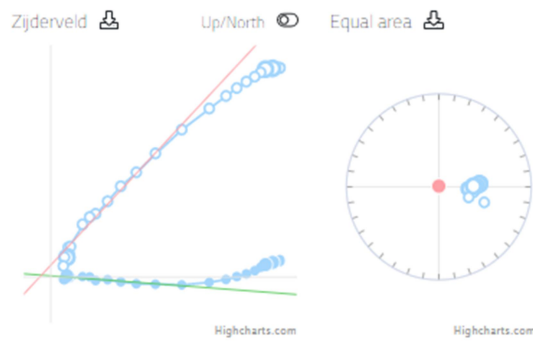


Save	b	σ_b	n	B_{NRM}	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.175	0.002	10 ≥ 4	16.0	0.529 ≥ 0.35	0.014 ≤ 0.1	33.1 ≥ 7	1.1 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	⊗
50	✓
60	✓
70	✓
80	
90	
100	



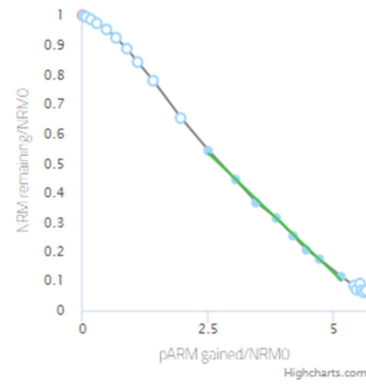
Change view: pTh plots



Save	b	σ_b	n	B_{yARM}	f	β	q	$MAD_{1\%}$	ρ_{ARM}	DRAT	CDRAT	Auto interpret
	-0.144	0.004	11 ≥ 4	16.1	0.577 ≥ 0.35	0.031 ≤ 0.1	16.2 ≥ 7	2.6 ≤ 7	-	-	-	
									≥ 3	≤ 10	≤ 11	

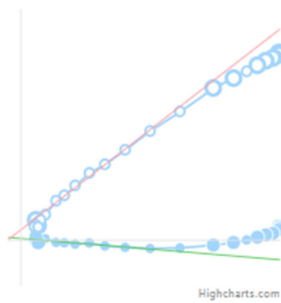
AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
12.5	
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	✓
50	
60	
70	
80	
90	
100	

Arai plot



Change view: pTh plots

Zijderveld

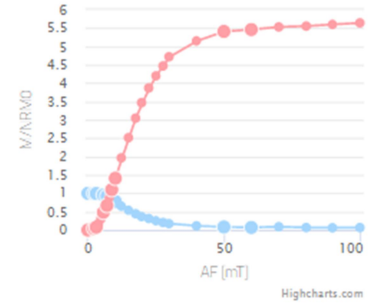


Up/North

Equal area

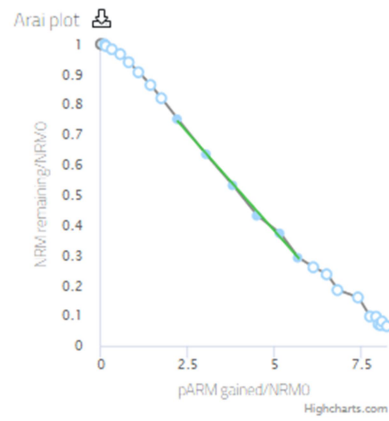


Magnetization plot

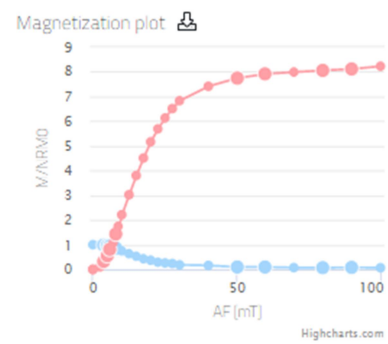
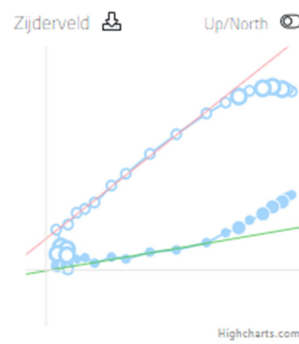


Save	b	σ_b	n	$B_{50/NRM}$	t	β	q	MAD_{NRM}	n_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto interpret
	-0.163	0.004	8 ≥ 4	16.4	0.455 ≥ 0.35	0.023 ≤ 0.1	16.9 ≥ 7	2.2 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

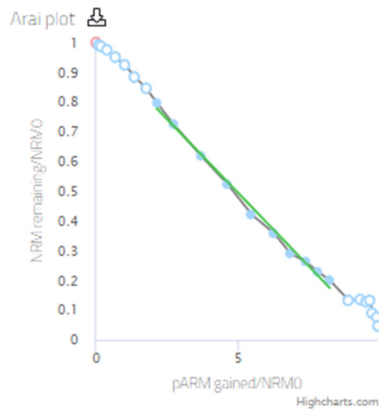


Change view: pTh plots



Save	b	σ_b	n	$B_{1/2ARM}$	f	β	q	$MAD_{1/2}$	ρ_{bTRM}	DRAT	CDRAT	Auto interpret
	-0.130	0.004	6	16.1	0.442	0.028	12.6	2.8	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

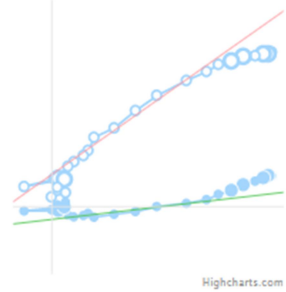


Change view: pTh plots

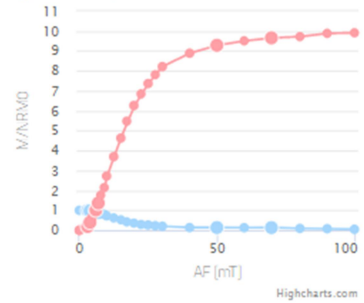
Zijderveld

Up/North

Equal area

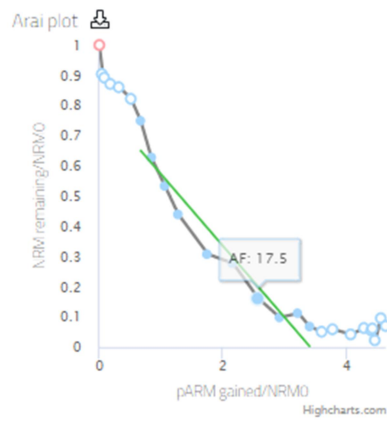


Magnetization plot

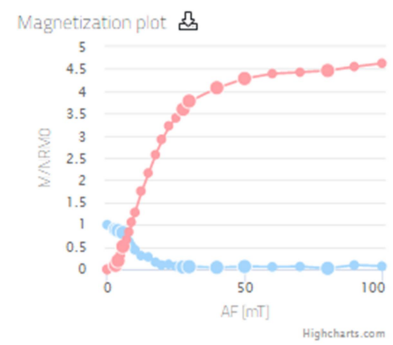
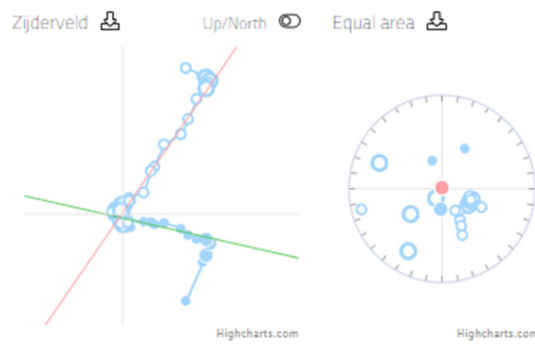


Save	b -0.099	σ_b 0.003	n 10	$B_{S/NRM}$ 16.0	f 0.605	β 0.028	q 19.1	MAD_{fit} 6.9	Γ_{hTRM} -	DRAT -	CDRAT -	Auto Interpret
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	✓
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

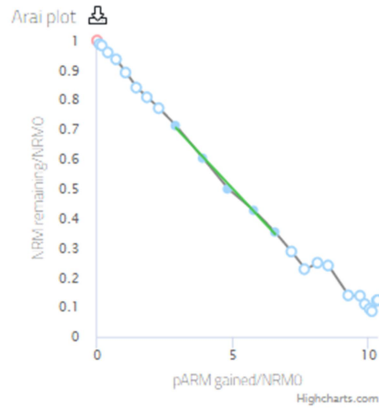


Change view: pTh plots

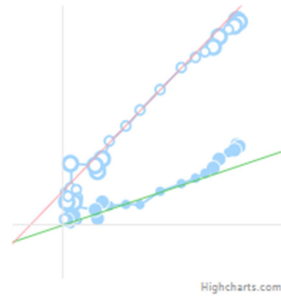


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	$MAD_{f_{pTh}}$	ρ_{pARM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.237	0.021	10	15.9	0.821	0.089	8.0	4.0	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	
25	
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	



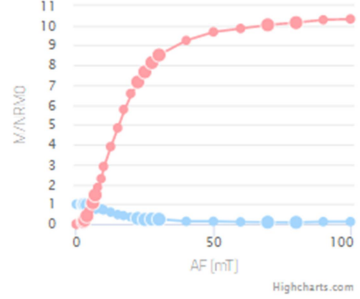
Zijderveld



Up/North

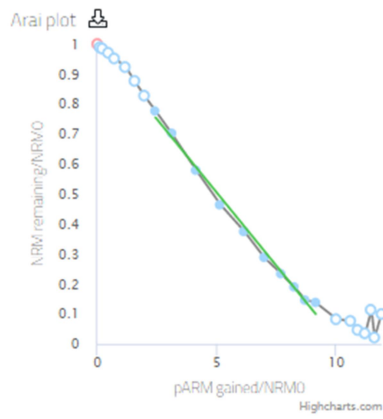


Magnetization plot

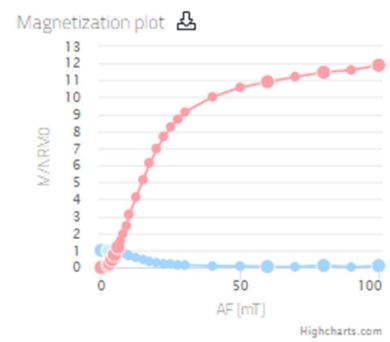
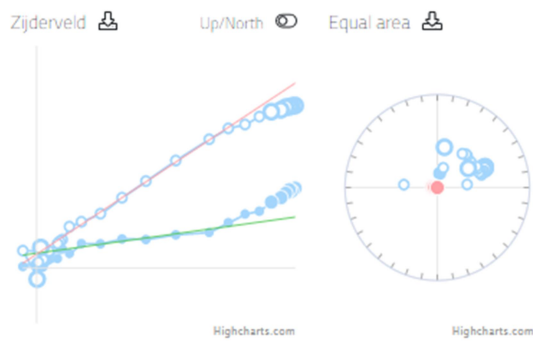


Save	b	σ_2	n	$B_{s/NRM}$	f	β	q	MAD_{NRM}	D_{sTRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.098	0.004	5	15.9	0.363	0.041	6.6	2.4	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 2	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

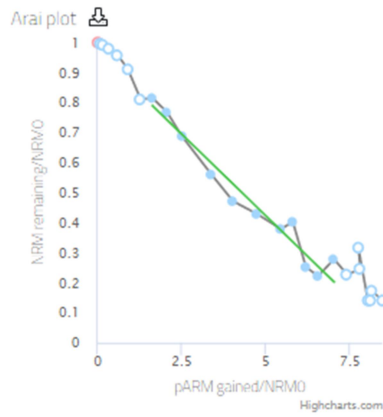


Change view: pTh plots

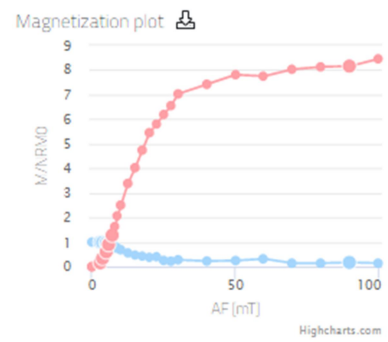
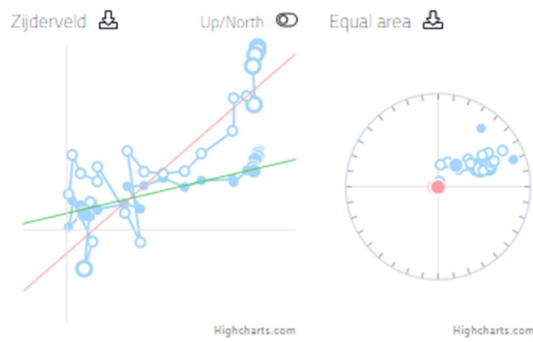


Save	b	σ_b	n	B_{yIRM}	f	β	q	MAD_{mix}	ρ_{yIRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.098	0.003	10 ≥ 4	17.0	0.650 ≥ 0.35	0.031 ≤ 0.1	18.6 ≥ 7	4.4 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	✓
9	✓
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	✓
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

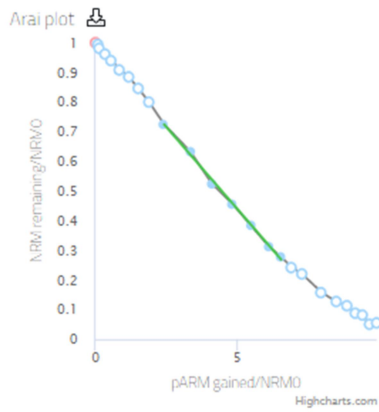


Change view: pTh plots

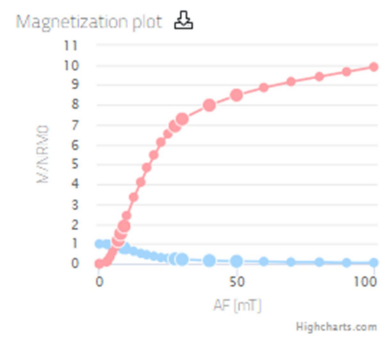
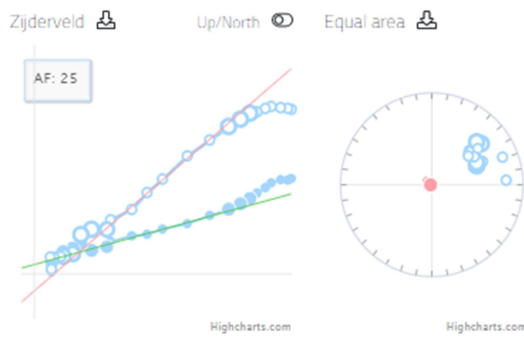


Save	b	σ_b	n	B_{NRM}	f	β	q	MAD_{NRM}	ρ_{NRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.109	0.008	11 ≥ 4	15.7	0.583 ≥ 0.35	0.072 ≤ 0.1	7.0 ≥ 7	10.7 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	

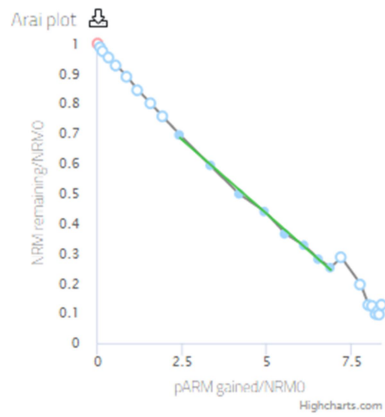


Change view: pTh plots

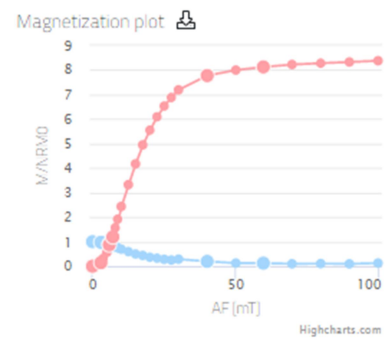
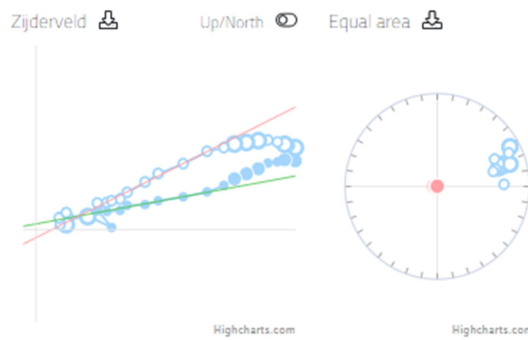


Save	b	σ_b	n	B_{pARM}	f	β	q	MAD_{pTh}	ρ_{pTRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.110	0.002	7	17.9	0.455	0.022	16.7	2.3	-	-	-	
			≥ 4		≥ 0.35	≤ 0.1	≥ 7	≤ 7	≥ 3	≤ 10	≤ 11	

AF	
0	
2.5	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	✓
12.5	✓
15	✓
17.5	✓
20	✓
22.5	✓
25	✓
27.5	✓
30	
40	
50	
60	
70	
80	
90	
100	



Change view: pTh plots



Save	b	σ_b	n	$B_{1/2ARM}$	f	β	q	MAD_{line}	n_{ITRM}	DRAT	CDRAT	Auto Interpret
	-0.099	0.002	8 ≥ 4	15.1	0.477 ≥ 0.35	0.023 ≤ 0.1	17.4 ≥ 7	1.9 ≤ 7	- ≥ 3	- ≤ 10	- ≤ 11	