

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**VARIAÇÃO PALEOSECULAR E PALEOINTENSIDADE
RELATIVA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO SUL DO
BRASIL ENTRE 45 E 3 MIL ANOS**

CAMILA TRINDADE LOPES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

COORIENTADOR – Prof. Dr. Everton Frigo

Porto Alegre, 2024

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**VARIAÇÃO PALEOSECULAR E PALEOINTENSIDADE
RELATIVA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO SUL DO
BRASIL ENTRE 45 E 3 KYR**

CAMILA TRINDADE LOPES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

COORIENTADOR – Prof. Dr. Everton Frigo

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco – Programa de Pós-Graduação em Geofísica,
Observatório Nacional (ON)

Prof^a Dra. Daniele Cornello de Paiva Brandt – Universidade de São Paulo (USP)

Prof. Dr. Wilbor Poletti – Instituto de Ciência e Tecnologia, Universidade Federal dos
Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM)

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do
Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre, 2024

CIP - Catalogação na Publicação

Lopes, Camila Trindade
VARIAÇÃO PALEOSECULAR E PALEOINTENSIDADE RELATIVA
DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO SUL DO BRASIL ENTRE 45 E 3
MIL ANOS / Camila Trindade Lopes. -- 2024.
175 f.
Orientador: Jairo Francisco Savian.

Coorientador: Everton Frigo.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2024.

1. Campo geomagnético terrestre. 2.
Paleomagnetismo. 3. Variação secular. I. Savian, Jairo
Francisco, orient. II. Frigo, Everton, coorient. III.
Título.

DEDICATÓRIA

Dedico esta Tese ao meu pai Paulo Roberto (in memoriam), minha mãe Cláudia, ao meu esposo Alexandre e meu filho Noah, pelo apoio incondicional, e por sempre serem minhas fontes inspiradoras de valores e princípios.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus por ter me acompanhado durante todo esse percurso, garantindo minha saúde e determinação, sem os quais não teria chegado até aqui.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Jairo Francisco Savian, por ser acessível, disponível, por acreditar e conceder tamanha oportunidade de atuar como uma verdadeira pesquisadora ao longo desses anos. Muito obrigada por me oferecer toda a estrutura possível para realizar este trabalho. Sou muito grata pelo seu apoio e incentivo a pesquisa. Por ter confiado na minha capacidade e por todo conhecimento compartilhado. Por fim e não menos importante obrigada pelas memórias das muitas conversas descontraídas que tivemos em grupos no primeiro laboratório de paleomagnetismo da UFRGS, conquistado com muito esforço.

Agradeço ao meu coorientador Prof. Dr. Everton Frigo, que me motiva e me acompanha desde a graduação me dando oportunidades e me levando a este caminho da pesquisa. Muito obrigada pela disponibilidade em me ensinar, por toda paciência, pela troca e conhecimento compartilhado, pelas conversas na UFRGS e na UNIPAMPA, pelos cafés fortes e amargos e por torcer por mim. Teu apoio na retaguarda contribuiu muito para que esse título fosse alcançado e para meu crescimento como pesquisadora. Com certeza ganhei dois amigos nesse mundo das geociências.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), pela estrutura e formação de excelência. Aos professores, colegas, técnicos e funcionários, por todas as trocas durante o curso e realização desta tese.

Aos coautores dos dois artigos científicos pelas valiosas discussões, que muito contribuíram para a elaboração desta tese. Em especial, a Prof^a. Dra. Maria Alejandra Gómez Pivel por ser incansável em suas contribuições, por ter desempenhado e ocupado um papel fundamental na minha trajetória com suas doces palavras de conforto e encorajamento, com certeza ganhei uma amiga querida para a vida. A Prof. Dr. Claudia Gogorza que atenciosamente me cedeu dados utilizados no primeiro e segundo artigo. Agradeço também a Prof^a. Dra. Sanja Panovska, que gentilmente cedeu seus dados e contribuiu ativamente para que o segundo artigo fosse submetido.

Agradeço aos amigos e todos os colegas do Laboratório de Paleomagnetismo da UFRGS. Em especial a Carolina Gonçalves Leandro, minha dupla, que encarou comigo a vida de pesquisadora desde o mestrado e que dividiu comigo todas as etapas dessa trajetória, as boas e as nem tão boas assim. Tu não imagina a importância que tua amizade e parceria significou pra mim. Ao amigo e colega Gabriel Endrizzi por me ajudar na coleta e preparação dos dados e pelas risadas que me fez dar durante as muitas conversas e reflexões em laboratório.

Agradeço aos meus pais, Paulo Roberto e Cláudia, que me deram oportunidade de chegar até aqui e não mediram esforços que isso acontecesse. Ao meu esposo Alexandre e filho Noah por entenderem muitas vezes minha ausência, por estarem sempre ao meu lado, me incentivando e me dando todo amor e suporte que precisei. Muito obrigada por sempre serem meus alicerces.

E por fim, agradeço a todos os meus familiares e amigos que sempre torceram pelo meu sucesso.

RESUMO

O campo geomagnético terrestre, gerado no núcleo externo fluido, apresentou grandes flutuações no passado, incluindo a ocorrência de excursões e reversões geomagnéticas. Além disso, o campo terrestre apresenta uma feição de baixa intensidade, a Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS), que pode estar diretamente associada a mudanças do campo interno. Os modelos de campo principal e sua variação secular são amplamente utilizados em estudos sobre a dinâmica das camadas externas do núcleo da Terra. Os dados nos quais os modelos do campo principal se baseiam devem ser da mais alta qualidade e distribuídos da forma mais homogênea possível em todo o mundo. No entanto, os dados globais são provenientes basicamente de registros localizados no Hemisfério Norte. O objetivo desta Tese é estudar a variação paleosecular (PSV) do campo geomagnético em quatro testemunhos de sedimentos localizados em uma região com pouquíssimos registros paleomagnéticos. Os testemunhos de lago PT-04 e PT-06 coletados no sul do Brasil, foram datados em um período que corresponde ao Holoceno recente, de ~4541 a ~3320 anos atrás. Os testemunhos marinhos SAT-048A e SIS-188, coletados no oeste do Atlântico Sul, foram datados em um período entre o Pleistoceno recente e o Holoceno médio, de ~46500 a ~5450 anos atrás. Os parâmetros magnéticos monitorados nos quatro testemunhos indicaram uma boa preservação do campo paleomagnético, comprovando a confiabilidade de estudos sobre o campo geomagnético em sedimentos. A paleointensidade relativa observada nos quatro testemunhos mostra semelhanças com outros registros da América do Sul e de regiões oceânicas próximas, além de coincidir com predições de modelos geomagnéticos para a região. Isso se dá, principalmente, pela baixa variação da mineralogia magnética ao longo do testemunho, composta principalmente por magnetita. Nos dados do Atlântico Sul foram identificadas variações marcantes na inclinação e paleointensidade relativa, possivelmente associadas à excursão Laschamp. As curvas da PSV construídas a partir de amostras dos testemunhos coletados no sul do Brasil indicaram uma provável associação à presença da AMAS. No entanto, é importante enfatizar que os dados disponíveis para essa região ainda não são suficientes para tirar conclusões mais definitivas.

Palavras-chave: Campo geomagnético terrestre, Variação paleosecular, Paleointensidade relativa, Excursão de Laschamp, Sedimentos marinhos e de lagos.

ABSTRACT

The Earth's geomagnetic field, generated in the fluid outer core, has exhibited significant fluctuations in the past, including geomagnetic excursions and reversals. Additionally, the Earth's field features a low-intensity anomaly, the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA), which may be directly linked to internal field changes. Main field and secular variation models are widely used in studies of Earth's outer core dynamics. However, global data primarily originate from records in the Northern Hemisphere. This Thesis aims to investigate paleosecular variation (PSV) of the geomagnetic field in four sediment cores located in a region with limited paleomagnetic records. Lake cores PT-04 and PT-06 from southern Brazil date to the late Holocene period, approximately from 4541 to 3320 yrs BP. Marine cores SAT-048A and SIS-188 from the western South Atlantic date from the late Pleistocene to the middle Holocene, approximately from 46500 to 5450 yrs BP. Magnetic parameters monitored in the four cores indicate good preservation of the paleomagnetic field, validating sediment-based geomagnetic field studies. The observed relative paleointensity in the cores shows similarities with other South American records and nearby oceanic regions, aligning with geomagnetic model predictions for the area. This is mainly due to minimal variation in magnetic mineralogy throughout the cores, predominantly composed of magnetite. Significant variations in inclination and relative paleointensity were identified in South Atlantic data, possibly associated with the Laschamp excursion. PSV curves from samples collected in southern Brazil suggest a probable association with the presence of SAMA. However, it's crucial to emphasize that data available for this region are still insufficient for more definitive conclusions.

Keywords: Earth's geomagnetic field. Paleosecular variation. Relative paleointensity. Laschamp excursion. Marine and lake sediments.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Representação do campo magnético como vetor (F) e suas componentes. (Modificado de McElhinny & McFadden, 2000).	20
Figura 1.2. Localização dos polos geográficos, geomagnéticos e magnéticos; do equador geográfico e geomagnético. (Butler, 1992).	22
Figura 1.3. Variação temporal da intensidade do campo geomagnético obtida através dos modelos GUFM1 e IGRF. O triângulo indica o centro da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS) (Hartmann & Pacca 2009).	27
Figura 1.4. A GITS (Geomagnetic Instability Time Scale) para os últimos 800 mil anos baseado no registro de Paleointensidade do modelo PISO-1500 (Channell et al., 2009). Retirado de Singer (2014).	28
Figura 1.5. Distribuições temporais e espaciais de excursões geomagnéticas (pontos azuis e vermelhos) e características de excursões observadas na forma de baixos de paleointensidade e/ou direções anômalas (azul claro e vermelho claro) nos últimos 100 mil anos relatados em publicações (histograma). Os registros de sedimentos estão em azul e azul claro e os registros de dados vulcânicos estão em vermelho e vermelho claro. Retirado de Panovska et al., (2019).	30
Figura 1.6. Escala temporal de polaridade geomagnética (GPTS) mostrando as inversões de polaridade da Terra ao longo dos últimos 160 milhões de anos até o presente. As bandas em preto representam a polaridade normal do campo geomagnético e as bandas em branco a polaridade reversa. (Lowrie, 1967).	31
Figura 1.7. Imagem representativa da aquisição de remanência sedimentar por meio de (a) magnetização remanente deposicional (DRM), (b) magnetização remanente pós-deposicional (PDRM) e (c) um PDRM ao lado de uma magnetização remanente biogênica (BgRM). Na ilustração o campo geomagnético está representado pela letra H . (Modificado de Roberts et al., 2013).	34
Figura 1.8. Mapa de localização da Lagoa dos Patos. As estrelas vermelhas indicam a localização dos testemunhos de sondagem PT-04 e PT-06. (modificado de Lopes et al., 2022).	36
Figura 1.9. a) Fotografia de campo tirada de dentro do barco durante a coleta. b) Testemunho sobre a mesa de trabalho cortado ao meio para medição e coleta de amostras paleomagnéticas. c) Parte do testemunho PT-06 com caixas paleomagnéticas de 8 cm ³ inseridas no meio do testemunho.	38
Figura 1.10. Localização dos testemunhos de sondagem SAT-048A e SIS-188 sob a Bacia de Pelotas.	40

Figura 1.11. Exemplo de um diagrama vetorial de Zijderveld para análise de desmagnetização AF ou térmica. (a) Diagrama mostrando as projeções da ponta do vetor magnetização em três planos ortogonais após cada etapa de desmagnetização (planos horizontal, vertical N- S e vertical E-W); (b) Etapas de desmagnetização obtidas por desmagnetização térmica. As componentes de magnetização sem sobreposição no espectro de temperatura de bloqueio mostram-se como lineares. (Lowrie, 2007).44

Figura 1.12. Ciclo de histerese magnética para um mineral ferromagnético arbitrário (Lowrie, 2007).49

Figura 1.13. Ciclos de histerese magnética com comportamento diferentes: a) diamagnético; b) paramagnético; c) superparamagnético; d) uniaxial monodomínio; e) magnetocristalino domínio simples; f) pseudo-domínio simples (Tauxe, 2008).50

Figure 2.1. Location of paleomagnetic sedimentary records for the Holocene: a) around the globe, b) in South America (data used in a) and b) are available in Panovska et al., 2018); c) location of cores PT-04 and PT-06 in the Lagoa dos Patos lagoon. Red stars indicate the location of the two studied sites. Blue (green) stars indicate the location of sedimentary records that overlap (does not overlap) our new data. Brown star indicates the location of the stalagmites discussed by Trindade et al., 2018, and yellow star the location of the stalagmites discussed by Jaqueto et al., 2022.75

Figure 2.2. a) Field photograph of the operation on the boat. b) Split core on the working table for measurement and collecting paleomagnetic samples. c) Archive and working halves of the core PT-06 with 8 cm³ paleomagnetic boxes pushed into the sediment in the middle of the core (sampling in b) and c) was performed in the laboratory out in the laboratory Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS). The oceanographic research expedition in was conducted by Laboratório de Oceanografia e Geofísica Marinha (LOGMAR/CECO/UFRGS) in February of 2014, for collection of samples on the lagoon floor, for studies on the sedimentation rate and isotopic signature.78

Figure 2.3. Depth variations of magnetic susceptibility, S-ratio, ARM, HIRM, and IRM_{900mT}/χ for cores PT-04 and PT-06. Positions of AMS radiocarbon dates used to construct the age models are indicated star shaped.84

Figure 2.4. Representative hysteresis loop for the studied Lagoa dos Patos sediments; a) samples of core PT-04 and b) samples of core PT-06. Isothermal Remanent Magnetization (IRM) acquisition curves, for representative samples from cores PT-04 c) and PT-06 d). Day diagram (Day et al., 1977) for samples from cores e) (SD - Single

Domain; PSD - Pseudo-Single Domain; MD - MultiDomain data fields). Susceptibility (χ) versus Saturation of the Isothermal Remanent Magnetization (SIRM) for all samples f) in order to estimate concentration and grain size, according to (Thompson & Olfield, 1986).....	85
Figure 2.5. Age models for cores (a) PT-04 and (b) PT-06. The age models are based on AMS radiocarbon dating (Table 1 and Table 2). Lithostratigraphic columns of the studied Holocene sediments from Lagoa dos Patos, cores (a) PT-04 and (b) PT-06. Positions of AMS radiocarbon dating used to construct the age models are indicated star shaped in the lithostratigraphic columns.....	87
Figure 2.6. AF demagnetization results for representative samples from cores PT-04 and PT-06. In the Zijderveld (1967) diagrams, open (closed) circles represent projections onto the vertical (horizontal) planes. Corresponding stereographic projections and normalized NRM-intensity decay curves are also shown. Numbers indicate the range of AF applied corresponding to the characteristic remanent magnetization (ChRM) used to calculate the paleomagnetic directions (pink circles indicate the demagnetization steps) and MDF determined for each sample.	89
Figure 2.7. Age-depth variations of ARM, IRM_{900mT}/χ , HIRM, median destructive field (MDF) and relative declination and absolute inclination of the characteristic remanent magnetization (ChRM) directions obtained for cores PT-04 (red) and PT-06 (green).	90
Figure 2.8. Inclination and relative declination for cores PT-04 (red) and PT-06 (green) and stacked profile (black). Gray shading represents the minimum and maximum values of the stack profile. The inclination expected for a geocentric axial dipole (GAD) field at site latitude is indicated by a black line.	90
Figure 2.9. Normalized estimates of relative paleointensity (RPI): a) $NRM_{15mT}/SIRM_{15mT}$, b) NRM_{15mT}/χ , c) NRM_{15mT}/ARM_{15mT} and d) curve of Pseudo-Thellier versus age. In red PT04, in green PT06, in black the stack profile and the gray shading represents the minimum and maximum values of the stack profile.....	92
Figure 2.10. Comparison of stacked inclination, declination and intensity logs from Carmen Lake, Potrok Aike, El Trébol, Escondido (Gogorza et al., 2002, 2004, 2012; Irurzun et al., 2006) and Lagoa dos Patos as a function of age with the theoretical models CALS10k (blue) (Brown et al., 2015; Constable et al., 2016) and SHA.DIF.14k (green) (Pavón Carrasco et al., 2014) outputs. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)	93

Figure 2.11. a) Comparison of stacked inclination logs from Carmen Lake (Gogorza *et al.*, 2018), Potrok Aike (Gogorza *et al.*, 2012), El Trebol (Gogorza *et al.*, 2006), Escondido (Gogorza *et al.*, 2004) and Lagoa dos Patos as a function of age with the models CALS10k (Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016) and SHA.DIF.14k (Pavón Carrasco *et al.*, 2014) outputs. We also plotted recent data from speleothem records for that same region (Trindade *et al.*, 2018 and Jaqueto *et al.*, 2022). And b) comparison of normalised intensity record from Lagoa dos Patos with Carmen Lake (Gogorza *et al.*, 2018) and with relative paleointensity records from Laguna Potrok Aike (Gogorza *et al.*, 2012), Escondido Lake (Gogorza *et al.*, 2004), El Trébol Lake (Gogorza *et al.*, 2006) and the models SHA.DIF14k (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014) and CALS10k.2 (Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016). We also plotted recent data from speleothem records for that same region (Trindade *et al.*, 2018 and Jaqueto *et al.*, 2022). The lower x scale is referring to absolute paleointensity data while the upper scale is referring to relative paleointensity data.....96

Figure 2.12. X-ray powder diffraction (XRD) - The similarity in mineralogical composition across the stratigraphy is also indicated by the XRD patterns obtained for samples from depths from 151 and 359 of PT-04 c) and d); and 251 and 320 of PT-06 a) and b)..... 113

Figure 3.1 Location maps: a) Geographical location of the Pelotas Basin sediment cores (red star) in South America. Blue, green, and yellow stars indicate the locations of the cores listed in Panovska *et al.*, (2018). Blue (green) stars indicate the location of sedimentary records that registered (did not register) geomagnetic variations for the same time period as our new data. Yellow stars indicate the locations of sedimentary records that registered geomagnetic variations for the same time period as our new data and are used in this study for comparison. b) An enlarged map of the region delimited by the red rectangle in Figure 3.1a. The locations of the sedimentary cores SAT-048 and SIS-188 are indicated by the red star. c) An enlarged map of the region delimited by the blue rectangle in Figure 3.1b. The grayscale colors represent the different water depths obtained from the General Bathymetric Chart of the Oceans webpage (<https://www.gebco.net/>). 119

Figure 3.2. Age models and lithostratigraphic columns for cores (a) SAT-048A and (b) SIS-188 comprising Late Pleistocene to Middle Holocene sediments from Pelotas Basin. Red and blue dots in the lithostratigraphic columns correspond to AMS radiocarbon-dated samples and the Laschamp excursion, respectively. The same colors were used in the age-depth plot, where also the 2-sigma range of the calibrated

ages are shown in red. The grey stippled lines indicate the 95% confidence ranges and the black line represents the estimated median age.	124
Figure 3.3. Depth profiles of magnetic susceptibility (a, f), S-ratio (b, g), ARM100mT (c, h), HIRM (d, i), and IRM300mT/ χ (e, j) for cores SAT-048A and SIS-188, respectively. χ = magnetic susceptibility; ARM = anhysteretic remanent magnetization; HIRM = “hard” isothermal remanent magnetization; IRM = isothermal remanent magnetization.	126
Figure 3.4. (a, b) Hysteresis loops for four representative samples from cores SIS-188 and SAT-048A, respectively. (c, d) Day plot (Day et al., 1977) for 25 representative samples from core SIS-188 and SAT-048A. The data fields represented in the Mrs/Ms versus Hcr/ Hc diagram are for single-domain (SD), pseudo-single domain (PSD), and multi-domain (MD) titanomagnetite particles. (e, f) IRM acquisition curves and back-field for six representative samples from the SIS-188 and SAT-048A. For corresponding depths below the seafloor and estimated ages of each representative sample, the reader is referred to the supplementary material.	127
Figure 3.5. Temperature dependence of magnetic susceptibility variation for representative samples. (a-c) Site SAT-048A and (d-f) Site SIS-188. Heating and cooling segments are indicated by red and blue curves, respectively.	128
Figure 3.6. AF demagnetization results for representative ten samples from cores SIS-188 and SAT-048A. In the Zijderveld (1967) diagrams, open (closed) circles represent projections onto the vertical (horizontal) planes. Corresponding stereographic projections and normalized NRM intensity decay curves are also shown. Numbers indicate the range of AF applied corresponding to the characteristic remanent magnetization (ChRM) used to calculate the paleomagnetic directions (pink circles indicate the demagnetization steps) and MDF determined for each sample.	130
Figure 3.7. Age-depth variations of ARM100mT, IRM900mT/ χ , HIRM, median destructive field (MDF), relative declination and absolute inclination of the characteristic remanent magnetization (ChRM) directions obtained for cores SAT-048A (red) and SIS-188 (blue).	131
Figure 3.8. Normalized estimates of relative paleointensity (RPI): a) NRM10mT/ARM10mT, b) NRM10mT/ χ and c) curve of pseudo-Thellier versus age. In red SAT-048A, in blue SIS-188, in black the stack profile and the gray shading represents the minimum and maximum values of the stack profile.	132
Figure 3.9. a) Comparison of stacked inclination logs from predictions GGF100k (Panovska et al., 2018), GGFSS70k (Panovska et al., 2021), CALS10k (Brown et al.,	

2015; Constable *et al.*, 2016), SHA.DIF.14k (Pavón Carrasco *et al.*, 2014) and Pelotas Basin as a function of age. b) comparison of normalized intensity record from Pelotas Basin with predictions of the same models. The lower x-axis scale is referring to relative paleointensity data of stack while the upper x-axis scale is referring to absolute paleointensity predicted by geomagnetic models..... 135

Figure 3.10. Comparison of stacked inclination and intensity logs from Escondido Lake, El Trébol Lake, 21PC02 and 10PC03 marine cores, and Potrok Aike Lake (Channell *et al.*, 2000; Gogorza *et al.*, 2002; Irurzun *et al.*, 2006; Gogorza *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013) and Pelotas Basin as a function of age with the theoretical models CALS10k (blue; Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016); SHA.DIF.14 k (green; Pavón Carrasco *et al.*, 2014), GGF100k (grey; Panovska *et al.*, 2018) and GGFSS70k (orange; Panovska *et al.*, 2021) outputs. 136

Figure 3.11. Blue curve represents the ^{10}Be flux normalized by the ^{230}Th excess (Christl *et al.*, 2007). Black curve is the same as the blue one but considers the actual value of the half-life of ^{10}Be (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010). Red curve shows the stacked curve of $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\text{ARM}_{10\text{mT}}$ obtained from the cores SAT-048A and SIS-188. 138

LISTA DE TABELAS

Table 2.1. Radiocarbon age determinations and calibrated age ranges for PT-04 core. The table shows the types of materials used for dating, the laboratory where this procedure was performed, the depth of each sample and the ages found.....	79
Table 2.2. Radiocarbon age determinations and calibrated age ranges for PT-06 core. The table shows the types of materials used for dating, the laboratory where this procedure was performed, the depth of each sample and the ages found.....	81
Table 2.3. Supplementary table - Measured hysteresis parameters for studied sediments from the PT-04 and PT-06 cores.....	111
Table 3.1. AMS radiocarbon ages used to build the age models. All samples were of <i>G. ruber</i> except the uppermost sample indicated by an asterisk which was obtained from the analysis of mixed <i>G. menardii</i> and <i>G. tumida</i>	121

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – TEXTO INTEGRADOR.....	15
1.1 INTRODUÇÃO	16
1.2 ESTADO DA ARTE	18
1.2.1 Origem do Campo Magnético da Terra – CMT	19
1.2.2 O campo magnético de origem interna.....	19
1.2.3 O campo magnético de origem externa.....	22
1.2.4 Representação do CMT por harmônicos esféricos	23
1.2.5 Dipolo Geocêntrico Axial	24
1.2.6 Variação secular.....	25
1.2.6.1 Variação secular do campo dipolar	26
1.2.6.2 Variação secular do campo não-dipolar	26
1.2.7 Excursões do campo geomagnético	27
1.2.8 Reversões do campo	30
1.2.9 Aquisição de magnetização remanente em sedimentos	31
1.2.9.1 Magnetização Remanente Detrítica	33
1.2.9.1 Magnetização Remanente pós-Deposicional - PDRM.....	34
1.3 ALVOS DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO	35
1.3.1 Lagoa dos Patos – Localização e contexto geológico.....	35
1.3.1.1 Localização dos testemunhos de sondagem e amostragem.....	37
1.3.2 Bacia de Pelotas – Localização e contexto geológico.....	39
1.3.2.1 Descrição e localização dos testemunhos de sondagem.....	40
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	41
1.4.1 Amostragem dos testemunhos.....	41
1.4.2 Datação.....	42
1.4.3 Desmagnetização por campos alternados	43
1.4.4 Magnetização Remanente Anisterética (ARM) e Isotermal (IRM)	46
1.4.5 Magnetismo de rocha.....	47

	11
1.4.5.1 Curvas de Histerese	48
1.4.6 Curvas Termomagnéticas	51
1.5 REFERÊNCIAS.....	52
CAPÍTULO 2 – ARTIGO I.....	71
2.1 LATE HOLOCENE PALEOSECULAR VARIATION AND RELATIVE PALEOINTENSITY RECORDS FROM LAGOA DOS PATOS (SOUTHERN BRAZIL)	72
2.1.1 Abstract	73
2.1.2 Introduction.....	73
2.1.3 Geological settings and sedimentological studies	76
2.1.4 Location of cores and sampling.....	77
2.1.5 Methods.....	78
2.1.5.1 <i>Sub-sampling</i>	78
2.1.5.2 <i>Dating</i>	79
2.1.5.3 <i>Paleodirection and paleointensity determinations</i>	80
2.1.5.4 <i>Rock magnetism experiments and X-Ray diffraction</i>	81
2.1.6 Results	83
2.1.6.1 <i>Rock magnetism and XRD data</i>	83
2.1.6.2 <i>Age model</i>	86
2.1.6.3 <i>Paleodirection records</i>	87
2.1.6.4 <i>Relative paleointensity records</i>	91
2.1.7 Discussion	92
2.1.7.1 <i>Paleosecular variation</i>	92
2.1.7.2 <i>Relative paleointensity variation</i>	97
2.1.8 Conclusions.....	98
2.1.9 Acknowledgements	99
2.1.10 References	99

2.2 SUPPLEMENTARY MATERIAL ON: LATE HOLOCENE PALEOSECULAR VARIATION AND RELATIVE PALEOINTENSITY RECORDS FROM LAGOA DOS PATOS (SOUTHERN BRAZIL)	110
CAPÍTULO 3 – ARTIGO II.....	114
3.1 PALEODIRECTIONAL AND RELATIVE PALEOINTENSITY VARIATIONS SINCE THE LATE PLEISTOCENE TO THE MIDDLE HOLOCENE IN SOUTH BRAZIL	115
3.1.1 Abstract	116
3.1.2 Introduction.....	116
3.1.3 Geological setting and sampling.....	118
3.1.4 Methods.....	120
3.1.4.1 <i>Age models</i>	120
3.1.4.2 <i>Magnetic measurements</i>	122
3.1.6 Results	123
3.1.6.1 <i>Chronostratigraphy</i>	123
3.1.6.2 <i>Magnetic mineralogy</i>	124
3.1.6.3 <i>Paleodirection records</i>	128
3.1.6.4 <i>Relative paleointensity (RPI) records</i>	131
3.1.7 Discussion	132
3.1.7.1 <i>Paleodirectional variations</i>	132
3.1.7.2 <i>Paleointensity variations</i>	137
3.1.8 Conclusions.....	138
3.1.9 Acknowledgments	139
3.1.10 References.....	139
CAPÍTULO 4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	151
4.1 SÍNTESE DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	152
4.1.1 Lagoa dos Patos (PT-04 e PT-06).....	153
4.1.2 Sudoeste do Atlântico Sul (SIS-188 e SAT-048A).....	154
4.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS	156
4.3 REFERÊNCIAS.....	157

CAPÍTULO 5 – ARQUIVOS COMPLEMENTARES.....	163
5.1 COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO I	164
5.2 COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO II	165
5.3 PARTICIPAÇÃO EM EVENTOS CIENTÍFICOS.....	166
5.3.1 I Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Rio de Janeiro, RJ, Brasil)	166
5.3.2 II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Porto Alegre, RS, Brasil)	
1675.3.3 AGU Fall Meeting 2019 (San Francisco, CA, Estados Unidos)	
.....	168
5.4 HISTÓRICO DO CURSO	169

ESTRUTURA DA TESE

Esta Tese contempla a obtenção de curvas do comportamento do campo magnético terrestre (CMT) através de dados paleomagnéticos obtidos em sedimentos lacustres e marinhos entre ~46,5 e 3,3 mil anos no hemisfério Sul, utilizando sedimentos do Sul do Brasil. O estudo é fruto do trabalho desenvolvido para a obtenção do título de Doutor em Ciências pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

A Tese de Doutorado está estruturada em torno de dois artigos científicos. O primeiro artigo científico foi publicado no periódico *Physics of the Earth and Planetary Interiors* (fator de impacto 2.3; estrato Qualis-CAPES A2), pertencente a editora Elsevier. O segundo artigo científico foi submetido ao periódico *Geophysical Journal International* (fator de impacto 2.8; estrato Qualis-CAPES A2), pertencente a editora Oxford Academic, e encontra-se em revisão. A organização desta pesquisa compreende cinco capítulos, conforme especificado a seguir.

O Capítulo 1 é composto pelo texto integrador, o qual contempla a introdução, estado da arte, contexto geológico, materiais e métodos, e referências bibliográficas.

O Capítulo 2 corresponde ao primeiro artigo científico, intitulado: “*Late Holocene paleosecular variation and relative paleointensity records from Lagoa dos Patos (southern Brazil)*”, que compõe o corpo principal da Tese, e o material suplementar referente ao artigo.

O Capítulo 3 corresponde ao segundo artigo científico, intitulado: “*Paleomagnetic secular variations and relative paleointensity since the Late Pleistocene to Middle Holocene in South Brazil*”, e o material suplementar referente ao artigo. Como já mencionado anteriormente, o primeiro artigo foi publicado e o segundo artigo submetido, portanto, os capítulos 2 e 3 estão redigidos em língua inglesa.

O Capítulo 4 apresenta a síntese dos principais resultados e discussões e também as considerações finais obtidas nesta pesquisa, no entanto, esses tópicos são abordados de maneira mais aprofundada nos capítulos referentes aos artigos científicos.

O Capítulo 5 é composto por documentos que complementam e agregam os tópicos abordados ao longo da tese, como a capa do primeiro artigo publicado na *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, comprovante de submissão do segundo artigo a *Geophysical Journal International*, comprovantes de participação em eventos científicos e o histórico escolar do curso.

CAPÍTULO 1 – TEXTO INTEGRADOR

1.1 INTRODUÇÃO

O campo magnético da Terra (CMT) apresenta variações num amplo espectro de escalas de tempo, desde frações de segundos até milhares de milhões de anos (Merrill *et al.*, 1998; Hulot *et al.*, 2010). Variações de curto período (frações de segundos a dias) surgem de perturbações de correntes elétricas na ionosfera e magnetosfera, que estão associadas à variações diurnas e tempestades geomagnéticas (Heirtzler, 2002; Hulot *et al.*, 2015). As variações geomagnéticas de longo período originam-se de processos dinâmicos no núcleo externo líquido da Terra, por meio de um mecanismo conhecido como geodínamo (e.g., Bloxham & Gubbins 1985; Buffett, 2000; Dumberry & Bloxham 2006; Dumberry & Finlay 2007; Wardinsk & Korte 2008; Gallet *et al.*, 2009; Korte & Holme 2010; Amit *et al.*, 2011; Olson & Deguen 2012). Este tipo de variação ocorre em escalas de tempo desde anos até bilhões de anos (e.g., Aubert *et al.*, 2010) e inclui os eventos associados à mudanças drásticas do campo geomagnético ocorridas no passado terrestre (o campo paleomagnético) conhecidas como excursões e reversões geomagnéticas com duração da ordem de 10^4 anos (e.g., Merrill *et al.*, 1998; Roberts, 2008; Singer, 2014; Hogg, 2020). Nessas escalas de tempo, a variabilidade do CMT é observada indiretamente através de mudanças na direção e intensidade do campo. Para estudar essas variações são utilizadas diversas bases de dados como observatórios geomagnéticos e principalmente registros obtidos de artefatos arqueológicos e materiais geológicos (e.g., Alken *et al.*, 2021; Hulot *et al.*, 2010; Poletti *et al.*, 2018).

A variação temporal de origem interna, da ordem de 10^5 a 10^6 anos, observável na superfície da Terra é referida como variação paleosecular - PSV (e.g., Johnson & McFadden, 2015). De acordo com alguns estudos (e.g., Buffett, 2015; Heller *et al.*, 2002; Zhang & Zhong, 2011) esta variação está associada a mudanças no fluxo de calor na fronteira manto-núcleo. A compreensão das variações e comportamento do CMT ao longo do tempo permite estabelecer os padrões de variação secular e refinar os modelos de evolução do campo atualmente existentes (e.g. Korte & Constable, 2003; Korte & Constable, 2005; Korte *et al.*, 2009, 2019; Panovska *et al.*, 2019, 2021).

Apesar dos recentes avanços na modelagem geodinâmica numérica, diversas questões têm sido levantadas, desde as dificuldades de estabelecimento de condições de contorno impostas por diferentes modelos, como limitações computacionais, por exemplo, processamento numérico e baixa resolução espacial. De acordo com alguns autores (e.g., Dormy *et al.*, 2000; Glatzmaier, 2002; Kono &

Roberts, 2002; Sreenivasan, 2010), esses impasses dificultam a obtenção de parâmetros realistas em condições semelhantes às da Terra e, conseqüentemente, uma melhor compreensão do comportamento dinâmico do campo geomagnético tanto em escala regional quanto escala global.

Registros paleomagnéticos oriundos de diversas fontes (rochas vulcânicas, artefatos arqueológicos, estalagmites e sedimentos) proporcionam o acesso à evolução do campo geomagnético para épocas anteriores aos dados de observatórios e satélites. A construção das curvas que representam o campo no passado requer uma boa distribuição espacial e temporal dos dados. Para o hemisfério Sul existem poucos dados paleodirecionais (inclinação e declinação) e de paleointensidade para os últimos milênios. Essa escassez de dados reflete na baixa resolução dos modelos de campo para essa região (Korte *et al.*, 2005; Constable & Korte, 2006; Gubbins *et al.*, 2006; Korte *et al.*, 2009, 2019; Korte & Constable, 2011; Panovska *et al.*, 2019, 2021). Os dados de paleointensidade relativa (intensidade) e paleodirecionais (inclinação e declinação) existentes na América do Sul são restritos ao Holoceno e ao último máximo glacial e foram obtidos em lagos no sudoeste da Argentina (Sinito & Nunez 1997; Gogorza *et al.*, 1998, 1999, 2000a, b, 2002, 2004; Gogorza *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013), e *offshore* no Chile (Kaiser *et al.*, 2005; Lund *et al.*, 2006). No hemisfério Sul os dados são limitados a poucas regiões, como é o caso da Antártica (Brachfeld *et al.*, 2000; Willmott *et al.*, 2006), Atlântico Sul (Stoner *et al.*, 2002, 2003, Channell *et al.*, 2017), Oceano Índico (Mazaud *et al.*, 2002), e Nova Zelândia (Nilsson *et al.*, 2011). Menos de 5% dos dados que abastecem os modelos de campo geomagnético globais são oriundos do hemisfério Sul.

Os sedimentos depositados no fundo de lagos e oceanos possibilitam o monitoramento contínuo das flutuações na orientação e na intensidade do CMT ao longo do tempo (e.g. Tauxe, 1993; Guyodo & Valet, 1996) e, podem ser eficazes no registro do campo em sequências cuja taxa de sedimentação é alta. Além disso, este registro contínuo do CMT na escala de milênios possibilita o estudo de processos geodinâmicos nas zonas mais profundas da Terra, como o manto e o núcleo. Adicionalmente, estes registros permitem estudar as mudanças no fluxo de calor na interface manto-núcleo, movimentos de fluido convectivo no núcleo externo, e interações entre o núcleo interno e externo (Kono, 2010; Aubert *et al.*, 2013; Finlay *et al.*, 2016).

Nesta Tese serão discutidas algumas técnicas de medidas de paleomagnetismo utilizadas em registros de sedimentos. Foram obtidos dados direcionais e de

paleointensidade relativa em 4 testemunhos localizados no hemisfério Sul para os últimos 46.5 anos. A recuperação das sequências sedimentares registradas nos testemunhos permitiu reconstruir curvas de variabilidade do CMT em escala temporal secular a milenar. As datações dos sedimentos foram realizadas através do método de ^{14}C e as idades obtidas foram devidamente calibradas e corrigidas. Os dados de paleointensidade relativa obtidos são compatíveis com modelos do campo geomagnético para essa região, implicando em resultados muito promissores para a reconstrução de uma curva de referência de alta resolução temporal para o hemisfério Sul. Como não existem dados de variação paleosecular para esta região para o período investigado, este estudo contribui para o entendimento das variações geomagnéticas no passado e para a compreensão do aumento da contribuição de componentes não-dipolares em anomalias geomagnéticas, por exemplo, a que se encontra atualmente sobre o hemisfério Sul denominada Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SAMA) (Olson & Amit, 2006; Hartmann & Pacca, 2009; Hartmann *et al.*, 2010, 2011; 2019; Terra-Nova *et al.*, 2017; Trindade *et al.*, 2018; Lopes *et al.*, 2022).

1.2 ESTADO DA ARTE

O CMT apresenta variações, tanto direcionais quanto de intensidade, que cobrem escalas temporais e espaciais bastante amplas. O campo geomagnético total em qualquer ponto da superfície terrestre é resultante da soma de duas componentes, uma de origem interna e outra de origem externa. A parcela do campo devida á componente externa é muito pequena (~5% do campo total) e sua origem é atribuída às correntes elétricas induzidas na ionosfera e magnetosfera em decorrência da interação do vento solar com o CMT. A componente de origem interna, também chamada de campo principal, que compreende mais de 90% do campo total, é gerada pelo processo de geodínamo no núcleo externo da Terra (Merrill *et. al.*, 1998).

Em escalas de tempo superiores a alguns séculos, não há observações diretas do comportamento do CMT, e registros paleomagnéticos de sedimentos, artefatos arqueológicos e fluxos de lava servem como ferramenta para estudar o campo geomagnético. Estes registros fornecem uma visão global do campo e podem ser utilizados para avaliar novos dados, estudar a variação paleosecular em escalas de tempo desde secular até multimilenar, e investigar eventos regionais ou globais extremos.

Na sequência serão apresentados os principais tópicos que abordam assuntos relevantes aos artigos apresentados como resultados desta Tese. Do tópico 1.2.1 ao 1.2.8 foi realizada uma síntese da origem do CMT e dos fatores e parâmetros que estão diretamente ligados ao seu comportamento, da sua importância para entendermos o funcionamento do interior da Terra e dos eventos significativos que podem também servir como indicadores para contribuir na construção de modelos de idade. O tópico 1.2.9 discorre sobre como os sedimentos são capazes de registrar informações do CMT e funcionam como bons arquivos ao longo do tempo dependendo das condições em que estão submetidos. Nos itens 1.3 e 1.4 são apresentados, respectivamente, os contextos geológicos das duas áreas de estudo e os materiais e métodos utilizados na elaboração das curvas paleodirecionais e de paleointensidade relativa em sedimentos do quaternário da Bacia de Pelotas e Holocênicos da Lagoa dos Patos.

1.2.1 Origem do Campo Magnético da Terra – CMT

O CMT não é constante, ou seja, seu comportamento é variável no tempo e no espaço, cobrindo uma escala temporal que oscila de curtos períodos (frações de segundos) até milhões de anos. René Descartes, na primeira metade do século XVII, desenvolveu a ideia de que o campo magnético poderia ser representado por “linhas de campo” que saiam no polo Sul e entravam no polo Norte, formando uma espécie de “circuito fechado de linhas de campo”. Carl Friederich Gauss (1839) obteve as primeiras medidas de intensidade total do campo e pode com isso melhorar as técnicas de observação direta ao introduzir o método moderno de análise por harmônicos esféricos do CMT. A partir desse método foi possível distinguir duas origens diferentes do campo magnético: campo interno que compreende o campo principal e crustal, e o campo externo (e.g. Merrill *et al.*, 1998).

1.2.2 O campo magnético de origem interna

O CMT de origem interna está associado a duas fontes que podem ser identificadas pelos coeficientes g_n^m e h_n^m . A primeira a ser identificada é denominada de *campo principal*, que está vinculado a circulação das correntes elétricas no núcleo externo, composto basicamente de ferro (Fe) e níquel (Ni) com presença de elementos leves, particularmente enxofre (S), oxigênio (O) e silício (Si) (Buffett, 2000; Dormy & Le Mouél, 2008; Litasov & Shatskiy, 2016). As linhas de campo originadas por este

campo principal formam uma barreira para a entrada de partículas altamente energéticas provenientes principalmente do Sol. Além disso, o campo principal modula o fluxo de raios cósmicos e radiação ultravioleta, que controlam a produção de isótopos cosmogênicos na alta atmosfera. Esta proteção auxilia no controle de parâmetros físicos da Terra, como por exemplo, a temperatura, umidade, e radiação, proporcionando condições de vida em nosso planeta (Kono, 2010). A segunda fonte geradora do CMT é o *campo crustal*, cujas fontes responsáveis são os materiais magnetizados presentes na crosta terrestre.

Para fazer uma análise da origem do campo interno pode-se utilizar o espectro de energia (R_n), denominado de espectro de Lowes-Mauersberger. Esse espectro mostra a contribuição dos diferentes graus n dos harmônicos esféricos para o campo médio observado na superfície da Terra (Lowes, 1974). Os resultados sugerem uma queda nos valores de R_n até o grau $n = 13$, uma feição dominada pelo campo gerado no núcleo. A partir do grau $n = 14$ o valor de R_n varia muito pouco com o aumento de n , indicando que estes valores de n representam o campo crustal. A separação natural do campo interno, em componentes de alta energia $n < 13$, produzidas pelo núcleo, e componentes de baixa energia $n > 13$, produzidas pela crosta, é uma característica fundamental para a modelagem do campo (e.g. Langel, 1987).

O CMT é representado por três componentes: magnitude ou intensidade (F), declinação (D) e inclinação (I) (Figura 1.1).

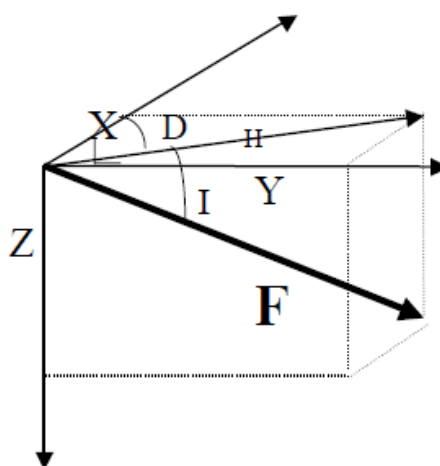


Figura 1.1. Representação do campo magnético como vetor (F) e suas componentes. (Modificado de McElhinny & McFadden, 2000).

onde, X , Y e Z representam as direções Norte-Sul, Leste-Oeste e vertical, respectivamente; H é a projeção do vetor F no plano tangente à superfície da Terra; D é medido a partir do Norte geográfico no sentido horário e vai de 0° a 360° ; I é o ângulo entre a componente horizontal do campo e o vetor campo total (F).

O CMT varia em função da posição na superfície da Terra. A inclinação varia entre -90° (no pólo Sul magnético) e $+90^\circ$ (no pólo Norte magnético) e possui valor zero no equador magnético. A intensidade é em geral maior próximo aos pólos ($\sim 60\mu T$) e menor próximo ao equador ($\sim 30\mu T$) (Merrill *et al.*, 1998). O dipolo geomagnético possui uma orientação muito próxima a orientação do eixo de rotação da Terra; as linhas de força magnéticas são orientadas na direção sul-norte. De forma geral, o CMT funciona como um ímã em barra, que possui ao seu redor um campo dipolar cuja fonte geradora estaria localizada no centro da Terra. O eixo do dipolo geomagnético é inclinado por aproximadamente $11,5^\circ$ em relação ao eixo de rotação da Terra (Figura 1.2) (Chapman & Bartels, 1940). A linha que passa pelo centro da Terra junto ao eixo do dipolo, intercepta a superfície em dois pontos chamados de pólos geomagnéticos. A localização dos pólos geomagnéticos Norte e Sul não coincide com os pólos *magnéticos* Norte ($+90^\circ$) e Sul (-90°) do CMT. O equador magnético é o equador definido pelas medidas da bússola (linha que une os pontos onde $I = 0$) enquanto que o equador geomagnético é a linha perpendicular ao dipolo geomagnético; de forma análoga ao equador geográfico, que é a linha perpendicular ao eixo de rotação da Terra.

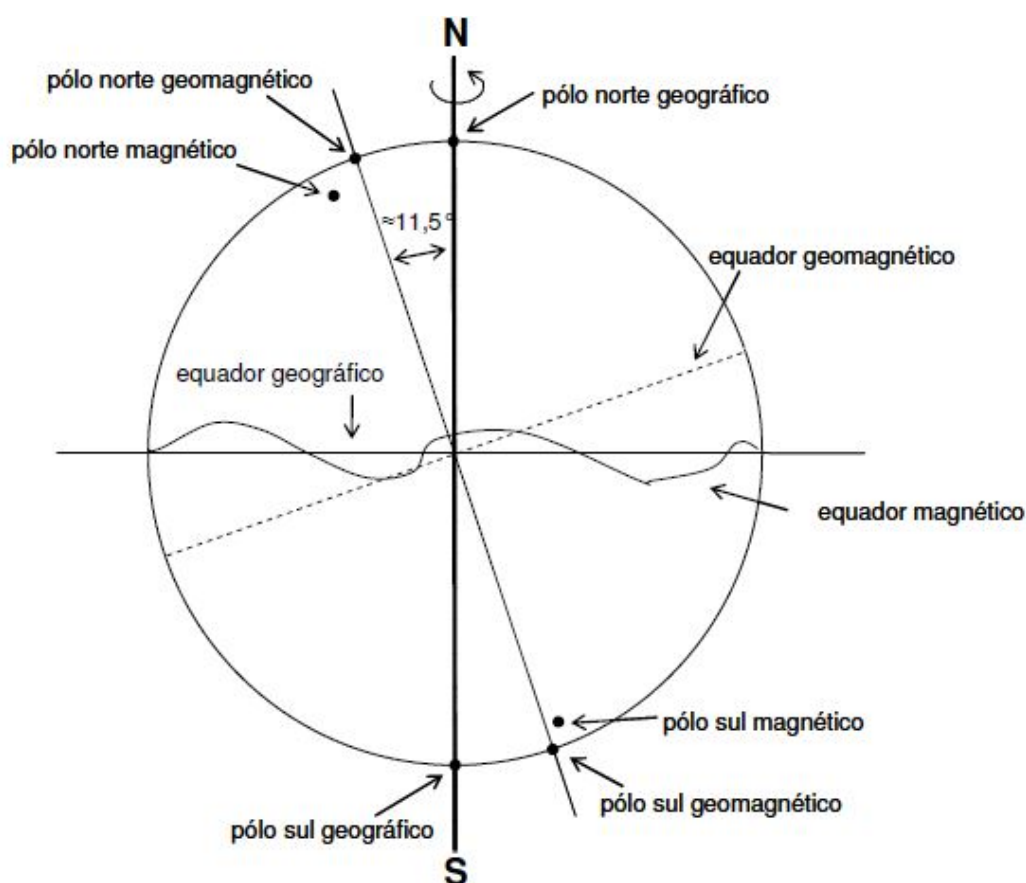


Figura 1.2. Localização dos polos geográficos, geomagnéticos e magnéticos; do equador geográfico e geomagnético. (Butler, 1992).

1.2.3 O campo magnético de origem externa

O campo de origem externa contribui com 1% em média global (nas regiões polares ou em eventos de tempestades geomagnéticas, excursões e inversões essa contribuição pode ser bem maior) para o campo total observado na superfície. Basicamente essa contribuição está relacionada a atividade solar que se refere tanto a dias com baixa atividade solar (poucas dezenas de nanoteslas nT) quanto a dias com intensa atividade solar, as chamadas tempestades magnéticas. Estas variações ocorrem porque o fluxo de partículas ionizadas vindas do Sol (assim como o fluxo cósmico) interagem com o CMT de origem interna gerando correntes elétricas em altitudes acima de 100 km dentro da ionosfera e em parte da magnetosfera (e.g. Chapman & Bartels, 1940). Os termos da solução radial $(a/r)^n$ correspondem à fontes de origem externa do campo ($a < r$) e os coeficientes que representam o CMT de origem externa são $(c_n^m$ e $s_n^m)$ (ver Equação 1.6).

1.2.4 Representação do CMT por harmônicos esféricos

Considerando o CMT como sendo um vetor poderemos representá-lo através do módulo, direção e sentido. A sua representação por harmônicos esféricos parte das duas equações de Maxwell que descrevem os campos magnéticos:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \left(\mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right) \quad (1.1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = \mathbf{0} \quad (1.2)$$

onde, \mathbf{B} representa o vetor campo geomagnético; μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo; \mathbf{J} é a densidade de corrente elétrica; $\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$ é a corrente de deslocamento;

A Equação 1.1 é conhecida como Lei de Ampère. Já a Equação 1.2 se refere a Lei de Gauss para o campo magnético. Se forem desprezadas as correntes entre a superfície da Terra e a ionosfera e as variações do campo externo, $\nabla \times \mathbf{B} = \mathbf{0}$ e o campo deriva de um potencial escalar V :

$$\mathbf{B} = -\nabla V \quad (1.3)$$

Pela Equação 1.2 o divergente de \mathbf{B} é nulo e V satisfaz a equação de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (1.4)$$

As representações de \mathbf{B} satisfazem as Equações 1.3 e 1.4 de modo que o potencial escalar V pode ser escrito como uma série em função dos harmônicos esféricos. Desta forma a Equação 1.4 pode ser escrita como:

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \varphi^2} = 0 \quad (1.5)$$

sendo: θ é a colatitude; φ é a longitude; r é a distância do centro da Terra até um determinado ponto P; V é o potencial geomagnético escalar associado ao vetor campo geomagnético.

A Equação 1.5 permite descrever o potencial geomagnético escalar (V) sob a forma de uma soma de funções, dependentes das coordenadas:

$$\begin{aligned} V &= V_{\text{int}} + V_{\text{ext}} \\ &= a \sum_{n=1}^{N_{\text{int}}} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi) \cdot \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta) + \sum_{n=1}^{N_{\text{ext}}} \sum_{m=0}^n (c_n^m \cos m\varphi + \\ & s_n^m \sin m\varphi) \cdot \left(\frac{a}{r} \right)^n P_n^m(\cos \theta) \end{aligned} \quad (1.6)$$

sendo

$a = 6371.2$ km o raio da Terra e $P_n^m(\cos \theta)$ os polinômios associados de Legendre normalizados por Schmidt;

N_{int} representa o grau e a ordem máximos dos coeficientes de Gauss (g_n^m e h_n^m) associados a parcela do potencial de origem interna (V_{int});

N_{ext} representa o grau e a ordem máximos dos coeficientes de Gauss (c_n^m e s_n^m) associados a parcela do potencial de origem externa (V_{ext}). O multiplicador a é adicionado na solução para que os coeficientes tenham a mesma dimensão de \mathbf{B} .

As componentes do campo podem ser definidas a partir da Equação 1.5:

$$\text{Norte:} \quad X = -B_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad (1.7)$$

$$\text{Leste:} \quad Y = B_\phi = \frac{1}{r(\sin\theta)} \frac{\partial V}{\partial \phi} \quad (1.8)$$

$$\text{Vertical:} \quad Z = -B_r = \frac{\partial V}{\partial r} \quad (1.9)$$

$$\text{campo horizontal (H):} \quad H = (X^2 + Y^2)^{1/2} \quad (1.10)$$

$$\text{campo total (F):} \quad F = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2} \quad (1.11)$$

$$\text{Inclinação:} \quad I = \arctan\left(\frac{Z}{H}\right) \quad -\frac{\pi}{2} \leq I \leq \frac{\pi}{2} \quad (1.12)$$

$$\text{Declinação:} \quad D = \arctan\left(\frac{Y}{X}\right) \quad -\pi \leq D \leq \pi \quad (1.13)$$

As variáveis B_θ , B_ϕ e B_r são as componentes de \mathbf{B} em coordenadas polares esféricas.

1.2.5 Dipolo Geocêntrico Axial

No paleomagnetismo o CMT é considerado como de um dipolo geocêntrico axial, ou seja, o campo magnético é gerado por um dipolo magnético situado no centro da Terra e cujo eixo está alinhado com seu eixo de rotação. Nessa aproximação a declinação (D) em qualquer ponto da Terra será nula e a inclinação (I) varia com a latitude (λ) de acordo com a relação:

$$\tan I = 2 \tan \lambda \quad (1.14)$$

O Dipolo Geocêntrico Axial (*Geocentric Axial Dipole* - GAD) é de fundamental importância em estudos de paleomagnetismo visto que para entender o comportamento do campo geomagnético é necessário algum modelo de análise dos resultados paleomagnéticos, para que medidas de diferentes partes do mundo possam ser comparadas (Merril *et al.*, 1998). O modelo reflete o comportamento de longo prazo do campo, em vez de seu comportamento de curto prazo detalhado. A evidência em apoio à hipótese do GAD vem de estudos paleomagnéticos em sedimentos recentes do fundo do mar e lagos e de rochas ígneas e sedimentares mais recentes.

Supondo que a direção do campo magnético registrado em um determinado local seja a de um campo dipolar, é possível calcular onde o pólo geomagnético deveria estar para produzir a declinação e inclinação observadas. Esse local é chamado de posição do polo geomagnético virtual (*virtual geomagnetic pole* - VGP). A hipótese do GAD estabelece que se a variação secular do CMT for adequadamente amostrada, a posição média do polo magnético coincide com o polo geográfico. Desta forma se um conjunto de sítios paleomagnéticos registra adequadamente a variação secular do campo geomagnético, a média dos respectivos VGPs calculados fornece um pólo geomagnético que deve coincidir com o pólo geográfico. O VGP é importante para entender e construir, por exemplo, o caminho ou trajetória dos continentes no passado.

1.2.6 Variação secular

Sabe-se que o campo geomagnético não é constante no tempo. As rápidas flutuações muitas vezes são sobrepostas pelas variações lentas com períodos desde anos até milhões de anos, provocadas pelo movimento convectivo do geodínamo. Essas mudanças temporais ao longo do tempo são denominadas variação secular e podem ocorrer devido a variações das componentes dipolar e não-dipolar do campo (e.g. Lowrie, 1997) (seções 1.2.6.1 e 1.2.6.2).

A primeira tentativa de determinar a variação secular em sedimentos recentes foi feita por Johnson *et al.*, (1948), nos Estados Unidos, utilizando sedimentos da Nova Inglaterra, que cobriram o período entre 10 e 5 mil anos. Mackereth, 1971, identificou através de estudos de sedimentos pós-glaciais depositados no fundo do Lago Indermere, na Inglaterra, oscilações de longo período na declinação. Desde então, muitos estudos similares a estes foram realizados na Europa, América do Norte, Austrália, Argentina e Nova Zelândia. Tais estudos são geralmente referidos como estudos de variação paleosecular (PSV).

Para períodos anteriores a 1900, os modelos do campo geomagnético se baseiam em medidas diretas e indiretas. Um dos primeiros modelos para os últimos 400 anos foi desenvolvido por Barraclough (1974), que utilizou exclusivamente os dados direcionais obtidos por navegadores. Em modelos mais recentes foram utilizadas técnicas de inversão mais avançadas e contaram com um acervo de dados direcionais muito mais amplo. Estes dados foram obtidos a partir da compilação dos registros de diversas campanhas marítimas efetuadas entre os séculos XVI e XIX.

Além disso, foram utilizados dados mais recentes de observatórios geomagnéticos e de satélites (Bloxhan & Gubbins, 1985; Bloxham & Jackson, 1989; Bloxham *et al.*, 1989; Jackson *et al.*, 2000).

Os sedimentos de lagos são propícios à preservação de registros paleomagnéticos devido às taxas de sedimentação relativamente altas, fácil acessibilidade e pouca influência de correntes, ondas e bioturbação. Os registros de PSV reconstruídos a partir de sedimentos marinhos e de lagos têm sido cada vez mais utilizados nas últimas décadas (e.g., Gogorza *et al.*, 1999; Lisé-Pronovost, 2013; Brown *et al.*, 2015; Panovska *et al.*, 2018a, 2021; Lopes *et al.*, 2022).

1.2.6.1 Variação secular do campo dipolar

A variação secular para o campo dipolar ocorre tanto em intensidade quanto em direção (e.g., Valet, 2003). A intensidade do momento de dipolo atualmente é cerca de $8 \times 10^{22} Am^2$. Através da análise das predições dos modelos de campo foi constatado uma taxa de diminuição de 3,2 % por ano entre 1550 e 1900 (e.g., Jackson *et al.*, 2000; Korte *et al.*, 2005; Gubbins *et al.*, 2006; Finlay, 2008; Korte *et al.*, 2009). Os dados existentes de direção do campo sugerem uma variação da inclinação do dipolo de 3° em relação ao eixo de rotação da Terra. Nos últimos 200 anos a declinação do dipolo se manteve constante entre 11° e 12° . A longitude do dipolo nos últimos 400 anos exibiu variações para oeste a uma velocidade de aproximadamente $0,14^\circ$ por ano antes do século XIX e de $0,044^\circ$ por ano nos últimos 100 anos (e.g., Lowrie, 2007).

1.2.6.2 Variação secular do campo não-dipolar

A parte do campo de origem interna, obtida subtraindo o campo do dipolo geocêntrico inclinado do campo total, é chamado de campo não-dipolar. Um mapa do campo não-dipolar consiste em um sistema de anomalias magnéticas de tamanho irregular e longo comprimento de onda. A comparação de mapas do campo não-dipolar para diferentes épocas mostra dois tipos de variação secular. Algumas anomalias parecem ser estacionárias, mas mudam de intensidade. Outras anomalias mudam lentamente de posição com o tempo (Lowrie, 2007). A deriva para oeste é a feição mais notável que indica que a variação secular do campo atual é não-dipolar (Figura 1.3). A média dessa deriva é de $0,18^\circ$ por ano para os últimos 2 mil anos. Em alguns locais essa deriva, chega a $0,7^\circ$ por ano. A deriva para oeste detectada sobre

o Atlântico é um exemplo clássico da mudança direcional do campo não-dipolar e varia a uma velocidade média de $0,3^\circ$ por ano (Merrill *et al.*, 1998; Hartmann & Pacca 2009).

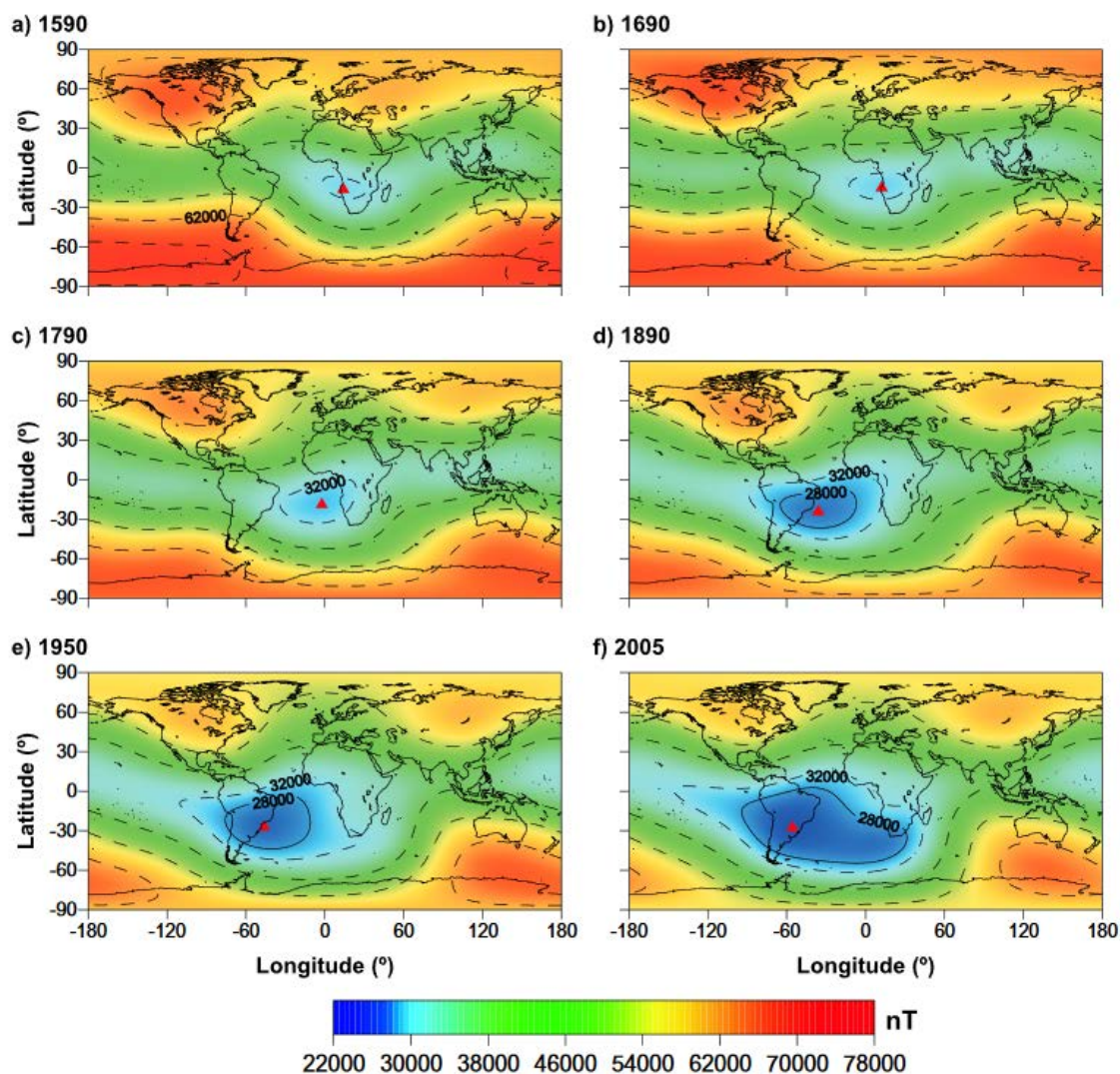


Figura 1.3. Variação temporal da intensidade do campo geomagnético obtida através dos modelos GUFM1 e IGRF. O triângulo indica o centro da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS) (Hartmann & Pacca 2009).

1.2.7 Excursões do campo geomagnético

As excursões geomagnéticas ocorrem quando o VGP calculado a partir da direção do campo em certa localidade, se afasta mais de 45° da sua posição média no tempo para aquela época sem que aconteça uma transição de polaridade (Barbetti & McElhinny, 1976). Exemplos da ocorrência de excursões foram observados através de uma sucessão de fluxos de lava que registrou as variações do campo magnético no tempo em detalhe (e.g., Doell & Cox, 1972). As excursões do campo geomagnético, principalmente as que ocorrem dentro do período do Quaternário, são bem

documentadas e servem como uma ferramenta importante de datação em períodos em que não existem reversões do campo geomagnético. Para o chron normal de Brunhes já temos bem estabelecida a escala temporal de instabilidade geomagnética (Geomagnetic Instability Time Scale – GITS, Singer, 2014), que mostra as principais excursões nos últimos 800 mil anos (Figura 1.4).

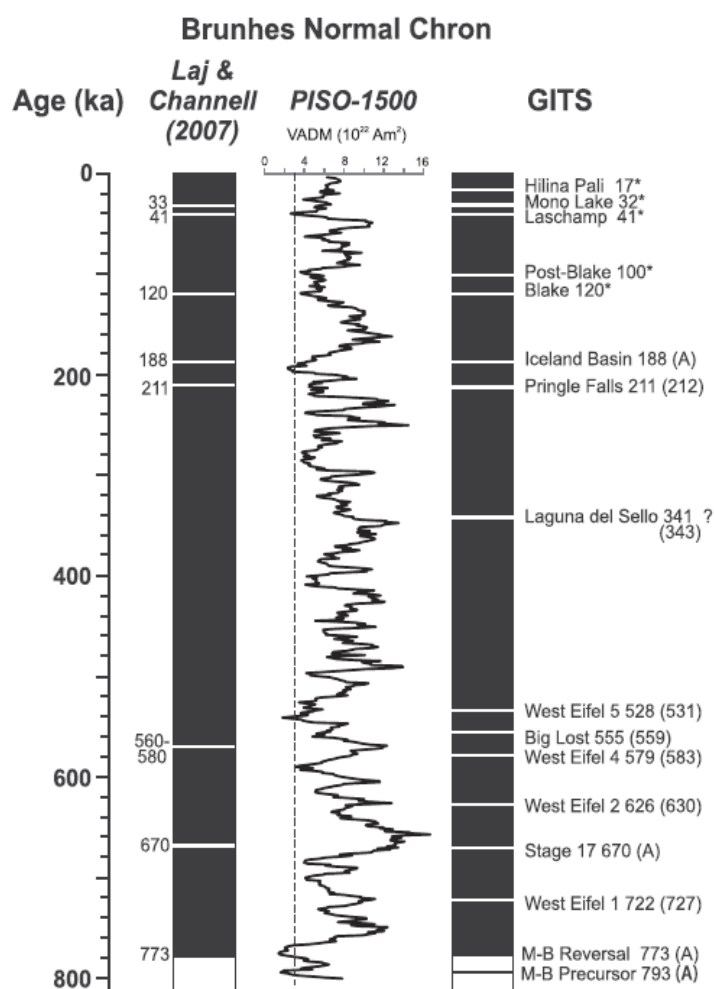


Figura 1.4. A GITS (Geomagnetic Instability Time Scale) para os últimos 800 mil anos baseado no registro de Paleointensidade do modelo PISO-1500 (Channell et al., 2009). Retirado de Singer (2014).

Um número crescente de modelos baseados em dados arqueomagnéticos e paleomagnéticos cobrindo os últimos 14 milênios (e.g., Korte *et al.*, 2011; Licht *et al.*, 2013; Nilsson *et al.*, 2014; Pavón-Carrasco *et al.*, 2014; Panovska *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016) melhoraram nossa compreensão da evolução do campo global em escalas de tempo secular a milenar (e.g., Constable & Korte, 2015). No entanto, não temos um bom entendimento do campo geomagnético global durante mudanças mais extremas no campo, como reversões e excursões. Esses eventos ocorreram

inúmeras vezes no passado geológico (Singer, 2014; Laj & Channell, 2015) e são relevantes para a compreensão de toda a gama de comportamentos geodinâmicos.

A natureza global das excursões é pouco conhecida. Alguns modelos de campo, por exemplo, GGF100k (Panovska *et al.* 2018) e LSMOD.2 (Panovska *et al.* 2019) sugerem que as excursões podem ser produzidas por variações na intensidade do dipolo axial mais fortes do que o habitual, mas sem alterações significativas na variação secular (Korte *et al.*, 2019). Muitos registros paleomagnéticos indicam que a intensidade geralmente enfraquece durante as excursões (como durante as reversões), mas as direções de transição que as acompanham nem sempre foram observadas globalmente (e.g., Roberts, 2008; Laj & Channell, 2015).

Três excursões são listadas como confirmadas nos últimos 100 mil anos em uma revisão abrangente de Laj & Channell (2015). O evento com um registro mais significativo é claramente a excursão Laschamp (~41 mil anos), identificado em registros distribuídos em todo o mundo (e.g., Channell *et al.*, 2017). As excursões de Mono Lake (~33 mil anos) e do Mar da Noruega e da Groenlândia (~60 mil anos) são bem menos documentadas globalmente. Nowaczyk *et al.*, (1994), Singer *et al.*, (2014) e Ahn *et al.*, (2018), listam vários eventos de variações geoagnéticas ocorridas nos últimos 20 mil anos, que, dadas as incertezas de idades, podem ser manifestações da excursão de Hilina Pali, atualmente datada em torno de 17 mil anos (Singer, 2014). Relatos individuais entre ~106 e 91 mil anos e provavelmente pertencentes ao mesmo evento foram denominados Fram Strait (Nowaczyk *et al.*, 1994), Post-Blake (Thouveny *et al.*, 2004) ou excursão Skálamaelifell (e.g., Jicha *et al.*, 2011). O termo mais amplamente utilizado na literatura atual para denominar esta excursão é Post-Blake. A Figura 1.5 fornece uma visão geral dos locais onde foram encontrados registros de excursões nos respectivos intervalos de tempo. É difícil estabelecer o comportamento do campo magnético global durante excursões a partir de registros individuais. Até certo ponto, esses registros podem levar em consideração a consistência física de informações de diferentes regiões e desconsiderar sinais inconsistentes. No entanto, eles também podem ser afetados por informações erradas ou ausentes, como cronologias incorretas ou variações rápidas não registradas.

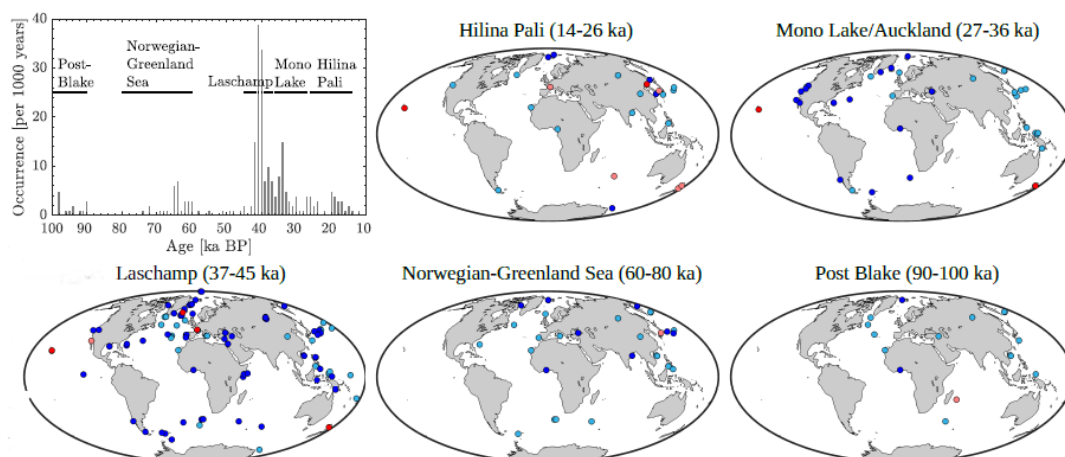


Figura 1.5. Distribuições temporais e espaciais de excursões geomagnéticas (pontos azuis e vermelhos) e características de excursões observadas na forma de baixos de paleointensidade e/ou direções anômalas (azul claro e vermelho claro) nos últimos 100 mil anos relatados em publicações (histograma). Os registros de sedimentos estão em azul e azul claro e os registros de dados vulcânicos estão em vermelho e vermelho claro. Retirado de Panovska et al., (2019).

1.2.8 Reversões do campo

A inversão de polaridade ocorre quando se inverte totalmente o sentido do campo geomagnético, ou seja, durante uma reversão ocorre uma inversão entre o norte e o sul magnético variando a declinação em 180° . A última reversão do campo geomagnético ocorreu há aproximadamente 770 mil anos, conhecida como reversão de Brunhes-Matuyama (Okada *et al.*, 2017). Antes da inversão de polaridade ocorre um decréscimo na intensidade do campo dipolar principal, e o campo total observado é dominado por componentes não-dipolares (Jacobs, 1994; Simon *et al.*, 2018). O intervalo de tempo para a ocorrência de uma inversão de polaridade (reversão) ou de uma excursão são de poucos milhares de anos (Merrill *et al.*, 1998).

Os dois principais eventos registrados, nos quais o campo permaneceu por longo período na mesma polaridade são, o Superchron de Polaridade Normal do Cretáceo (entre 120 e 83 milhões de anos atrás) e o Superchron de Polaridade Reversa do Paleozóico (entre 316 e 262 milhões de anos atrás). Em média, observa-se que ao longo da escala de tempo Geológico, o campo permaneceu metade do tempo em polaridade normal e metade do tempo em polaridade reversa. A Figura 1.6, mostra a escala temporal de inversões de polaridade do campo geomagnético para os últimos 160 milhões de anos.

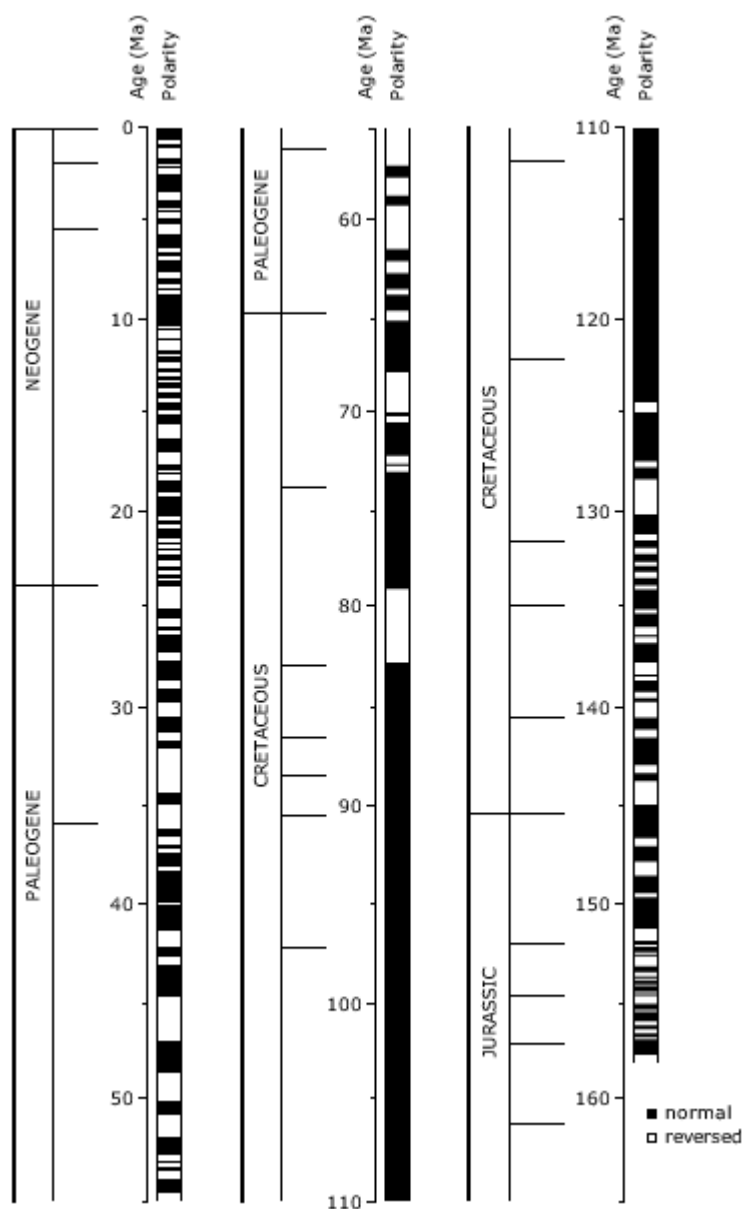


Figura 1.6. Escala temporal de polaridade geomagnética (GPTS) mostrando as inversões de polaridade da Terra ao longo dos últimos 160 milhões de anos até o presente. As bandas em preto representam a polaridade normal do campo geomagnético e as bandas em branco a polaridade reversa. (Lowrie,1967).

1.2.9 Aquisição de magnetização remanente em sedimentos

Os sedimentos são registros contínuos para determinar as variações relativas do CMT devido à possibilidade de sequências longas e bem datadas e com uma distribuição global razoável. A suposição subjacente aos estudos de paleointensidade usando sequências sedimentares é que os sedimentos retêm um registro refletindo a intensidade do campo magnético de quando eles foram depositados.

Experimentos em que os sedimentos foram agitados na presença de um campo (para simular a bioturbação) mostraram uma relação razoavelmente linear com o campo aplicado, e esses resultados estimularam a perspectiva de que variações no CMT possam realmente ser recuperáveis a partir de sequências sedimentares apropriadas (Lowrie, 2007). Quando vistos em escalas de tempo de centenas a milhares de anos, os conjuntos de dados de paleointensidade relativa registrados em locais a mais de alguns milhares de quilômetros de distância uns dos outros têm pouca semelhança entre si, sugerindo que eles são dominados pelo comportamento de campo não-dipolar. Quando vistos em escalas de tempo de algumas dezenas de milhares a centenas de milhares de anos, no entanto, estes mesmos registros mostram coerência mesmo estando separados por grandes distâncias (pelo menos milhares de quilômetros) e podem refletir alterações no campo dipolar (Butler, 2004).

Os sedimentos tornam-se magnetizados de uma maneira bem diferente dos corpos ígneos. Os grãos detríticos já são magnetizados, ao contrário das rochas ígneas que cristalizam abaixo das temperaturas de Curie. Partículas magnéticas que podem girar livremente se orientarão na direção do campo aplicado, assim como as agulhas da bússola. Uma amostra de rocha contém diversas magnetizações naturais, as quais diferem em estabilidade e direção. A magnetização presente na rocha sem prévio tratamento de laboratório, pode ser primária, secundária ou ainda a soma de ambas.

A magnetização remanente primária de uma rocha é aquela adquirida durante sua formação. Segundo Butler (2004) a magnetização remanente primária pode acontecer na rocha de três formas: (1) magnetização térmica, adquirida durante o resfriamento a alta temperatura; (2) magnetização remanente química, formada pelo crescimento de grãos ferromagnéticos abaixo da temperatura de Curie; e (3) magnetização remanente detrítica, adquirida durante o acúmulo de sedimentares contendo minerais ferromagnéticos detríticos.

A rocha ainda pode registrar outras magnetizações, posteriores a sua formação. Esta magnetização posterior é chamada de magnetização remanente secundária. Segundo Butler (2004), a magnetização remanente secundária pode resultar de alterações químicas que afetam minerais ferromagnéticos, exposição a descargas elétricas (raios) próximos ou exposição prolongada ao campo geomagnético após a formação de rochas. A resultante dessas componentes é a magnetização remanente natural (*natural remanent magnetisation* – NRM).

$$\text{NRM} = \text{NRM primária} + \text{MRS secundária} \quad (1.15)$$

Segundo Tauxe (1993) a aquisição de magnetização em sedimentos de ambientes oceânicos ou lacustres é um processo que pode ocorrer em dois momentos: (1) durante a queda da coluna d'água quando o grão toca a interface água-sedimento (magnetização remanente detrítica); (2) quando o grão está na zona de gel, camada logo abaixo da interface água-sedimento (magnetização remanente pós-deposicional).

1.2.9.1 Magnetização Remanente Detrítica

Uma rocha sedimentar quando se forma é constituída por partículas magnéticas oriundas de rochas pré-existentes que estatisticamente se orientam na direção do campo geomagnético ambiente; essas partículas magnéticas são constituídas principalmente de:

- óxidos de ferro derivados da rocha matriz (detritos);
- hidróxicos ferricos (ou seus derivados);
- óxidos de ferro precipitados somente quimicamente;

Em rochas sedimentares, cuja magnetização é devida quase que inteiramente a óxidos ferrimagnéticos de origem detrítica, a instabilidade magnética é grande. A orientação dessas partículas está diretamente associada às condições ambientais em que ocorreu a deposição. Forças magnéticas e mecânicas competem para produzir um alinhamento físico das partículas ferrimagnéticas detríticas. Durante a sedimentação em ambiente de água parada, essas partículas são orientadas pelo campo geomagnético. As partículas ficam, em média, alinhadas com o CMT. A ação das forças mecânicas pode, às vezes, comprometer esse alinhamento. As correntes de água causam forças hidromecânicas que modificam o alinhamento durante o assentamento, dando origem a um erro de declinação (Figura 1.7a). Em contato com o fundo da bacia sedimentar, a força mecânica da gravidade faz com que a partícula role, causando um erro de inclinação. Durante o processo de soterramento profundo, a pressão exercida pelo sedimento superior pode causar compactação, aumentando assim a possibilidade de ocorrência de erros de direcionais. .. A magnetização remanente detrítica (*detrital remanent magnetisation* - DRM) é finalmente gravada em rochas sedimentares durante a consolidação do sedimento.

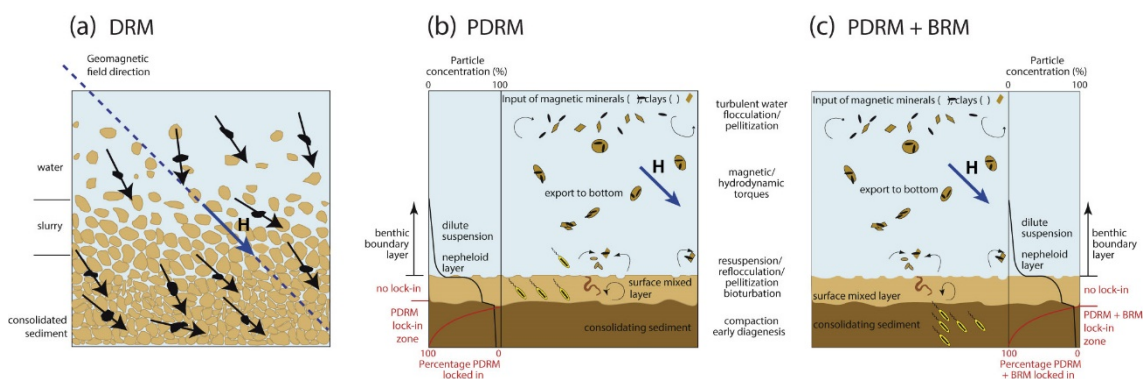


Figura 1.7. Imagem representativa da aquisição de remanência sedimentar por meio de (a) magnetização remanente deposicional (DRM), (b) magnetização remanente pós-deposicional (PDRM) e (c) um PDRM ao lado de uma magnetização remanente biogênica (BgRM). Na ilustração o campo geomagnético está representado pela letra **H**. (Modificado de Roberts et al., 2013).

1.2.9.1 Magnetização Remanente pós-Deposicional - PDRM

Quando os grãos magnéticos se depositam na interface água-sedimento e, em seguida, adquirem os possíveis erros de inclinação descritos anteriormente, geralmente caem em espaços vazios ou em furos intersticiais onde ainda estão livres para girar (Irving & Major, 1964). Como mostra a teoria geral da DRM, o alinhamento magnético das partículas magnéticas é praticamente instantâneo, de modo que os grãos suspensos tendem a se realinhar novamente na direção do campo aplicado H . Dessa forma, a PDRM é adquirida através do alinhamento dos grãos magnéticos em uma camada de mistura denominada zona de gelo (ou zona de *lock-in*), que se localiza entre a coluna d'água e a camada de sedimentos consolidados (Figura 1.7b). Existem três problemas inerentes ao processo de aquisição da magnetização na zona de gelo: o tempo entre a deposição e o *lock-in* da magnetização, que pode comprometer a resolução temporal e suavizar o sinal magnético, a incerteza na profundidade na qual a magnetização é adquirida e, por fim, os efeitos locais de bioturbação (Tauxe *et al.*, 2006).

Em ambientes com bioturbação pode ocorrer redução de 50% do registro de variação paleosecular se a taxa de sedimentação for de 10 cm/ka (Lund & Keigwin, 1994). Roberts & Winklhofer (2004) mostraram que a bioturbação causa um atraso na aquisição da PDRM, que pode ser estimado a partir da datação da camada de mistura, e que varia de acordo com a espessura dessa camada e com a taxa de sedimentação (Figura 1.7c). É provável que isso cause grande suavização nos dados paleomagnéticos registrados, levando à perda de informações geomagnéticas e

possivelmente distorcendo as informações coletadas sobre o funcionamento do geodínamo.. No caso de a PDRM ocorrer na ausência de bioturbação, as partículas magnéticas permanecerão livres para rotacionar em resposta ao campo geomagnético (Irving, 1957; Irving & Major, 1964). Nesses casos, o tempo entre a deposição e o *lock-in* da magnetização remanente dependerá essencialmente da história de compactação e fechamento do espaço poroso do sedimento.

Estudos recentes vêm mostrando que os magnetofósseis (magnetitas biogênicas) são uma importante fonte de magnetização em sedimentos marinhos e lacustres. Nos magnetofósseis as suas cadeias alinhadas ou partículas individuais compõem uma porção importante da magnetização remanente dos sedimentos (e.g., Roberts *et al.*, 2013). Em alguns sedimentos, a concentração de magnetofósseis é tão alta (chegando até 70% da assembleia de minerais) que a intensidade da NRM aumenta consideravelmente, o que sugere que os magnetofósseis contribuem para o registro paleomagnético (Tarduno *et al.*, 1998). Estas observações levaram à hipótese de que a magnetização remanente biogeoquímica (*biogeochemical remanente magnetization* – BgRM), adquirida por cadeias de magnetossomos alinhadas geomagneticamente, preservam a orientação do campo geomagnético pretérito no registro sedimentar e contribuem significativamente para a NRM (Figura 1.7c).

1.3 ALVOS DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

1.3.1 Lagoa dos Patos – Localização e contexto geológico

A Lagoa dos Patos está localizada na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul (Figura 1.8). A planície costeira é a área mais meridional do Rio Grande do Sul e seu lado leste é limitado pelo embasamento, enquanto a parte norte é coberta por sequências sedimentares e vulcânicas paleozóicas e mesozóicas da bacia do Paraná. A planície costeira do Rio Grande do Sul é tipicamente constituída por depósitos quaternários não consolidados, todos relacionados a eventos transgressivos, que desenvolveram sistemas deposicionais, constituídos por barreiras e lagoas (Toldo Jr. *et al.*, 2006). Possui um extenso número de lagoas e lagos costeiros que ocupam quase um terço da planície que tem uma superfície de 33.000 km².

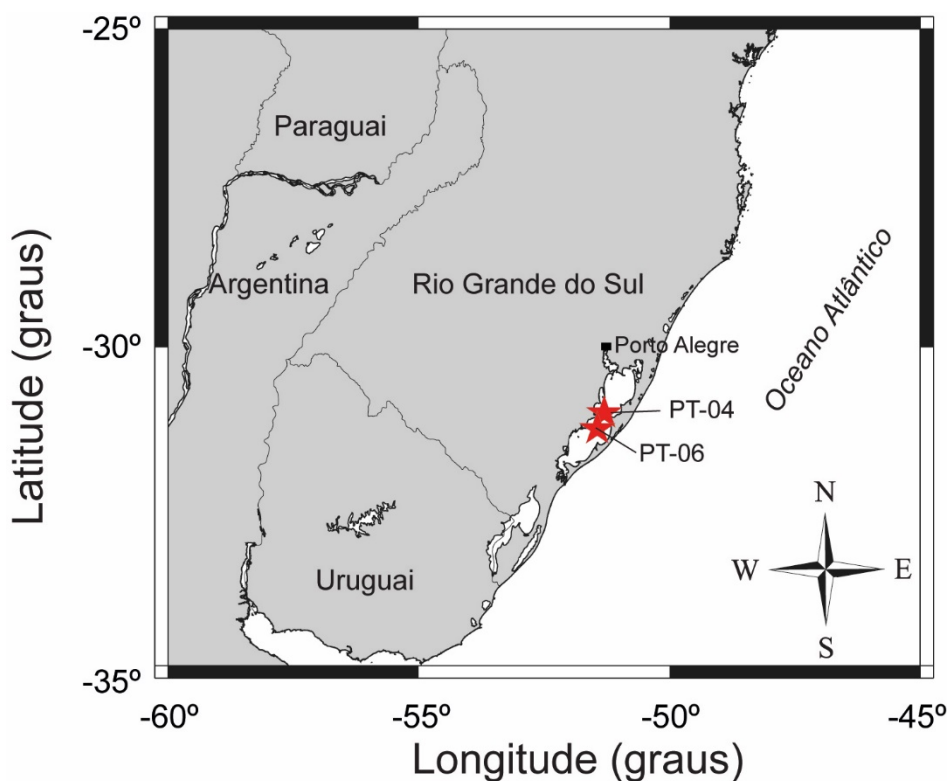


Figura 1.8. Mapa de localização da Lagoa dos Patos. As estrelas vermelhas indicam a localização dos testemunhos de sondagem PT-04 e PT-06. (modificado de Lopes et al., 2022).

A maior dessas lagoas é a Lagoa dos Patos, que tem aproximadamente 240 km de extensão, 40 km de largura e profundidade média de cerca de 6 m. Abrange uma área de 10.000 km², seguindo na direção NE-SW. A Lagoa dos Patos se conecta com o Oceano Atlântico através de uma única entrada - o Canal do Rio Grande, no extremo sul da lagoa, onde a amplitude média das marés é de 0,31 m e vazão média de 4.800 m³/s (Andrade *et al.*, 2018). A água do mar penetra na Lagoa até 200 km ao norte em condições excepcionais favorecidas por ventos de sul (Martins *et al.*, 1989; Toldo Jr., 1989). A Lagoa dos Patos recebe água doce de uma área de drenagem de cerca de 170.000 km², principalmente do sistema do rio Guaíba, cuja foz, o Delta do Jacuí, fica na cidade de Porto Alegre, no extremo noroeste da Lagoa. Como resultado, grande parte da Lagoa tem uma salinidade inferior a 3%. Um contribuinte muito menor de água doce para a Lagoa é o rio Camaquã.

As bacias hidrográficas combinadas dos rios Guaíba e Camaquã cobrem quase metade da área do estado do Rio Grande do Sul. A água da Lagoa dos Patos tem tempo de residência de cerca de 108 dias (Toldo Jr. *et al.*, 2006). Enquanto o rio Guaíba contribui principalmente com lama para a Lagoa, o rio Camaquã contribui

principalmente com areia. Os sedimentos do fundo da Lagoa têm menos de 4% de areia e consistem principalmente de lodo e lodo argiloso na metade norte da Lagoa e argila siltosa na metade sul. Predominam as cores cinza esverdeadas. A deposição atual de lamas ocorre em profundidades de água abaixo da base normal das ondas, que raramente excede 4 m. Acredita-se que as lamas da Lagoa sejam em grande parte derivadas do rio Guaíba, principalmente porque sua grande bacia retém a maior parte da areia do rio (Toldo Jr., 1989; Toldo Jr., *et al.*, 2003).

Alguns estudos sugerem um acúmulo contínuo de sedimentos na Lagoa dos Patos (Toldo Jr. *et al.*, 2000; Toldo Jr. *et al.*, 2006). De acordo com estes dois trabalhos, a lagoa é um corpo de água costeira grande e rasa, protegida das ondas do oceano próximo. Portanto, a Lagoa dos Patos é um local chave para a reconstrução paleomagnética e paleoambiental de alta resolução em latitudes médias no hemisfério Sul.

1.3.1.1 Localização dos testemunhos de sondagem e amostragem

Foram amostrados dois testemunhos contínuos (PT-04 e PT-06) localizados na área central da Lagoa dos Patos e distantes da foz dos rios Guaíba e Camaquã. O testemunho PT-04 (31°01'55"S, 51°18'04"W) dista aproximadamente 30 km da foz do rio Camaquã, e o testemunho PT-06 (31°16'44,9469"S, 51°26'36,12122"W) dista 60 km da foz do rio Guaíba (Figura 1.8). Ambos foram coletados durante um trabalho de campo, utilizando uma sonda de testemunho de 5 m de comprimento para extraí-los (Figura 1.9a). Os testemunhos contêm sedimentos bem preservados caracterizados por lamas cinzentas escuras a castanhas (Figura. 1.9c).

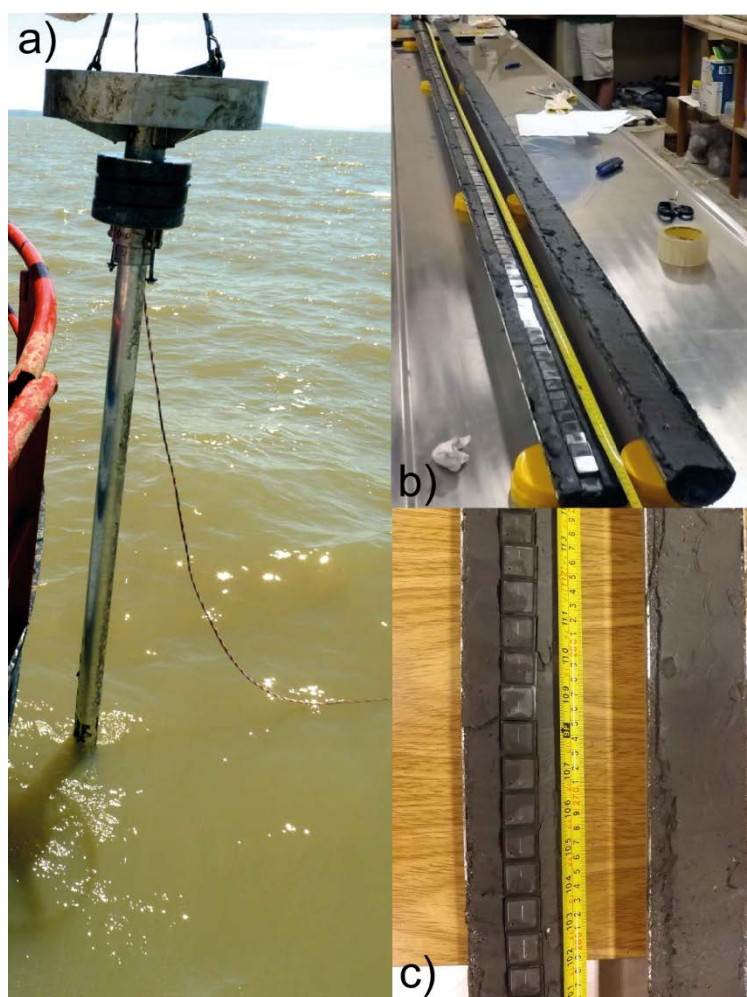


Figura 1.9. a) Fotografia de campo tirada de dentro do barco durante a coleta. b) Testemunho sobre a mesa de trabalho cortado ao meio para medição e coleta de amostras paleomagnéticas. c) Parte do testemunho PT-06 com caixas paleomagnéticas de 8 cm³ inseridas no meio do testemunho.

A camada sismicamente lamacenta entre a interface sedimento-água e o reflexo subfundo contém a sequência lagunar do Holoceno (Toldo *et al.*, 2000; Bortolin *et al.*, 2018). A partir da transição entre as margens e o fundo da lagoa, esta camada aumenta de espessura até cerca de 6 m. Texturalmente, esta camada transparente, ainda não totalmente penetrada pelo testemunho gravitacional, provavelmente consiste em lama quase pura, cujo ambiente de deposição foi o fundo de baixa energia da lagoa (Toldo *et al.*, 2000). Os depósitos lamacentos têm fundo plano, com sedimentos que variam de silte a argila siltosa. São homogêneos, ricos em matéria orgânica e sismicamente transparentes (Toldo *et al.*, 2000).

1.3.2 Bacia de Pelotas – Localização e contexto geológico

A Bacia de Pelotas é a bacia marginal mais meridional do Brasil. Situa-se na direção geral NE-SW entre 28°30'S (Cabo de Santa Marta) a 34°S (fronteira com o Uruguai). A plataforma continental é mais estreita no setor norte, tendo cerca de 110 km de largura perto do Cabo de Santa Marta, e no sul a largura da plataforma estende-se até 170 km ao largo do porto de Rio Grande (Corrêa *et al.*, 1996; Cooke *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2013).

A Bacia de Pelotas foi definida por Ghignone (1960), como uma ampla bacia preenchida por sedimentos Terciários e Quaternários, com uma superfície ocupada pelas lagoas dos Patos, Mirim, Mangueira e do Peixe, entre outras, na costa do Rio Grande do Sul. Apresenta falhas normais e linhas de flexura paralelas à margem continental, resultando em degraus escalonados. Sua configuração sugere um abatimento longitudinal, relativamente raso. Asmus & Porto (1972) definem a Bacia de Pelotas como marginal subsidente com preenchimento de sequências clásticas continentais e transicionais. Sua origem está relacionada ao processo de rifteamento (também designado de tafrogênese) que ocorre pelo estiramento da crosta ou da litosfera (crosta e mantolitosférico terrestres). Esse processo caracterizou a ruptura do paleocontinente Gondwana no Jurássico, com a separação dos continentes sul-Americano e Africano.

O processo de rifteamento levou à abertura do Oceano Atlântico Sul e ao início da formação das bacias marginais brasileiras. Klemme (1980), classifica a Bacia de Pelotas como Tipo V – crosta intermediária e costeira, compreendendo o trecho meridional da margem continental brasileira ao sul da plataforma de Florianópolis. De acordo com Asmus (1983), a bacia se diferencia das demais no litoral brasileiro por registrar apenas o último estágio evolutivo, o oceânico. Segundo o autor, os registros dos estágios anteriores deveriam ocorrer mais afastados da linha de costa, e estariam encobertos por espessos pacotes sedimentares.

Fontana (1990, 1996) identificou as fases Pré-rifte e Pós-rifte, onde a primeira fase é representada por uma sequência basáltica associada ao início do rifteamento e a segunda, está relacionada ao soterramento das sequências do rifte sob um espesso prisma sedimentar. No Mioceno Superior até o Pleistoceno Holoceno, o Cone do Rio Grande foi formado, com a deposição de um pacote sedimentar de maior espessura sobreposto a essa unidade fisiográfica e morfológica de mar profundo. Esse Cone é composto pela acumulação de material terrígeno, principalmente pelítico

da drenagem do Rio de La Plata e das terras altas do Rio Grande do Sul (Martins *et. al.*, 1972).

1.3.2.1 Descrição e localização dos testemunhos de sondagem

Os testemunhos de sondagem SAT-048A ($29^{\circ}11'52,11''\text{S}$; $47^{\circ}15'10,21''\text{W}$) e SIS-188 ($29^{\circ}13'16,26''\text{S}$; $47^{\circ}17'17,61''\text{W}$), estão localizados na encosta médio-continental da Bacia de Pelotas, a 1.542 e 1.514 m, respectivamente, de profundidade de água (Figura 1.10).

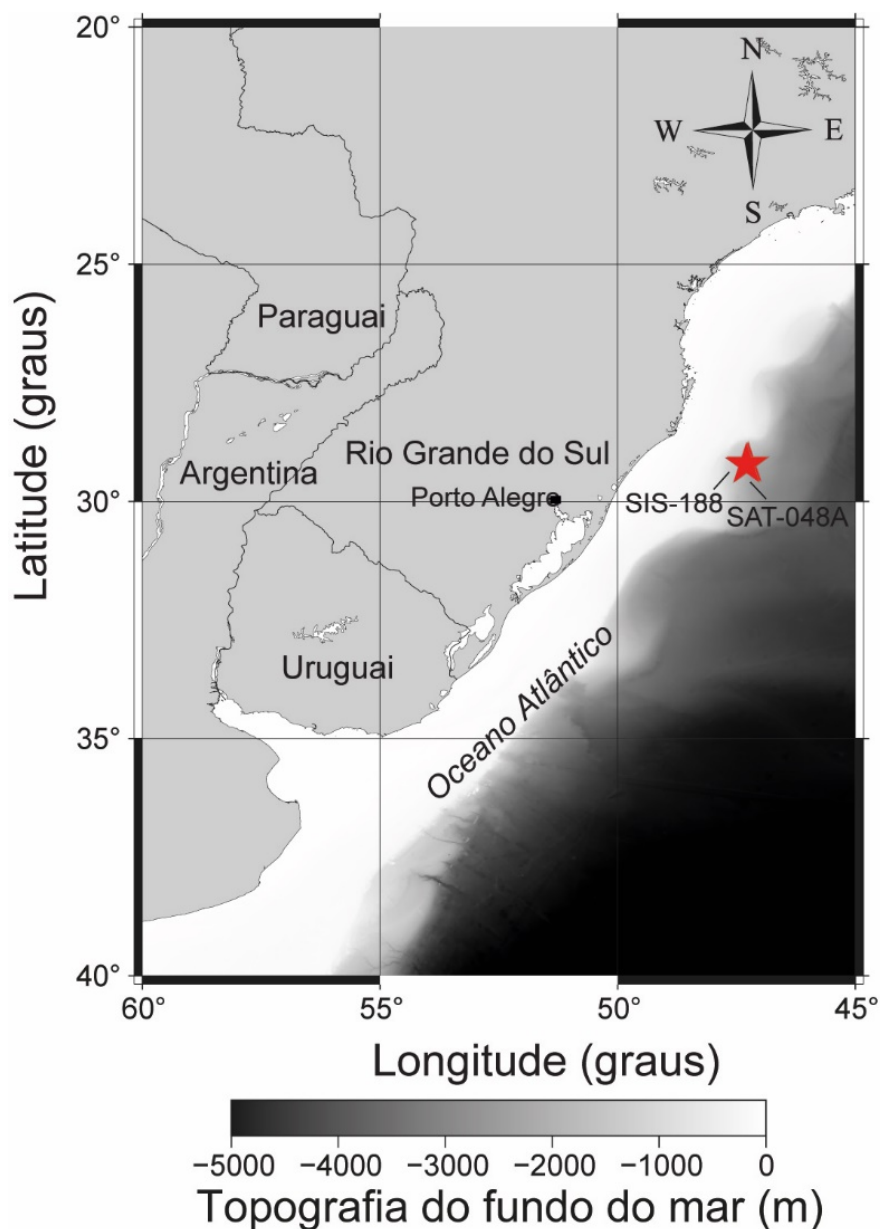


Figura 1.10. Localização dos testemunhos de sondagem SAT-048A e SIS-188 sob a Bacia de Pelotas.

Os sedimentos recuperados correspondem à porção mais superior da Formação Imbé e compreendem sedimentos do final do Pleistoceno ao Holoceno médio. O testemunho SAT-048A consiste em lama hemipelágica rica em carbonato e areia siliciclástica rica em carbonato. O testemunho SIS-188 é composto por lama hemipelágica rica em carbonato, lama ligeiramente arenosa rica em carbonato e lama hemipelágica rica em carbonato.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados para o desenvolvimento desta Tese provêm de testemunhos obtidos no sul do Brasil. Dois deles, PT-04 (369 cm) e PT-06 (320 cm), foram coletados no fundo da Lagoa dos Patos, em uma expedição de pesquisa oceanográfica e geofísica marinha (Centro de estudos costeiros e oceânicos - CECO/UFRGS) em fevereiro de 2014, para estudos de taxa de sedimentação e assinatura isotópica, mais tarde cedidos para essa pesquisa. Os outros dois testemunhos, SAT-048A (356.5 cm) e SIS-188 (336 cm), foram coletados pela empresa FUGRO Brasil para a Agência Nacional do Petróleo (ANP) na encosta médio-continental da Bacia de Pelotas.

Uma extensa revisão bibliográfica de conceitos e informações acerca dos tópicos que serão abordados a seguir foi realizada, consolidando o embasamento teórico que permitiu o desenvolvimento desta Tese. Nos parágrafos seguintes, será descrito uma breve introdução de como são realizadas as amostragens em sedimentos, quais os equipamentos utilizados e quais as medidas de interesse para obtermos informações paleodirecionais e de paleointensidade relativa do CMT. Especificidades na metodologia de cada área de estudo (PT-04, PT06, SAT-048A e SIS-188) podem ser encontradas nos itens Materiais e Métodos nos respectivos artigos científicos (Capítulos 2 e 3).

1.4.1 Amostragem dos testemunhos

A amostragem dos sedimentos iniciou a partir da coleta dos testemunhos com amostrador *gravity core*, que são capazes de amostrar sequências de lama, areia ou cascalho abaixo da interface água-sedimento com dezenas de metros de espessura. Após a coleta, cada testemunho foi dividido ao meio e a sub-amostragem para análise paleomagnética foi realizada na parte central da meia calha para evitar contaminação por sedimentos reorientados durante a movimentação do amostrador (Figura 1.9B). A sub-amostragem foi realizada de forma individual em caixas cúbicas (8 cm³) colocadas

lado a lado continuamente orientadas em direção ao topo de cada testemunho. Foram obtidas 132 amostras no PT-04 e 86 amostras no PT-06 com uma resolução de aproximadamente 2,5 cm. Nos testemunhos SAT-048A e SIS-188 foram obtidas 134 e 126 amostras, respectivamente. No total, foram analisadas 478 amostras de sedimentos para a confecção desta Tese. As amostras foram armazenadas no escuro e em local fresco a +4°C logo após os procedimentos de amostragem. Todas as medições paleomagnéticas foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo (USPMag) da Universidade de São Paulo (USP).

1.4.2 Datação

Para os registros da Lagoa dos Patos (PT-04 e PT-06) a cronologia é estabelecida com base na datação por radiocarbono ^{14}C por espectrometria de massa com aceleradores (AMS). Foram datadas 11 amostras distribuídas entre os testemunhos PT-04 (sete amostras) e PT-06 (quatro amostras). As datações foram realizadas no Laboratório de Radiocarbono do Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF) e na *Beta Analytic Inc.* As idades de carbono foram calibradas para anos civis usando a curva de calibração SHCal20 (Hogg *et al.*, 2020).

Nos testemunhos SAT-048A e SIS-188 os modelos de idade são baseados em análises de radiocarbono ^{14}C realizadas em amostras monoespecíficas do foraminífero planctônico *Globigerinoides ruber* (todos os morfotipos) exceto em uma amostra em que foram datadas carapaças da espécie *Globorotalia menardii*. A datação por AMS foi realizada no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense (LACUFF). Por se tratar de amostras marinhas, as idades de radiocarbono foram corrigidas para o efeito reservatório considerando um Delta R de -85+/-40,0 com base na *Marine Reservoir Correction Database* (banco de dados de correção de efeito de reservatório marinho, <http://calib.org/marine/>), usando idades de Nadal De Masi (1999), Angulo *et al.*, (2005) e Alves *et al.*, (2015) e calibrado de acordo com a curva de calibração Marine20. Como pontos de controle adicionais, utilizamos a identificação das amostras que registram o término da excursão Laschamp (40,4 ka; Channell *et al.*, 2017), tanto em direção quanto em paleointensidade relativa, correlacionadas com sedimentos bem datados de águas profundas do Atlântico Sul. O término da inclinação da excursão Laschamp ocorre em 328 cm no testemunho SAT-048A e 277 cm no testemunho SIS-188.

Os modelos de idade em função da profundidade foram estabelecidos através da metodologia Bacon (Blaauw & Christen, 2011) usando o pacote Rbacon (*The Comprehensive R Archive Network*, <https://cran.r-project.org/>). Tanto as correções para o efeito reservatório marinho quanto as calibrações foram feitas com esse pacote.

1.4.3 Desmagnetização por campos alternados

Existem algumas técnicas para que seja possível adquirir dados de paleodireção e paleointensidade relativa nos registros de sedimentos. As técnicas de desmagnetização em uma rocha ou sedimento são necessárias para separação de várias componentes que podem compor a magnetização remanente (e.g. Butler, 2004; Tauxe, 2008). A desmagnetização pode ser feita através da aplicação por campos alternados (*Alternating Field* - AF) gradualmente maiores ou por aquecimento sucessivos, também com o aumento gradual de temperatura. A magnetização remanente resultante após cada etapa de desmagnetização é medida através de um magnetômetro. A desmagnetização AF basicamente resume-se em aplicar na amostra ao longo dos três eixos ortogonais, em ambiente de campo nulo, um campo magnético alternado com valor de pico H que diminui linearmente com o tempo até atingir o valor zero. Se uma amostra de rocha for colocada em um campo magnético alternado com valor de pico H, todos os grãos com força coercitiva microscópica $B'_c < B \cos \theta$ (onde θ é o ângulo entre B e a força coercitiva microscópica de grãos) seguirão o campo à medida que alterna. Se o campo alternado pode ser aplicado a todas as orientações possíveis de grãos, então, à medida em que ele for diminuído lentamente para zero, os grãos com força coercitiva progressivamente menor tornam-se fixos em orientações diferentes e, conseqüentemente, a magnetização dos grãos com forças coercitivas inferiores a B terão suas direções aleatórias.

Feita a desmagnetização AF das amostras é possível agora extrair a componente principal da magnetização (Kirschvink, 1980). É necessário que a componente seja estável para que represente de forma mais confiável a magnetização do sedimento. O método mais eficaz de análise da estrutura e estabilidade de uma magnetização remanente envolve a construção de um diagrama vetorial. O método foi introduzido por Zijdeveld, um paleomagnetista holandês, no início dos anos 1960 (Zijdeveld, 1987). A magnetização em cada estágio da desmagnetização é resolvida nas componentes norte (N), leste (E) e vertical (V). Gráficos são então construídos da

componente norte em função da componente leste e da componente horizontal (norte ou leste) em função da componente vertical. Isso é equivalente a projetar o vetor no plano horizontal e no plano vertical norte-sul (ou leste-oeste) (Figura 1.11).

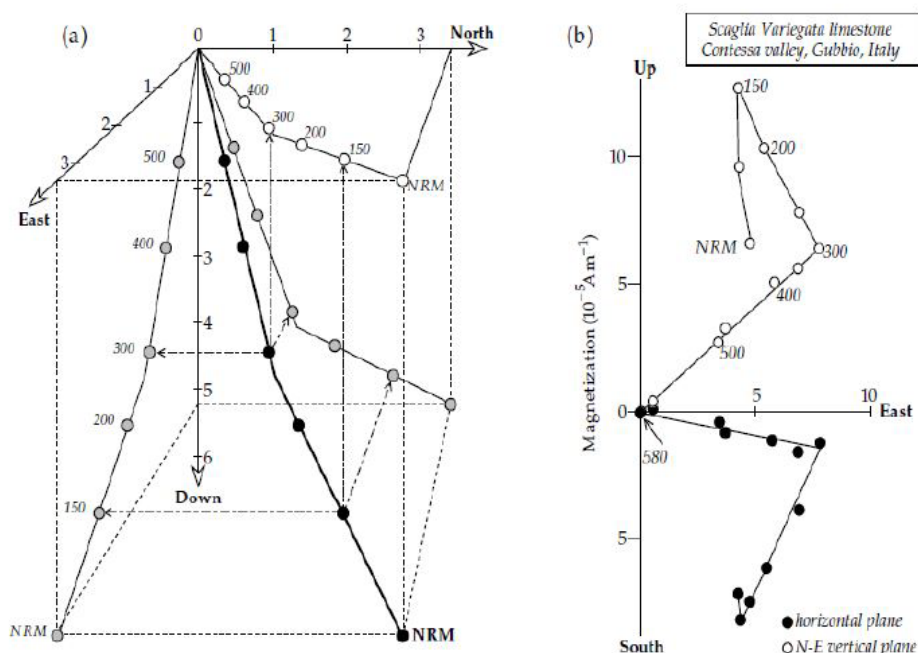


Figura 1.11. Exemplo de um diagrama vetorial de Zijdeveld para análise de desmagnetização AF ou térmica. (a) Diagrama mostrando as projeções da ponta do vetor magnetização em três planos ortogonais após cada etapa de desmagnetização (planos horizontal, vertical N- S e vertical E-W); (b) Etapas de desmagnetização obtidas por desmagnetização térmica. As componentes de magnetização sem sobreposição no espectro de temperatura de bloqueio mostram-se como lineares. (Lowrie, 2007).

Componentes de NRM que possuem espectros distintos de coercividades ou temperaturas de bloqueio são mostrados como segmentos lineares em um diagrama de desmagnetização vetorial. O exemplo na Figura 1.13B mostra três segmentos lineares distintos nas projeções horizontal e vertical. As inclinações das linhas retas representam componentes NRM com direções diferentes. Um componente removido abaixo de 150°C é direcionado para baixo ao norte e, portanto, possui polaridade normal. O componente é provavelmente uma superimposição suave (talvez um componente de magnetização remanente viscosa - VRM) adquirida nos dias atuais ou em um campo recente. Um vetor removido entre 150 °C e 300 °C pode representar uma superimposição mais antiga; é direcionado em direção sul e para cima e,

portanto, possui polaridade invertida. Se um vetor estável for deixado após a desmagnetização de frações menos estáveis, ele será indicado por uma linha reta na origem de cada metade do diagrama vetorial. É o caso do componente removido de 300°C a 580°C. É interpretado como um componente primário estável adquirido quando o campo inverteu a polaridade. O cálculo do vetor magnetização final é feito pelo método das componentes principais (PCA) de Kirschvink (1980). Nesse caso, a técnica PCA é utilizada para estimar a colinearidade e coplanaridade dos pontos ao longo da trajetória de desmagnetização da amostra. A direção da magnetização é determinada por mínimos quadrados e a precisão da reta que melhor se ajusta aos sucessivos passos de desmagnetização é estimada pelo desvio angular máximo (MAD). Se mais de um componente de magnetização estiver presente, é possível que os espectros de coercividade ou temperatura de bloqueio dos componentes possam se sobrepor parcialmente. Durante a desmagnetização dos componentes sobrepostos, o diagrama vetorial exibe uma trajetória curva. Se os espectros se sobrepuserem completamente, nenhum segmento reto poderá ser determinado. Nesse caso, a amostra não possui um único componente de magnetização estável.

No primeiro artigo (Capítulo 2) as amostras foram submetidas à desmagnetização AF gradual em 17 etapas: 0, 2, 4, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT. As direções de magnetização remanente característica estável (ChRM) (declinação e inclinação) foram identificadas através da inspeção visual de gráficos de desmagnetização ortogonais (Zijderveld, 1967) e foram calculadas ajustando tendências lineares em gráficos de desmagnetização usando análise de componentes principais (PCA, Kirschvink, 1980). Um mínimo de 6 etapas de desmagnetização foi utilizado para definir o ChRM. No segundo artigo (Capítulo 3) foi utilizado o mesmo protocolo de desmagnetização AF. O critério para aceitação da direção foi desvio angular máximo (MAD) inferior a 6 graus em ambos os casos.

As medições de remanência foram realizadas utilizando um magnetômetro criogênico *2G-Enterprises* de três eixos (modelo 755R), instalado em uma sala magneticamente blindada. Os magnetômetros criogênicos utilizam um detector chamado SQUID (dispositivo de interferência quântica supercondutora) que é baseado nas propriedades de um anel supercondutor podendo medir magnetizações de 10^{-6} Am^{-1} .

1.4.4 Magnetização Remanente Anisterética (ARM) e Isotermal (IRM)

Segundo Merrill *et al.*, (1998) a magnetização remanente anisterética (*Anhyseretic Remanent Magnetization* - ARM) é uma magnetização remanente bastante estável, adquirida quando uma rocha ou sedimento é exposto a um campo alternado (AF) que cai gradativamente a zero na presença de um campo direto (DC) fraco. A magnetização total irá se orientar na direção do campo aplicado. A ARM permite identificar as frações menos coersivas e grãos multidomínio (MD). A aquisição de ARM depende de diferenças em equipamentos, magnitudes de campos AF e DC aplicados, taxas de decaimento (Dunlop & Yu, 2003) e de outros fatores experimentais usados para transmitir ARM em diferentes laboratórios (Sagnotti *et al.*, 2003).

Quando uma amostra é exposta a um alto campo magnético instantaneamente aplicado (isto é, em nanossegundos ou milissegundos) e imediatamente removido a temperatura ambiente (Dunlop & Özdemir, 1997), ela é remagnetizada ao longo da direção do campo aplicado. Essa magnetização é denominada magnetização remanente isotérmica (*isothermal remanent magnetization* - IRM). A técnica de aquisição consiste na aplicação de campos gradativamente mais altos até que a saturação dos minerais magnéticos seja alcançada M_s . A magnitude da IRM irá variar de acordo com a intensidade do campo aplicado (Thompson & Oldfield, 1986) e o grau de alinhamento dos grãos irá depender da sua coercividade (Lowrie, 2007). A máxima IRM que se pode induzir em uma amostra é denominada Magnetização Remanente Isotermal de Saturação (SIRM) e o campo no qual a saturação é alcançada varia de acordo com o tamanho e comportamento magnético dos grãos. A SIRM pode fornecer informações sobre o tipo de grãos que compõem a assembleia mineral e seu estado de domínios.

No artigo 1 (Capítulo 2) a ARM foi submetida a um AF de 100 mT com um campo de polarização de corrente contínua de 0,05 mT. A ARM foi então desmagnetizada com as mesmas etapas de AF usadas para desmagnetizar a NRM. No artigo 2 (Capítulo 3) cada amostra foi submetida à aquisição gradual de ARM com um campo direto de 0,05 mT nas etapas idênticas à desmagnetização do NRM (Tauxe *et al.*, 1995).

Essas medidas permitiram estimar a paleointensidade relativa através do método pseudo-Thellier (Tauxe *et al.*, 1995). O método pseudo-Thellier funciona como uma normalização e tem sido amplamente utilizado em testemunhos de sedimentos

(Tauxe *et al.*, 1995; Brachfeld & Banerjee, 2000; Irurzun *et al.*, 2009). Neste método, o NRM restante em cada etapa de desmagnetização é comparado com o ARM adquirido no campo de desmagnetização correspondente. Apresenta algumas vantagens em relação ao método clássico de normalização, pois permite comparar o NRM e o ARM contidos na mesma faixa de coercividade e fornece uma forma mais eficaz de eliminar o componente de magnetização remanente viscosa (VRM). O parâmetro magnético ARM a 100 mT também está relacionado à concentração de domínio único (SD) e pseudo-domínio único (PSD). Em ambos os artigos, a curva de paleointensidade relativa determinada pelo método pseudo-Thellier foi comparada com aquelas resultantes das normalizações clássicas por suscetibilidade magnética (χ), ARM e saturação de magnetização remanente isotérmica (SIRM).

1.4.5 Magnetismo de rocha

As medidas de suscetibilidade magnética (χ) foram realizadas através da utilização do equipamento Kappabridge multifuncional MFK1-FA em duas frequências de operação (976 e 15.616 Hz), num campo de 200 A/m. As amostras dos 4 testemunhos também foram submetidas a um campo de pulso de 900 mT (SIRM ou IRM_{900mT}) e desmagnetizadas passo a passo, seguindo os mesmos passos utilizados para desmagnetização NRM e ARM. Em seguida, um campo reverso de 300 mT (IRM_{-300mT}) foi aplicado a estas amostras. Calculamos a razão S ($S_{300mT} = [IRM_{-300mT}/IRM_{900mT}]$) e os parâmetros de magnetização remanente isotérmica (HIRM = $[IRM_{900mT} + IRM_{-300mT}]/2$) (Thompson & Oldfield, 1986; Bloemendal *et al.*, 1988) para os 4 testemunhos. A razão S é usada para indicar a concentração relativa de minerais de baixa coercividade versus alta coercividade (Thompson & Oldfield, 1986; Bloemendal *et al.*, 1988).

O HIRM tem sido usado como indicador para a concentração de minerais de alta coercividade, e consiste de um parâmetro de concentração que representa uma intensidade de magnetização transportada por minerais. A concentração de minerais magnéticos de alta coercividade, ou seja, hematita / goethita também pode ser inferida a partir do HIRM (Bloemendal *et al.*, 1992; Liu *et al.*, 2007). Outro parâmetro calculado nos dois artigos científicos foi a razão IRM_{900mT}/χ , frequentemente utilizada para fazer inferências sobre a variação do tamanho dos grãos de minerais magnéticos (e.g. Peters & Dekkers, 2003).

1.4.5.1 Curvas de Histerese

Uma rocha é formada por concentrações variadas de minerais diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos que respondem de forma diferente a campos magnéticos externos. Os minerais ferromagnéticos (e.g. magnetita, hematita, titanomagnetita) apresentam histerese magnética. Cada mineral ferromagnético apresenta propriedades magnéticas próprias, as quais caracterizam a forma da curva definida pela magnetização em função do campo aplicado. Dessa forma, as curvas de histerese podem ser usadas para identificarem os minerais magnéticos presentes nas rochas.

A curva de histerese é obtida quando submetemos uma rocha com magnetização inicial nula à ação de um campo magnético crescente, por convenção, “positivo”. Esta rocha irá adquirir uma magnetização até atingir a saturação chamada de magnetização de saturação (M_S). Ao ser retirado o campo, permanece na amostra uma magnetização chamada de magnetização remanente de saturação (M_{RS}). Caso se aplique um campo com sentido oposto, “negativo”, ao aplicado anteriormente, a magnetização se tornará nula quando o módulo do campo for igual a H_C , chamado de campo coercivo. A magnetização será nula ao se retirar um campo de magnitude H_{CR} , o que corresponde à coercividade de remanência. Se o campo reverso continuar a crescer, a substância atingirá a magnetização de saturação, mas dessa vez negativa. Ao se retirar o campo negativo e aplicar um campo positivo novamente, a magnetização se tornará nula em H_C e atingirá a saturação novamente. Completa-se assim o ciclo de histerese, como mostra a Figura 1.12.

Em análises realizadas em amostras de rochas, o ciclo de histerese pode ser influenciado pelos minerais paramagnéticos e diamagnéticos. Essa influência pode comprometer a identificação dos minerais ferromagnéticos presentes na amostra, no caso em que ela apresenta um conteúdo baixo de minerais ferromagnéticos. O efeito dos minerais paramagnéticos e diamagnéticos pode ser facilmente identificado devido à relação linear que existe entre a magnetização induzida e a intensidade de campo. As curvas de histerese podem apresentar distorção, que ocasiona dificuldade na interpretação do tamanho de grãos e de seu comportamento magnético (Tauxe *et al.*, 1996). As duas formas mais clássicas de distorção são: um afinamento na parte central do *loop*, denominado *Wasp-waisted*, referido em português como “cintura de vespa”; e um alargamento da parte central, chamado de *portibelly* ou “cintura de barril”.

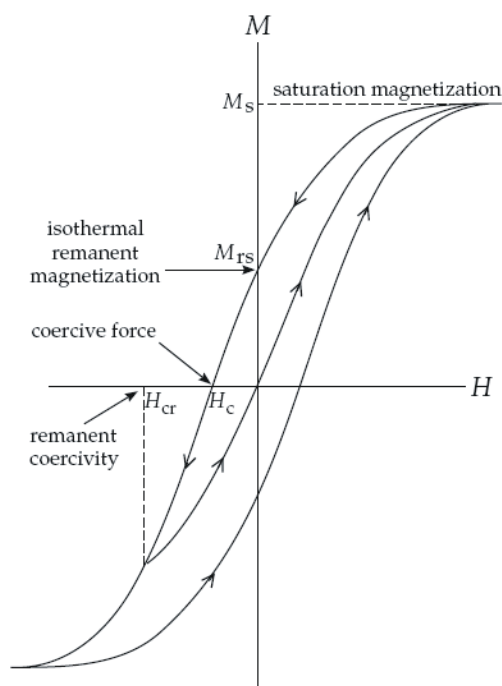


Figura 1.12. Ciclo de histerese magnética para um mineral ferromagnético arbitrário (Lowrie, 2007).

Os minerais apresentam diferentes tipos de ciclos de histerese magnética. A Figura 1.13a por exemplo, apresenta comportamento de inclinação negativa típica de minerais diamagnéticos, tais como quartzo e carbonatos. A Figura 1.13b apresenta o comportamento de minerais paramagnéticos típico de materiais com pouco mineral ferromagnético e rico em fases que contêm ferro, tais como a biotita ou argila. Em se tratando de grãos muito pequenos ($<10\text{nm}$), uma amostra pode apresentar comportamento de histerese típico de minerais superparamagnéticos (Figura 1.13c). Os minerais com grãos estáveis orientados aleatoriamente podem produzir ciclos de histerese de várias formas dependendo da origem da anisotropia magnética e da estrutura de domínio (Tauxe, 2008). A Figura 1.13d mostra um ciclo característico de amostras cuja remanência decorre de magnetita SD com anisotropia uniaxial. A Figura 1.13e indica a presença de hematita cuja anisotropia deve ser magnetocristalina/magnetoestrectiva na origem (hexagonal, com momentos magnéticos no plano basal). E por fim a Figura 1.13f apresenta um ciclo que tem razões M_r/M_s menores do que para grãos SD. Ciclos desse tipo são caracterizados como PSD (Tauxe, 2008).

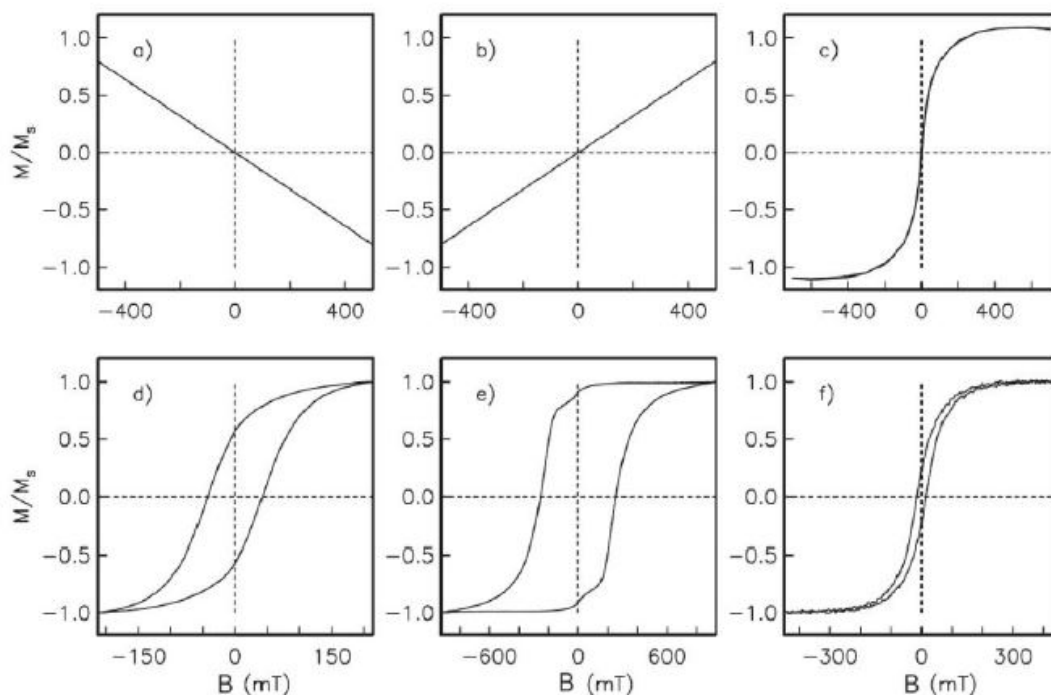


Figura 1.13. Ciclos de histerese magnética com comportamento diferentes: a) diamagnético; b) paramagnético; c) superparamagnético; d) uniaxial monodomínio; e) magnetocristalino domínio simples; f) pseudo-domínio simples (Tauxe, 2008).

Uma fração de ~1 g de sedimento foi coletada de amostras representativas dos testemunhos PT-04, PT-06, SAT-048A e SIS-188, de diferentes profundidades, para medições de loops de histerese. Os resultados obtidos permitem identificar o(s) estado(s) do domínio e as interações magnéticas entre as partículas magnéticas (Day *et al.*, 1977; Dunlop, 2002). Para as mesmas amostras também foram construídas curvas de aquisição IRM. As amostras foram colocadas em um campo progressivamente maior até que a IRM aumentasse para uma saturação em um campo máximo de 1,0 T.

Para os testemunhos PT-04 e PT-06 também foi possível investigar a mineralogia através da difração de raios X em pó (XRD) em algumas amostras representativas (Capítulo 2). Aproximadamente 1 g de pó de cada amostra foi seco em estufa de laboratório a 40 °C por 8 horas. As medidas de DRX foram realizadas utilizando um difratômetro Empyrean Panalytical com spinner, radiação Cu K α , operado a 40 mA e 40 kV, faixa de 2 θ de 5° a 80°, e tamanho de passo 2 θ de 0,01°. O software HighScore Plus (versão 4.8) foi utilizado para identificação mineral, juntamente com o International Center for Diffraction Data (ICDD) e o Crystallography

Open Database (COD). A análise combinada de XRD do módulo Epsilon 1 Panalytical Omnian também contribuiu para a identificação mineralógica.

1.4.6 Curvas Termomagnéticas

A variação da χ com a temperatura fornece informação do tipo de mineral magnético presente nas amostras (Thompson & Oldfield, 1986). As curvas de altas temperaturas permitem identificar o momento em que toda magnetização da rocha é perdida. As transições melhores conhecidas e estudadas são a temperatura de Curie da magnetita (580°C) e a temperatura de Néel da hematita (680°C). A saber, a temperatura de Curie é a temperatura na qual os materiais magnéticos perdem a magnetização espontânea e tornam-se paramagnéticos, já a temperatura de Néel, é a temperatura acima da qual desaparece o efeito antiferromagnético dos materiais (Dunlop & Özdemir, 1997).

Curvas de aquecimento e resfriamento não reversíveis indicam que ocorreu alteração mineral durante o aquecimento. As curvas de baixas temperaturas também podem mostrar transições importantes da magnetita (transição de Verwey em 120K/153°C) e da hematita (transição de Morin em 258K/-15°C) (Dunlop & Özdemir, 1997). Selecionamos algumas amostras representativas dos testemunhos SAT-048 e SIS-188 para construir as curvas termomagnéticas afim de obter o tipo de mineral dominante. Os resultados encontrados corroboraram com os demais métodos utilizados (Capítulo 3).

1.5 REFERÊNCIAS

- Ahn, H.-S., Sohn, Y. K., Lee, J.-Y. & Kim, J.C. 2018. Preliminary paleomagnetic and rock magnetic results from 17 to 22 ka sediment of Jeju Island, Korea: Geomagnetic excursions behavior or rock magnetic anomalies? *Earth Planets Space*. 70:78. doi: 10.1186/s40623-018-0850-4.
- Alken, P., Thébault, E., Beggan, C.D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T. N., Brown, W. J., Califf, S., Chambodut, A., Chulliat, A., Cox, G.A., Finlay, C.C., Gillet, N., Grayver, A., Hammer, M.D., Holschneider, M., Huder, L., Hulot, G., Jager, T., Kloss, C., Korte, M., Kuang, W., Kuvshinov, A., Langlais, B., Léger, J.-M., Lesur, V., Livermore, P.W., Lowes, F.J., Macmillan, S., Magnes, W., Mandea, M., Marsal, S., Matzka, J., Metman, M.C., Minami, T., Morschhauser, A., Mound, J. E., Nair, M., Nakano, S., Olsen, N., Pavón-Carrasco, F.J., Petrov, V.G., Ropp, G., Rother, M., Sabaka, T.J., Sanchez, S., Saturnino, D., Schnepf, N.R., Shen, X., Stolle, C., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Toh, H., Torta, J.M., Varner, J., Vervelidou, F., Vigneron, P., Wardinski, I., Wicht, J., Woods, A., Yang, Y., Zeren, Z. & Zhou, B. 2021. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth Planets Space* 73, 49. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I. & Angulo, R. 2015. Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. *Quaternary Geochronology* 29, 30–35. doi: 10.1016/j.quageo.2015.05.006
- Amit, H., Korte, M., Aubert, J., Constable, C. & Hulot, G. 2011. The time dependence of intense archeomagnetic flux patches, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 116, B12106, doi:10.1029/2011JB008538.
- Andrade, M.M., Toldo Jr., E.E. & Nunes, J.C.R. 2018. Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 66 (3): 245-254. ISSN 1982-436X. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018017406603>.
- Angulo, R.J., de Souza, M.C., Reimer, P.J. & Sasaoka, S.K. 2005. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon* 47, 67–73. doi: 10.1017/S0033822200052206

- Asmus, H.E. & Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 26 Belém, 1972. Anais..., Belém: SBG, 2: 67-90.
- Asmus, H.E. 1983. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, Porto Alegre, 1983. Anais..., Porto Alegre: SBG, p. 245-252.
- Aubert, J., Tarduno, J.A. & Johnson, C.L. 2010. Observations and models of the long-term evolution of Earth's magnetic field. *Space Science Reviews*, 155(1-4), 337–370.
- Aubert, J., Finlay, C. & Fournier, F. 2013. Bottom-up control of geomagnetic secular variation by the Earth's inner core. *Nature*, 502, 219–223, doi:10.1038/nature12574.
- Barbetti, M.F. & McElhinny, M.W. 1976. The Lake Mungo geomagnetic excursion. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A281, 5 15-542.
- Barraclough, D.R. 1974. Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field for eight epochs between 1600 and 1910. *Geophys. J. R. Astron. Soc*, 36, 497-513. [14, 23].
- Blackett, P.M.S. 1952. A negative experiment relating to magnetism and the earth's rotation. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A*, 245, 309-370.
- Blanchet, C.L., Thouveny, N., & Garidel-Thoron, T. 2006. Evidence for multiple paleomagnetic intensity lows between 30 and 50 ka BP from a western Equatorial Pacific sedimentary sequence. *Quat. Sci. Rev.* 25, 1039 e1052.
- Blaauw, M. & Christen, J.A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 457–474.
- Bleil, U., & Dillon, M. 2008. Holocene Earth's magnetic field variations recorded in marine sediments of the NW African continental margin. *Stud. Geophys. Geod.*, 52, 133-155.
- Bloxham, J. & Gubbins, D. 1985. The secular variation of the Earth's magnetic field. *Nature*, 317, 777-781. Doi: 10.1038/317777a0.
- Bloxham, J., Gubbins, D. & Jackson, A. 1989. Geomagnetic Secular Variation. *Phil. Trans. Royal Soc. London A*, 329, 415-502.
- Bloxham, J. & Jackson, A. 1989. Simultaneous Stochastic Inversion for Geomagnetic Main Field and Secular Variation 2. 1820-1980. *J. Geophys. Res.*, 94, 15753-15769.

- Brachfeld, S. & Banerjee, S.K. 2000. A new high-resolution geomagnetic paleointensity record for the North American Holocene: a comparison of sedimentary and absolute intensity data. *J. Geophys. Res.* 105 (B1), 821 e 834.
- Brachfeld, S., Acton, G.D., Guyodo, Y. & Banerjee, S.K. 2000. High-resolution paleomagnetic records from the Palmer Deep, western Antarctic Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 429 e 441.
- Braginskii, V.B. 1972. The detection of small acceleration. Proc. *International School of Physics*, Enrico Fermi, LVI, 235.
- Brown, M. C., Donadini, F., Korte, M., Nilsson, A., Korhonen, K., Lodge, A., Lengyel, S.N. & Constable, C.G. 2015a. GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database, *Earth Planets Space*, 67:83, doi:10.1186/ s40623-015-0232-0.
- Brown, M.C., Donadini, F., Nilsson, A., Panovska, S., Frank, U., Korhonen, K., Schuberth, M., Korte, M. & Constable, C.G. 2015b. GEOMAGIA50.v3: 2. A new paleomagnetic database for lake and marine sediments, *Earth Planets Space*, 67:70, doi:10.1186/s40623-015-0233-z.
- Brown, M.C., Korte, M., Holme, R., Wardinsk, I. & Gunnarson, S. 2018. Earth's magnetic field is probably not reversing, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 115 (20), 5111–5116, doi:10.1073/pnas.1722110115.
- Buffett, B.A. 2000. Earth's core and the geodynamo. *Science*, 288(5473), 2007–2012.
- Buffett, B.A. 2015. Dipole fluctuations and the duration of geomagnetic polarity transitions. *Geophysical Research Letters*, 42(18), 7444–7451.
- Bullard, E.C., Slauचितajs, L. & Runcorn, S.K. 1955. *Discussion of "The Earth's core."* *Transactions, American Geophysical Union*, 36(3), 491. doi:10.1029/tr036i003p0049
- Bullard, E.C., Everett, J.E. & Smith A.G. 1965. A symposium on continental drift. IV. The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, v. A258, 41–51.
- Busse, F.H. 2000. Homogeneous Dynamo in Planetary cores and in the Laboratory. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 32, 383-408.
- Butler, R.F. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes.* *Blackwell Scientific Publications.*
- Butler, R.F. 2004. *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes.*
- Carlut, J., & Courtillot, V. 1998. How complex is the time-averaged geomagnetic field over the past 5 Myr? *Geophysical Journal International*, 134, 527-544.

- Channell, J.E.T., Xuan, C., Hodell, D.A. 2009. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500). *Earth Planet. Sci. Lett.* 283, 14e23.
- Channell, J.E.T., Vázquez Riveiros, N., Gottschalk, J., Waelbroeck, C. & Skinner, L.C. 2017. Age and duration of Laschamp and Iceland Basin geomagnetic excursions in the South Atlantic Ocean. *Quat. Sci. Rev.* 167, 1–13.
- Chapman, S. & Bartels, J. 1940. *Geomagnetism*, Vol. 2, 1049p., *University Press, Oxford*.
- Coe, R.S. 1967. Paleo-Intensities of the Earth's Magnetic Field determined from Tertiary and Quaternary Rocks. *Journal of Geophysical Research*, 72 (12), 3247-3262.
- Collins, L.G., Hounslow, M.W., Allen, C.S., Hodgson, D.A., Pike, J. & Karloukovski, V.V. 2012. Palaeomagnetic and biostratigraphic dating of marine sediments from the Scotia Sea, Antarctica: first identification of the Laschamp excursion in the Southern Ocean. *Quat. Geochronol.* 7, 67e75.
- Collinson, D.W. 1983. *Methods in rock magnetism and paleomagnetism*. New York: *Chapman and Hall*.
- Constable, CO., & Parker, R.L. 1991. Deconvolution of long-core paleomagnetic measurements, spline therapy for the linear problem, *Geophys. J. Int.*, 104, 453-468. [84]
- Constable, C. & Korte, M. 2006. Is Earth's magnetic field reversing? *Earth Planet Science Letters*, 246, 1-16.
- Constable, C., & Korte, M. 2015. "Centennial- to millennial-scale geomagnetic field variations," in *Treatise on Geophysics, 2nd Edn.*, Vol. 5, ed G. Schubert (*Elsevier*), 309–341.
- Constable, C., Korte, M. & Panovska, S. 2016. Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 453, 78–86. doi: 10.1016/j.epsl.2016.08.015.
- Creer, K.M., Mitchell & Abou Deeb, J. 1972. Palaeomagnetism and radiometric age of the Jurassic Chon Aike formation from Santa Cruz Province, Argentina: Implications for the opening of the South Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 131-138.
- Creer, K.M., Valencio, D.A., Sinito, A.M., Tucholka, P. & Vilas, J.F. 1983. Geomagnetic secular variations 0-14000 yr bp as recorded by lake sediments from Argentina. *Royal Astronomical Society*.

- Creer, K.M., Valencio, D.A., Sinito, A.M., Tucholka, P. & Vilas, J.F. 1983b. Geomagnetic secular variations 0–14000 years BP as recorded by lake sediments from Argentina, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 74(1), 199–221.
- Cromwell, G., Johnson, C.L., Tauxe, L., Constable, C.G. & Jarboe, N. 2018. PSV10: a global data set for 0-10 Ma time-averaged field and paleosecular variation studies, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 19, 1533–1558, doi:10.1002/2017GC007318.
- Day, R., Fuller, M. & Schmidt, V.A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-266.
- Diepenbroek, M., Grobe, H., Reinke, M., Schindler, U., Schlitzer, R., Sieger, R. & Wefer, G. 2002. PANGAEA - an information system for environmental sciences, *Comp. Geosci.*, 28, 1201–1210.
- Doell, R., & Cox, A. 1972. The Pacific geomagnetic secular variation anomaly and the question of lateral uniformity in the lower mantle, in *The Nature of the Solid Earth*, edited by E. C. Robertson, pp. 245-284, McGraw-Hill, New York.
- Donadini, F., Korte, M. & Constable, C.G. 2009. Geomagnetic field for 0–3ka: 1. New data sets for global modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, 6, Q06007.
- Dormy, E., Valet, J.-P. & Courtillot, V. 2000. Numerical models of the geodynamo and observational constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(10).
- Dormy, E., & Le Mouél, J.-L. 2008. Geomagnetism and the dynamo: Where do we stand? *Comptes Rendus Physique*, 9(7), 711–720.
- Dumberry, M. & Bloxham, J. 2006. Azimuthal flows in the Earth's core and changes in length of day at millennial timescales, *Geophys. J. Int.*, 165, 32–46, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02903.x.
- Dumberry, M. & Finlay, C.C. 2007. Eastward and westward of the Earth's magnetic field for the last three millennia. *Earth Planet Sci. Lett.* 254, 146–157.
- Dunlop, D.J. & Özdemir, Ö. 1997. *Rock Magnetism: fundamentals and frontiers.* Cambridge University Press.
- Dunlop, D.J., & Yu, Y.J. 2003. An inverse Thellier method of paleointensity determination, *J. Geophys.*
- Finlay, C.C., 2008. Historical variation of the geomagnetic axial dipole. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 170, 1-14.
- Finlay, C.C., Aubert, J. & Gillet, N. 2016. Gyre-driven decay of the Earth's magnetic dipole, *Nature Communications*, 7(10422), doi:10.1038/ncomms10422.

- Foster, J.H. 1966. A paleomagnetic spinner magnetometer using a fluxgate gradiometer. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 463-466. [82]
- Fuller, M. 1987. Experimental methods in rock magnetism and paleomagnetism. *Methods Exp. Phys.*, 24, 303-411. [82]
- Frank, U., Nowaczyk, N.R., Frederichs, T., Liu, J. & Korte, M. 2018. Palaeo- and rock magnetic investigations of Late Quaternary sediments from the Upper Congo deep-sea fan: on the difficulty in obtaining palaeomagnetic secular variation records from low latitudes, *Int. J. Earth Sci.*, doi:10.1007/s00531-018-1653-3.
- Franke, C., Hofmann, D. & Dobeneck, T. 2004. Does lithology influence relative paleointensity records? A statistical analysis on South Atlantic pelagic sediments.
- Gailitis, A., Lielausis, O., Platacis, E., Gerbeth, G. & Stefani, F. 2002. Colloquium: Laboratory experiments on hydromagnetic dynamos. *Rev. Mod. Phys.*, 74, 973-990. doi: 10.1103/RevModPhys.74.973.
- Gallet, Y., Hulot, G., Chulliat, A. & Genevey, A. 2009. Geomagnetic field hemispheric asymmetry and archeomagnetic jerks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 284, 179–186, doi: 10.1016/j.epsl.2009.04.028.
- Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C.G., Korte, M. & Hulot, G. 2008. Archeoint: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, 4, Q04038.
- Ghignone, J.I. 1960. Reconhecimento Gravi-magnético na Bacia de Pelotas. Boletim Técnico da Petrobras. Rio de Janeiro: Petrobras, 3 (2): 73-79.
- Glatzmaier, G.A. 2002. Geodynamo simulations—How realistic are they? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1), 237–257.
- Gogorza, C.S., Di Tommaso, I., Sinito, A.M., Jackson, B., Nuñez, H., Creer, K. & Vilas J.F. 1998. Preliminary results from paleomagnetic records on lake sediments from South America. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 42(1), 12-29.
- Gogorza, C.S., Sinito, A.M., Di Tommaso, I., Vilas, J. F., Creer, K.M. & Nuñez, H. 1999. Holocene geomagnetic secular variations recorded by sediments from Escondido Lake (south Argentina). *Earth Planets Space*. 51, 93-106.
- Gogorza, C.S., Sinito, A., Vilas, J., Creer, K. & Nuñez, H. 2000a. Geomagnetic secular variations over the last 6500 years as recorded by sediments from the lakes of south Argentina. *Geophys. J. Int.* 143, 787-798.

- Gogorza, C.S., Sinito, A.M., Di Tommaso, I., Vilas, J. F., Creer, K.M. & Nuñez, H. 2000b. Geomagnetic secular variations 0-12 kyr as recorded by sediments from Lake Moreno (southern Argentina). *J. South Am. Earth Sc.* 13, 627-645.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M. & Vilas, J.F. 2002. Paleosecular variations 0-19,000 years recorded by sediments from Escondido Lake (Argentina). *Phys. Earth Planet. Int.* 133, 35-55.
- Gogorza, C.S.G., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M.A.E., Bertorello, H.R. & Sinito, A.M. 2004. Paleointensity studies on Holocene-Pleistocene sediments from lake Escondido, Argentina. *Phys. Earth Planet. Int.* 145, 219-238.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Chaparro, M.A.E., Lirio, J.M., Nuñez, H., Bercoff, P.G. & Sinito, A.M. 2006. Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 21,000 years BP from sediment cores, Lake El Trébol (Patagonia, Argentina). *Earth Planets Space*, 58, 1323-1332.
- Gogorza, C.S.G., Torcida, S., Irurzun, M.A., Chaparro, E. & Sinito, A.M. 2008. A pseudo-Thellier relative paleointensity record during the last 18,000 years from Lake El Trébol (Patagonia, Argentina), *Geofis. Int.*, 47(4), 319–327.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Ohlendorf, C., Kastner, S. & Zolitschka, B. 2011. Paleosecular variation and paleointensity records for the last millennium from southern South America (Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 184, 41–50, doi:10.1016/j.pepi.2010.10.011.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Sinito, A.M., Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Haberzettl, T., Ohlendorf, C., Kastner, S. & Zolitschka, B. 2012. High-resolution paleomagnetic records from Laguna Potrok Aike (Patagonia, Argentina) for the last 16,000 years. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13, 12.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Orgeira, M.J., Palermo, P. & Llera, M. 2018. A continuous Late Holocene paleosecular variation record from Carmen Lake (Tierra del Fuego, Argentina), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 280, 40–52, doi: 10.1016/j.pepi.2018.04.006.
- Goree, W.S., & Fuller, M. 1976. Magnetometers using RF-driven squids and their applications in rock magnetism and paleomagnetism. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14, 591-608. [82]
- Gough, D.I. 1964. A spinner magnetometer. *J. Geophys. Res.*, 69, 2455-2463. [82]
- Gubbins, D. & Bloxham, J. 1985. Geomagnetic field analysis-III. Magnetic fields on the core-mantle boundary. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 80, 695 e 713.

- Gubbins, D., Jones, A.L. & Finlay, C.C. 2006. Fall in Earth's magnetic field is erratic. *Science*, 312, 900-902.
- Guyodo, Y. & Valet, J.-P. 1996. Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: the past 200 thousand years, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 23–36, doi: 10.1016/0012-821X(96)00121-5.
- Harrison, C.G., & Somayajulu, B.L. 1966. Behaviour of the Earth's Magnetic Field During a Reversal. *Nature*, 212, 1193-1195.
- Hartmann, G.A. & Pacca, I.G. 2009. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 81, 243–255. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652009000200010>.
- Hartmann, G.A., Genevey, A., Gallet, Y., Trindade, R.I.F., Etchevarne, C., Le Goff, M. & Afonso, M.C. 2010. Archeointensity in Northeast Brazil over the past five centuries. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296, 340-352.
- Hartmann, G., Genevey, A., Gallet, Y., Trindade, R. & Le Goff, M. 2011. New historical archeointensity data from Brazil: evidence for a large regional non-dipole field contribution over the past few centuries. *Earth Planet. Sci. Lett.* 306, 66–77.
- Hartmann, G., Poletti, W., Trindade, R., Ferreira, L.M. & Sanches, P.L.M. 2019. New archeointensity data from South Brazil and the influence of the South Atlantic Anomaly in South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 512, 124–133
- Heider, F., Dunlop, D.J. & Soffel, H.C. 1992. Low-temperature and alternating field demagnetization of saturation remanence and thermoremanence in magnetite grains (0.037 μm to 5 mm). *J. Geophys. Res.*, 97, 9371-9381. [133]
- Heitzler, J.R. 2002. The future of the South Atlantic anomaly and implications for radiation damage in space. *J. Atmosph. Solar-Terrest. Phys.*, 64(16), 1701–1708, doi:10.1016/S1364-6826(02)00120-7.
- Helbig, K. 1965. Optimum configuration for the measurement of the magnetic moment of samples of cubical shape with a fluxgate magnetometer. *J. Geomag. Geoelect.*, 17, 373-380. [82]
- Heller, R., Merrill, R.T. & McFadden, P.L. 2002. The variation of intensity of Earth's magnetic field with time. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 131(3-4), 237–249.
- Hogg, A., Heaton, T., Hua, Q., Palmer, J., Turney, C., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Boswijk, G., Ramsey, C.B., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, P., Reimer, R. & Wacker, L. 2020. SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0–55,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 62 (4), 759–778.

- Hulot, G., Eymin, C., Langlais, B., Manda, M. & Olson, N. 2002. Small-scale structure of the geodynamo inferred from Ørsted and Magsat satellite data. *Nature* 416, 620 e 623.
- Hulot, G., Finlay, C.C., Constable, C.G., Olsen, N. & Manda, M. 2010. The Magnetic Field of Planet Earth. *Space Science Reviews*, 152(1), 159–222.
- Hulot, G., Sabaka, T.K., Olsen, N. & Fournier, A. 2015. The present and future geomagnetic field, In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (2nd ed., pp. 385–414). *Elsevier*.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Lirio, J.M., Nuñez, H. & Chaparro, M.A.E. 2006. Paleosecular variations recorded by sediments from Lake El Trébol, Argentina. *Phys. Earth Planet. Int.* 154, 1-17.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S., Sinito, A.M., Chaparro, M.A., Nuñez, H. & Lirio, J.M. 2008. Paleosecular variations 12-20 kyr as recorded by sediments from lake moreno (Southern Argentina). *Stud. Geophys. Geod.*, 52, 157-172.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S., Torcida, S., Lirio, J.M., Nuñez, H., Bercoff, P.G., Chaparro, M.A.E. & Sinito, A.M. 2009. Rock magnetic properties and relative paleointensity stack between 13 and 24 kyr. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 172, 157-168.
- Irving, E. 1957. Origin of paleomagnetism of Torridonian sandstones of north-west Scotland. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A* (250), 100-110.
- Irving, E., & Major, A. 1964. Post-depositional DRM in a synthetic sediment. *Sedimentology*, 3, 135-143.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T. & Walker, M. 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, Ser. A 358, 957–990. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0569>.
- Jackson, A., & Finlay, C.C. 2015. Geomagnetic secular variation and its application to the core, in *Treatise on Geophysics, Second Edition*, edited by G. Schubert, pp. 137–184, *Elsevier*, Oxford, doi:10.1016/B978-0-444-53802-4.00099-3.
- Jacobs, J. 1994. Reversals of the Earth's Magnetic Field. Cambridge: *Cambridge University Press*. doi:10.1017/CBO9780511524929.
- Jicha, B.R., Kristjánsson, L., Brown, M.C, Singer, B.S., Beard, B.L. & Johnson, C.M. 2011. New age for the Skálamælifell excursion and identification of a global geomagnetic event in the late Brunhes chron, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 310(3-4), 509–517.

- Johnson, E.A., Murphy, T. & Torreson, O.W. 1948. Pre-history of the earth's magnetic field, *Terr. Mag. Atmos. Elect.*, 53, 349-372.
- Johnson, C.L. & Constable, C.G. 1997. The time-averaged geomagnetic field: global and regional biases for 0-5 Ma. *Geophysics Journal International*, 131, 643-666.
- Johnson, C.L., & McFadden, P.L. (2015). The time-averaged field and paleosecular variation. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (2nd ed., pp. 385–414). *Elsevier*.
- Johnson, H.P. & Carlson, R.L. 1992. Variation of sea floor depth with age: a test of models based on drilling results. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1971-1974.
- Jones, C.A., 2007. Geodynamo. In: *Encyclopedia of Geomagnetism*, (D. Gubbins, E. Herrero-Bervera, ed.), *Springer, Dordrecht*, pp. 287-296.
- Kaiser, J., Lamy, F. & Hebbeln, D. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009.
- Kelly, P., & Gubbins, D. 1997. The geomagnetic field over the past 5 million years. *Geophysical International, Journal*, 128, 315-330.
- Kent, D.V., & Opdyke, N.D. 1977. Palaeomagnetic field intensity variation recorded in a Brunhes epoch deep-sea sediment core, *Nature*, 266, 156–159.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699–718, doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x.
- Knudsen, M.F., Riisager, P., Donadini, F., Snowball, I., Muscheler, R., Korhonen, K. & Pesonen, L.J. 2008. Variations in the geomagnetic dipole moment during the Holocene and the past 50 kyr, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 319–329.
- Kono, M. & Tanaka, H. 1995. Mapping the Gauss coefficients to the pole and the models of paleosecular variation. *J. Geomag. Geoelectr.*, 47: 115-130.
- Kono, M., & Roberts, P.H. 2002. Recent geodynamo simulations and observations of the geomagnetic field. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 4–1.
- Kono, M. 2010. *Geomagnetism: Treatise on Geophysics*. *Elsevier*, vol. 5.
- Korhonen, K., Donadini, F., Riisager, P. & Pesonen, L.J. 2008. GEOMAGIA50: An archeointensity database with PHP and MySQL, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9(4), doi:10.1029/2007GC001893, Q04029.
- Korte, M. & Constable, C.G. 2003. Continuous global geomagnetic field models for the past 3000 years. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140, 73-89.

- Korte, M., & Constable, C. 2005. The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years—new results from a global model. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 328–358.
- Korte, M., Genevey, A., Constable, C.G., Frank, U. & Schnepf, E. 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q02H15, doi:10.1029/2004GC000800.
- Korte, M. & Constable, C.G. 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2.CALS7K. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 6(1), 1-8.
- Korte, M., Donadini, F. & Constable, C.G. 2009. Geomagnetic field for 0-3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 10(6), 1-24.
- Korte, M. & Holme, R. 2010. On the persistence of geomagnetic flux lobes in global Holocene field models, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 182, 179–186, doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.006.
- Korte, M., & Constable, C. 2011. Improving geomagnetic field reconstructions for 0–3 ka. *Phys. Earth planet. Inter.*, 188, 247–259. doi:10.1002/2017GL076007.
- Korte, M., Constable, C., Donadini, F. & Holme, R. 2011. Reconstructing the Holocene geomagnetic field. *Earth Planet. Sci. Lett.* 312, 497 e 505.
- Korte, M., Brown, M.C., Frank, U., Senftleben, R. & Nowaczyk, N. 2018. Global geomagnetic field reconstructions from centuries to excursions, in *Magnetic Fields in the Solar System*, edited by H. Lühr, J. Wicht, S. A. Gilder, and M. Holschneider, pp. 83–110, Springer.
- Korte, M., Brown, M.C., Gunnarson, S.R., Nilsson, A., Panovska, S., Wardinski, I. & Constable, C.G. 2019. Refining Holocene geochronologies using paleomagnetic records. *Quat. Geochron.* 50, 47–74. doi: 10.1016/j.quageo.2018.11.004.
- Laj, C., & Channell, J.E.T. 2015. “Geomagnetic excursions,” in *Treatise on Geophysics, 2nd Edn.*, Vol. 5, ed G. Schubert (Elsevier), 343–363.
- Langel, R.A. 1987. The main field. In *Geomagnetism*, (Jacobs, J. A., ed.), Academic Press, New York. Vol. 1, cap. 4, pag. 249-512.
- Larmor, J. 1919. How could a rotating body such as the sun become a magnet? *Kept. Brit. Assoc. Adv.Sci.* 1919, 159-160.
- Leonhardt, R., Fabian, K., Winklhofer, M., Ferk, A., Laj, C. & Kissel, C. 2009. Geomagnetic field evolution during the Laschamp excursion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 278, 87–95.

- Licht, A., Hulot, G., Gallet, Y. & Thébault, E. 2013. Ensembles of low degree archeo magnetic field models for the past three millennia, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 224, 38–67, doi:10.1016/j.pepi.2013.08.007.
- Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Gogorza, C., Haberzettl, T., Preda, M., Kliem, P., Francus, P. & Zolitschka, B. 2013. The PASADO Science Team. High-resolution paleomagnetic secular variations and relative paleointensity since the Late Pleistocene in southern South America. *Quat. Sci. Rev.* 71, 91-108.
- Litasov, K.D. & Shatskiy, A.F. 2016. Composition of the Earth's core: A review. *Russian Geology and Geophysics*, 57(1), 22–46.
- Liu, J.P., Schmidt, G.A., Martinson, D., Rind, D.H., Russell, G.L. & Yuan, X. 2003. Sensitivity of sea ice to physical parameterizations in the GISS global climate model. *J. Geophys. Res.*, 108, no. C2, 3053, doi:10.1029/2001JC001167.
- Liu, Q.S., Deng, C.L., Yu, Y.J., Torrent, J., Jackson, M.J., Banerjee, S.K. & Zhu, R.X. 2005. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: implications for pedogenesis of Chinese loess/paleosols. *Geophys. J. Int.* 161, 102–112.
- Liu, Q., Roberts, A.P., Larrasoana, J.C., Banerjee, S.K., Guyodo, Y., Tauxe, L. & Oldfield, F. 2012. Environmental magnetism: principles and applications. *Rev. Geophys.*, 50, RG4002, doi:10.1029/2012RG000393.
- Lopes, C.T., Savian, J.F., Frigo, E., Endrizzi, G., Hartmann, G.A., Santos, N.O., Trindade, R.I.F., Ivanoff, M.D., Toldo, E.E., Fauth, G., Oliveira, L.V., Bom, M.H.H. 2022. Late Holocene paleosecular variation and relative paleointensity records from Lagoa dos Patos (southern Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 332. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2022.106935>.
- Lowes, F.J. 1974. Spatial power spectrum of the main geomagnetic field and extrapolation to the core. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 36, 717-730.
- Lowrie, W. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Lowrie, W. 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Lund, S. P. & Keigwin, L. 1994. Measurement of the degree of smoothing in sediment paleomagnetic secular variation records: an example from late Quaternary deep-sea sediments of the Bermuda Rise, western North Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 317-330.
- Lund, S.P., Stoner, J. & Lamy, F. 2006. Late Quaternary paleomagnetic secular variation and chronostratigraphy from ODP sites 1233 and 1234. In: Tiedemann,

- R., Mix, A.C., Richter, C. & Ruddiman, W.F. (Eds.), 2006b. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 202.
- McElhinny, M.W. & McFadden, P.L. 2000. Paleomagnetism Continents and Oceans. *Academic Press*. Vol. 73, pp. 3.
- Mackereth, F.J.H. 1971. On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetisation in lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 332–338. doi: 10.1016/0012-821x(71)90219-6.
- Mackereth, F.J.H. 2003. A Portable Core Sampler for Lake Deposits. *Limnology and Oceanography*, 3, doi: 10.4319/lo.1958.3.2.0181.
- Macri, P., Sagnotti, L., Dinares-Turell, J. & Caburlotto, A. 2005. A composite record of Late Pleistocene relative geomagnetic paleointensity from the Wilkes Land Basin (Antarctica). *Phys. Earth Planet. Int.* 151, 223 e 242.
- Macri, P., Sagnotti, L., Lucchi, R.G. & Rebesco, M. 2006. A stacked record of relative geomagnetic paleointensity for the past 270 kyr from the western continental rise of the Antarctic Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 162-179.
- Maher, B. A. 1988. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites, *Geophys. J.*, 94, 83-96.
- Martins, L.R., Melo, U., França, A.M., Santana, I. & Martins, I.R. 1972. Distribuição Faciológica da Margem Continental Sul Rio-grandense, in: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais..., 115-131.
- Mazaud, A., Sicre, M.A., Ezat, U., Pichon, J.J., Duprat, J., Laj, C., Kissel, C., Beaufort, L., Michel, E., Turon, J.L. 2002. Geomagnetic-assisted stratigraphy and sea surface temperature changes in core MD94-103 (Southern Indian Ocean): possible implications for North-South climatic relationships around H4. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201 (1), 15, pp. 159-170.
- Mazaud, A. 2005. User-friendly software for vector analysis of the magnetisation of long sediment cores. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, 1 e 5.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. & McFadden, P.L. 1998. The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. *International Geophysics Series*, 63, Academic Press.
- Nadal De Masi, M.A. 1999. Prehistoric hunter-gatherer mobility on the southern Brazilian coast: Santa Catarina Island (Stanford University), 186. PhD dissertation.

- Nataf, H.-C. 2003. Dynamo and convection experiments. In: *Earth's Core and Lower mantle*, (Jones, C. A., Soward, A.M., and Zhang, K., eds.), Abingdon, UK, Taylor and Francis, pp. 153-179.
- Nilsson, A., Muscheler, R., Snowball, I., Aldahan, A., Possnert, G., Augustinus, P., Atkin, D., Stephens, T. 2011. Multi-proxy identification of the Laschamp geomagnetic field excursion in Lake Pupuke, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311 (1e2), 155e164.
- Nilsson, A., Holme, R., Korte, M., Suttie, N. & Hill, M. 2014. Reconstructing Holocene geomagnetic field variations: new methods, models and implications. *Geophys. J. Int.* 198, 229–248. doi: 10.1093/gji/ggu120.
- Nowaczyk, N.R., Frederichs, T.W., Eisenhauer, A. & Gard, G. 1994. Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ka of the Brunhes Chron, *Geophys. J. Int.*, 117, 453–471.
- Nowaczyk, N.R., Arz, H.W., Frank, U., Kind, J. & Plessen, B. 2012. Dynamics of the Laschamp geomagnetic excursion from Black Sea sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 351-352, 54–69.
- Nowaczyk, N.R., Frank, U., Kind, J. & Arz, H.W. 2013. A high-resolution paleointensity stack of the past 14 to 68 ka from Black Sea sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 384, 1–16.
- Ojala, A. & Saarinen, T. 2002. Palaeosecular variation of the Earth's magnetic field during the last 10000 years based on the annually laminated sediment of Lake Nautajarvi, central Finland. *The Holocene* 12: doi: 10.1191/0959683602hl551rp.
- Okada, M., Suganuma, Y., Haneda, Y., Kazaoka, O. 2017. Paleomagnetic direction and paleointensity variations during the Matuyama–Brunhes polarity transition from a marine succession in the Chiba composite section of the Boso Peninsula, central Japan. *Earth Planets Space* 69, 45 doi:10.1186/s40623-017-0627-1.
- Olson, P. & Amit, H. 2006. Changes in earth's dipole. *Naturwissenschaften* 93 (11), 519–542.
- Olson, P. & Deguen, R. 2012. Eccentricity of the geomagnetic dipole caused by lopsided inner core growth, *Nat. Geosci.*, 5, 565–569, doi: 10.1038/ngeo1506.
- Pan, Y., Zhu, R., Shaw, J., Liu, Q. & Guo, B. 2001. Can relative paleointensity be determined from the normalized magnetization of the wind-blown loess of China?, *J. Geophys. Res.*, 106, 19,221–19,232.

- Panovska, S., Korte, M., Finlay, C.C. & Constable, C.G. 2015. Limitations in paleomagnetic data and modeling techniques and their impact on Holocene geomagnetic field models. *Geophys. J. Int.* 202, 402–418. doi: 10.1093/gji/ggv137.
- Panovska, S., Constable, C.G. & Brown, M. C. 2018a. Global and regional assessment of paleosecular variation activity over the past 100 ka, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 19, 1559–1580, doi:10.1029/2017GC007271.
- Panovska, S., Korte, M., Constable, C.G. 2019. One hundred thousand years of geomagnetic field evolution. *Reviews of Geophysics*, 57. <https://doi.org/10.1029/2019RG000656>.
- Panovska, S., Korte, M., Liu, J. & Nowaczyk, N. 2021. Global Evolution and Dynamics of the Geomagnetic Field in the 15-70 kyr Period Based on Selected Paleomagnetic Sediment Records. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*. doi: 10.1029/2021JB022681
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M. & De Santis, A. 2014. A geomagnetic field model for the Holocene based on archeomagnetic and lava flow data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 98–109. doi: 10.1016/j.epsl.2013.11.046.
- Poletti, W., Hartmann, G.A., Hill, M.J., Biggin, A.J. & Trindade, R.I.F. 2013. The cooling-rate effect on microwave archeointensity estimates. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 3847-3852.
- Poletti, W., Trindade, R.I.F., Hartmann, G.A., Damiani, N. & Rech, R.M. 2016. Archeomagnetism of Jesuit Missions in South Brazil (1657–1706 AD) and assessment of the South American database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 445, 36-47.
- Poletti, W., Biggin, A.J., Trindade, R.I.F., Hartmann, G. A., Terra-Nova, F. 2018. Continuous millennial decrease of the Earth's magnetic axial dipole. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 274, 72-86.
- Perrin, M. & Shcherbakov, V. 1997. Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma; evidence for a dipole structure during the Mesozoic Low. *J. Geomagn. Geoelectric.*, 49, 601-614.
- Peters C. & Dekkers M.J. 2003. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth* 28, 659–667.
- Roberts, A.P. & Turner, G.M. 1993. Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 115, 257–273.

- Roberts, A.P., Cui, Y. & Verosub, K.L. 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, N. B9, p. 17.909-17.924.
- Roberts, A.P. & Winklhofer, M. 2004. Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization lock-in modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 345–359. doi: 10.1016/j.epsl.2004.07.040.
- Roberts, A.P. 2008. Geomagnetic excursions: knowns and unknowns, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17307, doi:10.1029/2008GL034719.
- Roberts, A.P., Florindo, F., Chang, L., Heslop, D., Jovane, L. & Larrasoana, J.C. 2013. Magnetic properties of pelagic marine carbonates, *Earth-Science Reviews*, 127, 111–139.
- Roberts, A.P., Zhao, X., Harrison, R.J., Heslop, D., Muxworthy, A.R., Rowan, C.J., Larrasoana, J.C. & Florindo, F. 2018. Signatures of reductive magnetic mineral diagenesis from unmixing of first-order reversal curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 4500– 4522. <https://doi.org/10.1029/2018JB015706>
- Sagnotti, L., Rochette, P., Jackson, M., Vadeboin, F., Dinarès-Turell, J. & Winkler, A. 2003. “Mag-Net” science team, inter-laboratory calibration of low field and anhysteretic susceptibility measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.* 138, 25–38. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00063-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00063-3).
- Schabes, M.E. & Bertram, H.N. 1988. Magnetization processes in ferromagnetic cubes. *J. Appl. Phys.* 64, 1347–1357.
- Schneider, D.A. & Mello, G.A. 1996. A high-resolution marine sedimentary record of geomagnetic intensity during the Brunhes Chron. *Earth Planet. Sci. Lett.* 144 (1e2), 297e314.
- Simon, Q., Bourles, D.L., Thouveny, N., Horng, C.S., Valet, J.P., Bassinot, F., Choy, S. 2018. Cosmogenic signature of geomagnetic reversals and excursions from the Reunion event to the Matuyama eBrunhes transition (0.7-2.14 Ma interval). *Earth Planet. Sci. Lett.* 482, 510e524. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.021>.
- Singer, B. 2014. A Quaternary geomagnetic instability time scale. *Quat. Geochron.* 21, 29–52. doi: 10.1016/j.quageo.2013.10.003.
- Sinito, A.M. 1990. Models of geomagnetic secular variations on recent times for South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 133-142.
- Sinito, A., & Nunez, H. 1997. Paleosecular variation recorded on lake sediments from south Argentina. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 49 (4), 473-483.

- Sreenivasan, B. 2010. Modelling the geodynamo: Progress and challenges. *Current Science*, 1739–1750.
- Stacey, F.D. 1962. Theory of the magnetic susceptibility of stressed rock. *Phil. Mag.*, 7: 551—556.
- Stacey, F.D. & Banerjee, 5K. 1974. *The Physical Principles of Rock Magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195pp.
- Stoner, J.S., Laj, C., Channell, J.E.T. & Kissel, C. 2002. South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0e80 ka): implications for interhemispheric correlation. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1141e1151.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., Hodell, D.A. & Charles, C.D. 2003. A 580 kyr paleomagnetic record from the sub-Antarctic South Atlantic (Ocean Drilling Program Site 1089). *J. Geophys. Res.* 108 (B5), 2244.
- Tarduno, J. A., Tian, W. & Wilkison, S. 1998. Biogeochemical remanent magnetization in pelagic sediments of the western equatorial Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, 25, 3987–3990.
- Tauxe, L. 1993. Sedimentary records of Paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice: *Reviews of Geophysics*, 31, 319-354.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. & Pick, T. 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B1), 571-583.
- Tauxe, L. 2005. Inclination flattening and geocentric axial dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 233, 247-261.
- Tauxe, L., Steindorf, J.L. & Harris, A. 2006. Depositional remanent magnetization: Toward an improve theoretical and experimental foundation. *Earth and Planetary Science Letters*, 244, 515-529.
- Tauxe, L. 2008. *Essentials of Rock and Paleomagnetism*. La Jolla (CA).
- Tauxe, L. & Yamazaki, T. 2015. Paleointensities, in *Treatise on Geophysics, Second Edition*, edited by G. Schubert, pp. 461–509, Elsevier, Oxford, doi:10.1016/B978-0-444-53802-4.00107-X.
- Terra-Nova, F., Amit, H., Hartmann, G.A., Trindade, R.I.F. & Pinheiro, K.J. 2017. Relating the South Atlantic Anomaly and geomagnetic flux patches. *Physics of the Earth and planetary interiors*, v. 266, p. 39-53.
- Thellier, E. & Thellier, O. 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Geophys.*, 15, 285–376.

- Tilgner, A. 2000. Towards experimental fluids dynamo. *Phys. Earth Planet. Int.*, 117, 171-177.
- Thouveny, N., Creer, K.M. & Blunk, I. 1990. Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97, 140–161.
- Thouveny, N., Carcaillet, J., Moreno, E., Leduc, G. & Nérini, D. 2004. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 219(3), 377– 396.
- Thompson, R. & Oldfield, F. 1986. Environmental Magnetism, Allen and Unwin, London, 227 pp.
- Trindade, R.I.F., Jaqueto, P., Terra-Nova, F., Brandt, D., Hartmann, G.A., Feinberg, J.M., Feinberg, J.M., Strauss, B.E., Novello, V.F., Cruz, F.W., Karmann, I., Cheng, H. & Edwards, R.L. 2018. Speleothem record of geomagnetic South Atlantic Anomaly recurrence. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(52), 13,198-13,203. <https://doi.org/10.1073/pnas.1809197115>.
- Turner, G.M., & Thompson, R. 1981. Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times. *Geophys. J. R. Astr. Soc*, 65, 703-725.
- Turner, G.M., & Thompson, R. 1982. Detransformation of the British geomagnetic secular variation record for Holocene times. *Geophys. J. R. Astr. Soc*, 70, 789-792.
- Tric, E., Valet, J.-P., Tucholka, P., Paterne, M., Labeyrie, L., Guichard, F., Tauxe, L. & Fontugne, M. 1992. Paleointensity of the geomagnetic field during the last 80 000 years, *J. Geophys. Res.*, 97(B6), 9337–9351.
- Turner, G.M., & Thompson, R. 1982. Detransformation of the British geomagnetic secular variation record for Holocene times. *Geophys. J. R. Astr. Soc*, 70, 789-792. [27]
- Turner, J., Hosking, J.S., Bracegirdle, T.J., Marshall, G.J. & Phillips, T. 2015. Recent changes in Antarctic sea ice, *Phil. Trans. R. Soc. London Ser. A*, 373, doi:[10.1098/rsta.2014.0163](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0163).
- Valet, J. –P. 2003. Time variations in geomagnetic intensity. *Reviews in Geophysics*, 41 (1), 4-1.

- Vigliotti, L. 2006. Secular variation record of the Earth's magnetic field in Italy during the Holocene: Constraints for the construction of a master curve, *Geophys. J. Int.*, 165, 414–429, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02785.x.
- Wardinski, I. & Korte, M. 2008. The evolution of the core-surface Flow over the last seven thousand years, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 113, B05101, doi:10.1029/2007JB005024.
- Weeks, R., Laj, C, Edignoux, L., Fuller, M., Roberts, A., Manganne, R., Blanchard, E. & Goree, W.S. 1993. Improvements in long-core measurement techniques: Applications in palaeomagnetism and palaeoceanography. *Geophys. J. Int.*, 114, 651-662. [84]
- Williams, W. & Dunlop, D.J. 1989. Three-dimensional micromagnetic modeling of ferromagnetic domain structure. *Nature* 337, 634–637.
- Williams, W. & Dunlop, D.J. 1995. Simulation of magnetic hysteresis in pseudo-singledomain grains of magnetite. *J. Geophys. Res.* 100 (B3), 3859–3871.
- Willmott, V., Domack, E.W., Canals, M. & Brachfeld, S. 2006. A high resolution paleointensity record from the Gerlache-Boyd palaeo-ice stream region, northern Antarctic Peninsula. *Quat. Res.* 66, 1 e 11.
- Yang, X.Q., Liu, Q.S., Duan, Z.Q., Su, Z.H., Wei, G.J., Jia, G.D., Ouyang, T.P., Su, Y.L. & Xie, L.H. 2012. A Holocene Paleomagnetic secular variation record from Huguangyan maar Lake, southern China. *Geophys. J. Int.* 190 (1), 188–200.
- Zhang, N., & Zhong, S. 2011. Heat fluxes at the Earth's surface and core–mantle boundary since Pangea formation and their implications for the geomagnetic superchrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 306(3-4), 205–216.
- Zijderveld, J.D.A. 1967. Demagnetization of rocks: Analysis of results, in *Methods in Palaeomagnetism*, edited by Collinson, D.W., Creer, K.M. & Runcorn, S.K. pp. 254–286, *Elsevier, Amsterdam*.

CAPÍTULO 2 – ARTIGO I

2.1 LATE HOLOCENE PALEOSECULAR VARIATION AND RELATIVE PALEOINTENSITY RECORDS FROM LAGOA DOS PATOS (SOUTHERN BRAZIL)

Camila T. LOPES^{a,*}, Jairo F. SAVIAN^b, Everton FRIGO^{b,c}, Gabriel ENDRIZZI^b, Gelvam A. HARTMANN^d, Nicolau O. SANTOS^e, Ricardo I. F. TRINDADE^f, Michel D. IVANNOFF^a, Elirio E. TOLDO Jr^b, Gerson FAUTH^g, Lucas V. OLIVEIRA^g, Marlene H. H. BOM^g

^aPrograma de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91540-000, Porto Alegre, Brazil.

^bInstituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91540-000, Porto Alegre, Brazil.

^cUniversidade Federal do Pampa, Avenida Pedro Anunciação, 111, 96570-000, Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil.

^dInstituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Rua Carlos Gomes, 250, 13083-855, Campinas, SP, Brazil.

^eInstituto de Informática, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900, Porto Alegre, Brazil.

^fDepartamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, 05508-090, São Paulo, Brazil.

^gInstituto Tecnológico de Paleoceanografia e Mudanças Climáticas (itt Oceaneon), UNISINOS, Av. UNISINOS, 950, 93022-750 São Leopoldo, RS, Brazil.

*corresponding author: Camila Trindade Lopes (camila.trindade@ufrgs.br)

2.1.1 Abstract

Lake and lagoon sediments are important recorders of the Earth's magnetic field variations. However, the Southern Hemisphere, particularly the South American continent, contributes only a small fraction of the global paleosecular variation (PSV) and relative paleointensity data, which hinders a better understanding of the global PSV. Moreover, the scarcity of information on the geomagnetic field in South Brazil for the past few millennia impedes, for example, a detailed analysis of the evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA), which encompasses the weakest geomagnetic field on the Earth's surface. Here, we present high-resolution paleomagnetic and rock magnetic data of two cores collected at the lagoon of Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul State, Brazil. Sediment cores from Lagoa dos Patos represent the period from ~4541 to 3320 cal years BP. Rock magnetic results show the remanent magnetization resides in pseudo single-domain (PSD) magnetite and/or titanomagnetite. Magnetization inclinations and declinations were isolated after alternating field demagnetization (AFD) and principal component analysis (PCA). Mean inclinations are $-39,6^\circ$ and $-38,4^\circ$ for cores PT-04 and PT-06, respectively. Relative paleointensity results are compatible with geomagnetic field models, implying very promising results in the reconstruction of a reference curve for the region. As there is no PSV and relative paleointensity data for this region in this period, this study helps to elucidate the past field and the presence of SAMA in South America.

2.1.2 Introduction

Sediments are important archives to reconstruct the variability of the geomagnetic field beyond the historical period. This kind of record provides continuous geomagnetic field data, which allow constructing geomagnetic field models (Korte *et al.*, 2009; Korte & Constable, 2011; Korte *et al.*, 2011; Nilsson *et al.*, 2014; Pavón Carrasco *et al.*, 2014; Constable *et al.*, 2016; Panovska *et al.*, 2019). These models are used to better constrain the core field dynamics at decadal to millennial timescales (Dumberry & Finlay, 2007; Gallet *et al.*, 2009; Amit *et al.*, 2011; Terra-Nova *et al.*, 2015) and are useful on numerical dynamo simulations (Christensen *et al.*, 2010). In addition, the geomagnetic field paleointensity models provide information to modulate the flux of cosmic particles (^{14}C , ^{10}Be), which are used to reconstruct the past solar activity (e.g., Saganuma *et al.*, 2010, 2011; Muscheler *et al.*, 2014). Finally, geomagnetic models and high resolution data for the past few millennia are used to understand

important geomagnetic field structures, such as *archeomagnetic jerks* (Gallet *et al.*, 2003, 2009; Snowball & Sangren, 2004; Barletta *et al.*, 2008; Yu *et al.*, 2010) and the presence of a strong non-dipole field feature in the South Atlantic and South America, called South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA) (Olson & Amit, 2006; Hartmann & Pacca, 2009; Hartmann *et al.*, 2010, 2011; 2019; Terra-Nova *et al.*, 2017; Trindade *et al.*, 2018).

However, the spatial and temporal resolution of sediment records are fundamental for the accuracy of past field reconstructions (e.g., Donadini *et al.*, 2009; Hellio & Gillet, 2018). High-resolution paleomagnetic sedimentary data records for the Holocene are unevenly distributed around the globe, being mainly concentrated in the Northern Hemisphere with little data in the Southern Hemisphere (Figure 2.1a). This heterogeneity in data distribution directly influences the understanding of past geomagnetic field variations (e.g., Guyodo & Valet, 1996; Laj *et al.*, 2004; Korte *et al.*, 2005; Genevey *et al.*, 2008; Korte & Constable, 2011). Scarcity and accessibility of basins with high sedimentation rates in the Southern Hemisphere are the most excellent significant limitations to obtaining high-resolution continuous records for the Holocene (Figure 2.1b). Furthermore, several studies have presented dating inconsistencies in the sedimentary database (Donadini *et al.*, 2009; Korte *et al.*, 2009; Nilsson *et al.*, 2010; Korte & Constable 2011). In addition, sedimentary records contain uncertainties in time and are inherently smoothed due to the post-depositional lock-in of magnetization (Roberts & Winklhofer, 2004). Declination and inclination data contain errors due to the difficulties in orientation of sediment cores (e.g., Snowball & Sandgren, 2004). There are also errors due to the sedimentary processes, such as compaction, which may lead to inclination shallowing (e.g., Tauxe, 1993). Despite these difficulties, considerable efforts have been made in the Southern hemisphere to obtain reliable paleomagnetic records for Quaternary ages (e.g., Brachfeld *et al.*, 2000; Mazaud *et al.*, 2002; Stoner *et al.*, 2002, 2003; Gogorza *et al.*, 2002, 2004, 2006, 2011, 2012, 2018; Kaiser *et al.*, 2005; Macri *et al.*, 2005, 2010; Willmott *et al.*, 2006; Irurzun *et al.*, 2006; Lund *et al.*, 2006; Nilsson *et al.*, 2011; Hartmann *et al.*, 2010, 2011, 2019; Collins *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013; Turner *et al.*, 2015; Poletti *et al.*, 2016; Channell *et al.*, 2017; Trindade *et al.*, 2018). One of the main purposes of this study is to report new paleomagnetic data from South Brazil for the Late Holocene to better constrain the past geomagnetic field variations in South America.

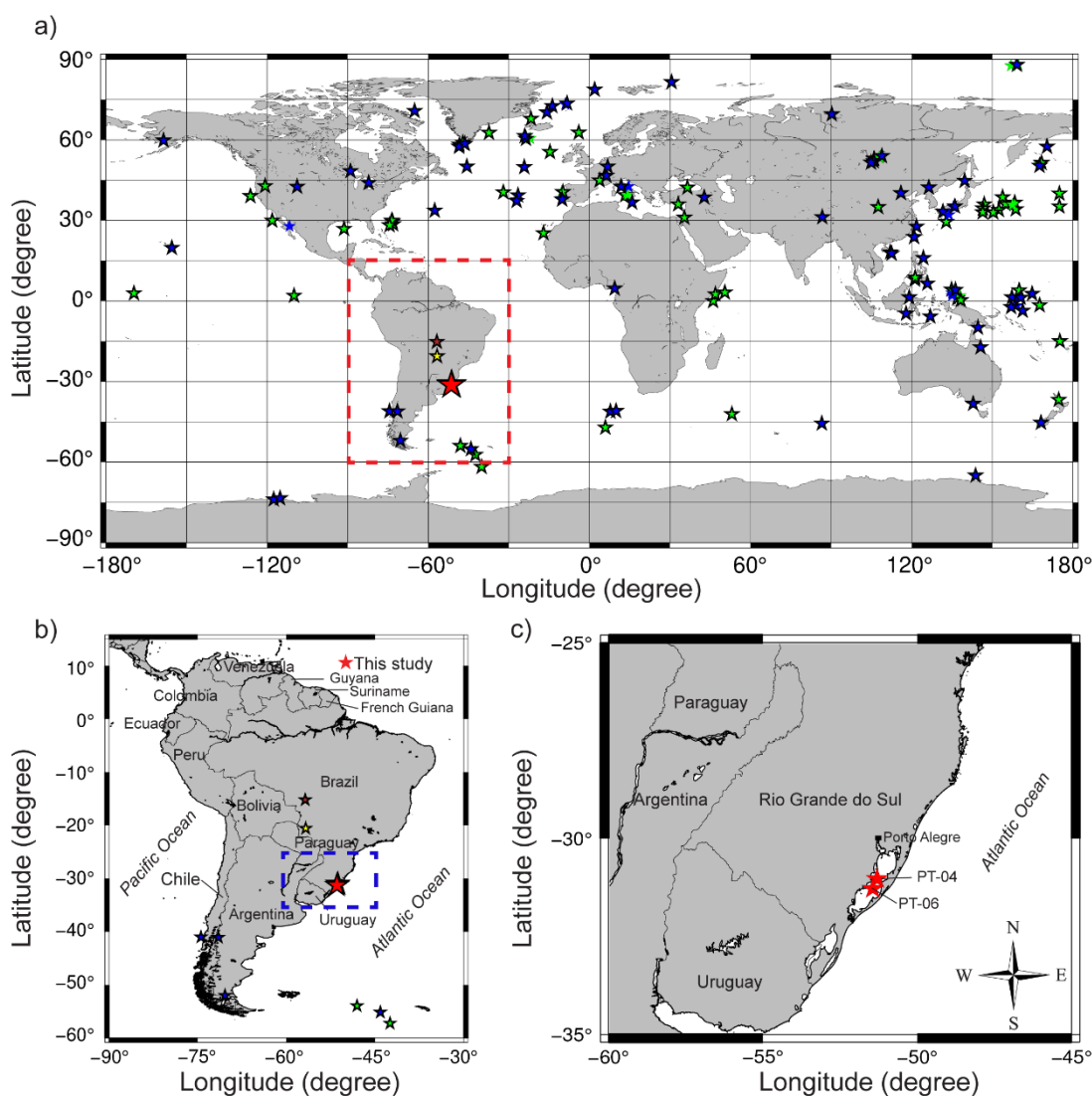


Figure 2.1. Location of paleomagnetic sedimentary records for the Holocene: a) around the globe, b) in South America (data used in a) and b) are available in Panovska et al., 2018); c) location of cores PT-04 and PT-06 in the Lagoa dos Patos lagoon. Red stars indicate the location of the two studied sites. Blue (green) stars indicate the location of sedimentary records that overlap (does not overlap) our new data. Brown star indicates the location of the stalagmites discussed by Trindade et al., 2018, and yellow star the location of the stalagmites discussed by Jaqueto et al., 2022.

Here, we present the first results of the PATOS Drilling Project (PATOS), a research initiative to study the geomagnetic secular variation and environmental magnetism during the Holocene in South Brazil. The study site is located in the Lagoa dos Patos, considered the largest lagoonal system in South America (Figure 2.1c). The recovery of sediment sequences from the Lagoa dos Patos lagoon enables us to obtain a geological archive to reconstruct the past millennial-scale variability of the

geomagnetic field beyond historical time. The studied samples were obtained from two gravity cores (PT-04 and PT-06) collected in Lagoa dos Patos (Figure 2.1c).

2.1.3 Geological settings and sedimentological studies

The Lagoa dos Patos is ~240 km long, ~40 km wide and average depth is almost 6 m. It covers an area ~10,000 km², running roughly NE-SW direction, and is located in the coastal plain of Rio Grande do Sul State, South Brazil (Figure 2.1c). The coastal plain is the southernmost area of Rio Grande do Sul and its East side is limited by the basement while the northern part is covered by Paleozoic and Mesozoic sedimentary and volcanic sequences of the Paraná basin. The northern part of the State has a relief with elevations that can reach 1,000 m, while the southern relief is smoother, with altitudes that do not exceed 400 m. The Rio Grande do Sul coastal plain typically consists of unconsolidated Quaternary deposits, all related to transgressive events, which developed depositional systems, consisting of barriers and lagoons. The plain has an extensive number of lagoons and coastal lakes occupying almost one third of the coastal plain which has a surface of 33,000 km². Therefore, Lagoa dos Patos is a key site for high-resolution paleomagnetic and paleoenvironmental reconstruction at mid-latitude in the Southern Hemisphere.

The lagoon connects with the Atlantic Ocean through a single inlet - the Rio Grande Channel, at the southernmost part of the lagoon, where the mean tidal range equals to 0.31m (Andrade *et al.*, 2018), and mean discharge of 4,800 m³/s. Sea water penetrates the lagoon up to 200 km to the north during exceptional conditions favored by southern winds, low water level in the lagoon, and spring tides (Martins *et al.*, 1989; Toldo Jr., 1989). Previous studies suggest a continuous accumulation of sediments in the Lagoa dos Patos (Toldo Jr. *et al.*, 2000; Toldo Jr. *et al.*, 2006). According to these two works, the lagoon is a large and shallow coastal water body, protected from the waves of the nearby ocean. The lagoon receives freshwater from a drainage area of about 170,000 km², mostly from the Guaíba River System whose mouth, the Jacuí Delta, is at the city of Porto Alegre at the northwestern end of the lagoon (Figure 2.1c). As a result, much of the lagoon has a salinity of less than 3‰. A much smaller contributor of freshwater to the lagoon is the Camaquã River. The combined watersheds of these two rivers cover almost half the area of the state of Rio Grande do Sul. The water in the Lagoa dos Patos has a residence time of about 108 days as estimated by Toldo Jr. *et al.*, (2006). Whereas the Guaíba River contributes principally

mud to the lagoon, the Camaquã River contributes principally sand. Sediments of the lagoon floor have less than 4% sand and consist mainly of silt and clayey silt in the northern half of the lagoon and silty clay in its southern half. Greenish grey colours predominate. Present-day deposition of muds occurs in water depths below normal wave base, which rarely exceeds 4 m. The muds of the lagoon are thought to be largely derived from the Guaíba River, chiefly because its large basin traps most of the river's sand (Toldo Jr., 1989; Toldo Jr. *et al.*, 2003).

2.1.4 Location of cores and sampling

Two continuous cores, PT-04 (31°01'55"S, 51°18'04"W) and PT-06 (31°16'44.9469"S, 51°26'36.12122"W), were retrieved with gravity core system (Figure 2.2a). Both cores (PT-04 and PT-06) are located in the central area of the Lagoa dos Patos and far from the mouths of the Guaíba and Camaquã rivers. The PT-04 core is ~30 km from the mouth of the Camaquã river, and the PT-06 core is 60 km from the mouth of the Guaíba river. Both rivers export suspended sediments to Lagoa dos Patos, mainly the discharge from the Guaíba river. Cores were collected during fieldwork in February of 2014 using a 5-m-long coring chamber to extract it and they contain well-preserved sediments. Sediments are characterized by dark gray to brown muds (Figure 2.2b).

The seismically muddy layer between the sediment-water interface and the sub-bottom reflector contains the Holocene lagoonal sequence (Toldo Jr. *et al.*, 2000; Bortolin *et al.*, 2018). From the transition between the margins and the floor of the lagoon, this layer increases in thickness to about 6 m. Texturally, this transparent layer, as yet not totally penetrated by the gravity core, likely consist of almost pure mud, whose depositional environment was the low-energy bottom of the lagoon (Toldo *et al.*, 2000). Muddy deposits have a flat bottom, with sediments ranging from silt to silty clay. They are homogeneous, organic rich and seismically transparent (Toldo *et al.*, 2000).

Six ¹⁴C age determinations presented by Toldo *et al.*, (2000) for the top 2 m of mud yielded an uncompacted average sedimentation rate of $0.52 \pm$ mm/yr, which compares broadly with the rate of $0.75 \pm$ mm/yr based on stratigraphic projection. The short-term rates of sedimentation calculated in two cores by ²¹⁰Pb measurements (Martins *et al.*, 1989) are quite different. Martins *et al.*, (1989) used samples from the uppermost 10 cm of the cores and obtained rates of 3.5 and 8.3 mm/yr, which are

nearly ten times higher than those obtained for the older sediments. These high sedimentation rates could result from deforestation in the drainage basin since European colonization, which started about 150 years ago.

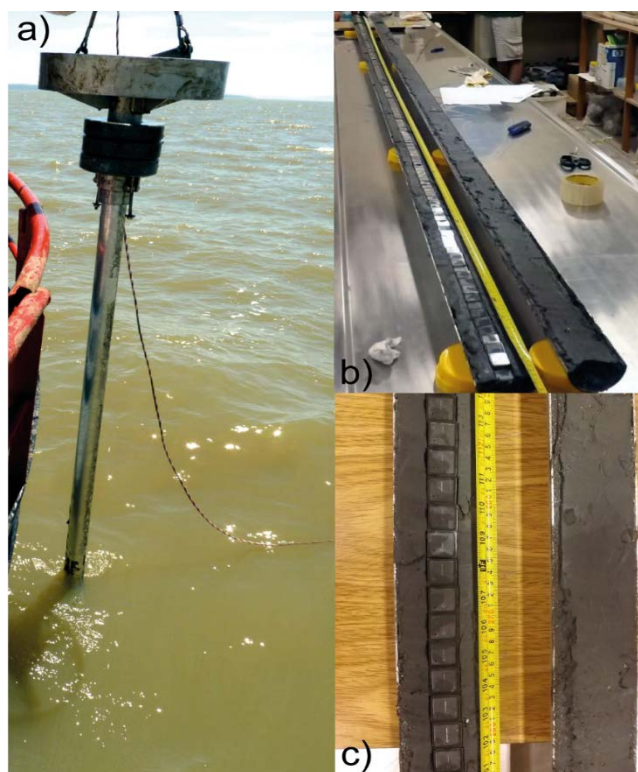


Figure 2.2. a) Field photograph of the operation on the boat. b) Split core on the working table for measurement and collecting paleomagnetic samples. c) Archive and working halves of the core PT-06 with 8 cm³ paleomagnetic boxes pushed into the sediment in the middle of the core (sampling in b) and c) was performed in the laboratory out in the laboratory Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS). The oceanographic research expedition in was conducted by Laboratório de Oceanografia e Geofísica Marinha (LOGMAR/CECO/UFRGS) in February of 2014, for collection of samples on the lagoon floor, for studies on the sedimentation rate and isotopic signature.

2.1.5 Methods

2.1.5.1 Sub-sampling

In November of 2014, sediment cores were opened for description and subsampling. Paleomagnetic specimens from the sediment cores were collected using cubic plastic boxes (8 cm³) placed side-by-side continuously orientation towards the top of each core (Figure. 2c). A total of 218 cubic samples (132 for PT-04 and 86 for

PT-06) were pushed into the split core faces so that samples were taken one next to the other (~2.5 cm resolution).

2.1.5.2 Dating

Chronological framework is based on accelerator mass spectroscopy (AMS) radiocarbon ^{14}C dating of 11 samples distributed between cores PT-04 (7 samples) and PT-06 (4 samples) (Table 2.1 and Table 2.2). Dating was performed at the Radiocarbon Laboratory of the Physics Institute at the Universidade Federal Fluminense (LAC-UFF) and at the Beta Analytic Inc. Carbon ages were calibrated to calendar years using the SHCal20 calibration curve (Hogg *et al.*, 2020). Age-depth models were settled through the Bacon methodology (Blaauw & Christen, 2011) using the Rbacon 2.5.3 package (The Comprehensive R Archive Network, <https://cran.r-project.org/>).

Table 2.1. Radiocarbon age determinations and calibrated age ranges for PT-04 core. The table shows the types of materials used for dating, the laboratory where this procedure was performed, the depth of each sample and the ages found.

Material	Lab code	Depth (cm)	^{14}C age (years BP)	Median cal age (years BP)	Maximum (2σ BP)	Minimum (2σ BP)
Erodona mactroides; Heleobia sp.; Cirrípede; Acteocina bidentata; Mactra isabelleana;	LACUFF -180011	50	3319 ± 29	3491	3573	3400
Erodona mactroides; Clausinella gayi;	LACUFF -180012	110	3572 ± 29	3820	3958	3697
Corbula sp.; Heleobia sp.; Acteocina bidentata;	Beta- 424874	150	3820 ± 30	4162	4344	3990

Mactra isabelleana;	LACUFF	200	3772	4087	4233	3935
Heleobia australis;	-180013		± 30			
Acteocina bidentata;						
Erodona	Beta-	250	4080	4515	4791	4417
mactroides;	424875		± 30			
Heleobia sp.;						
Corbula sp.;						
Acteocina bidentata;						
Acteocina bidentata;	LACUFF	300	3947	4340	4507	4162
Nucula semiornata;	-180014		±28			
Clausinella gayi;						
Heleobia sp.;						
Nucula semiornata;	Beta-	370	4260	4744	4858	4620
	424875		±30			

2.1.5.3 *Paleodirection and paleointensity determinations*

All paleomagnetic and rock magnetic measurements were carried out at Laboratório de Paleomagnetismo (USPMag) at the University of São Paulo (USP), Brazil. Remanence measurements were conducted out using a three-axis 2-G Enterprises cryogenic magnetometer (model 755R), housed in a magnetically shielded room. All 218 samples were submitted to stepwise alternating field demagnetization (AFD) over 17 steps: 0, 2, 4, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT. Stable characteristic remanent magnetization (ChRM) directions (declination and inclination) were identified through visual inspection of orthogonal demagnetization plots (Zijderveld, 1967), and were calculated by fitting linear trends in demagnetization plots using principal component analysis (PCA, Kirschvink, 1980). A minimum of 6 demagnetisation steps were used to define the ChRM.

After AFD treatments of each sample, anhysteretic remanent magnetization (ARM) was imparted in a 100 mT AF with a direct current bias field of 0.05 mT. ARM was then demagnetized with the same AFD steps used to demagnetize the natural remanent magnetization (NRM). These measurements enabled us to estimate the relative paleointensity through the pseudo-Thellier method of Tauxe *et al.*, (1995). The

pseudo-Thellier method works as a normalization and has been widely used in sediment cores (Tauxe *et al.*, 1995; Brachfeld & Banerjee, 2000; Irurzun *et al.*, 2009). In this method, the NRM remaining at each demagnetization step is compared with the ARM acquired in the corresponding demagnetizing field. It shows some advantages the NRM and ARM contained in the same coercivity range, and provides a more effective way of eliminating the viscous remanent magnetization (VRM) component. The magnetic parameter ARM at 100 mT is also related to the concentration of single domain (SD) and pseudo-single domain (PSD) or vortex grains. In this work, the relative paleointensity curve determined by the pseudo-Thellier method was compared to those resulting from the classical normalizations by magnetic susceptibility (χ), ARM and saturation of isothermal remanent magnetization (SIRM).

Table 2.2. Radiocarbon age determinations and calibrated age ranges for PT-06 core. The table shows the types of materials used for dating, the laboratory where this procedure was performed, the depth of each sample and the ages found.

Material	LabCode	Depth(m)	¹⁴ C age (years BP)	Median cal age (years BP)	Maximum (2 σ BP)	Minimum (2 σ BP)
Corbula;	LACUF-180005	120	3146 \pm 27	3308	3388	3221
Clausinella gayi; Heleobia sp.;	LACUF-180006	150	3311 \pm 27	3479	3569	3398
Mactra isabelleana; Mactra isabelleana;	LACUF-180007	200	3477 \pm 29	3706	3830	3593
Erodona mactroides; Heleobia sp. Mactra isabelleana;	LACUF-180008	320	3967 \pm 27	4362	4513	4245

2.1.5.4 Rock magnetism experiments and X-Ray diffraction

Magnetic susceptibility was measured using an MFK1-FA Multi-Function Kappabridge at two operating frequencies (976 and 15616 Hz), in a field of 200 A/m. Samples were also submitted to a pulse field of 900 mT (SIRM or IRM_{900mT}) and stepwise demagnetized, following the same steps used for NRM and ARM demagnetization. Then, a reverse field of 300 mT (IRM_{-300mT}) was applied to these

samples. This routine was performed with a 2G Enterprises Pulse Magnetizer, and remanence was measured with the three-axis 2G Enterprises cryogenic magnetometer (model 755R). From these measurements, we calculated the S-ratio ($S_{300\text{mT}} = [\text{IRM}_{300\text{mT}}/\text{IRM}_{900\text{mT}}]$) and “hard” isothermal remanent magnetization ($\text{HIRM} = [\text{IRM}_{900\text{mT}} + \text{IRM}_{300\text{mT}}]/2$) parameters (Thompson & Oldfield, 1986; Bloemendal *et al.*, 1988). S-ratio is used to indicate the relative concentration of low versus high coercivity minerals (Thompson & Oldfield, 1986; Bloemendal *et al.*, 1988). HIRM has been used as a proxy for the concentration of high coercivity minerals. HIRM is a concentration parameter rendering an intensity of magnetization carried by minerals, in the present case, with coercivities between 300 mT and 900 mT. The concentration of high-coercivity magnetic minerals, i.e., hematite/goethite can also be inferred from the HIRM (Bloemendal *et al.*, 1992; Liu *et al.*, 2007). Another calculated parameter was the $\text{IRM}_{900\text{mT}}/\chi$ ratio, often used to make inferences about the grain-size variation of magnetic minerals (e.g., Peters & Dekkers, 2003). We also calculated the median destructive field of the NRM (MDF), which provides a rough estimate of relative grain-size of magnetic particles for a uniform magnetic mineral assemblage. All magnetic measurements can be found in appendix A.

A fraction of ~1 g of sediment was collected from 28 representative samples PT-04 and 16 representative samples from PT-06 for hysteresis loops measurements. The number of samples represented is proportional to the total number of samples from each core, that is, hysteresis measurements were performed in about 20% of the samples from each core. These results allow one to identify the domain state(s) and magnetic interactions among magnetic particles (Day *et al.*, 1977; Dunlop, 2002). We measured hysteresis loops and IRM acquisition curves up to 1 T at room temperature using a vibrating sample magnetometer (VSM MicroMag™ 3900).

Mineralogy was also investigated through X-Ray powder Diffraction (XRD) in some representative samples (Figure 2.12). Approximately 1 g of powder from each sample was dried in a 40 °C laboratory oven for 8 hours. XRD was performed using an Empyrean Panalytical diffractometer with spinner, Cu K α radiation, operated at 40 mA and 40 kV, range of 2θ from 5° to 80°, and a 0,01° 2θ step size. The software HighScore Plus (4.8 version) was used for mineral identification, alongside the International Center for Diffraction Data (ICDD) and the Crystallography Open Database (COD). The combined XRD analysis from the Epsilon 1 Panalytical Omnia module also contributed for mineral identification.

2.1.6 Results

2.1.6.1 Rock magnetism and XRD data

Magnetic susceptibility (χ) for the PT-04 increases almost continuously down core from $\sim 3 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ to $\sim 4.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Figure 2.3a). Some susceptibility peaks occur in the upper half of core PT-04 at approximately 62 cm, 83 cm, 85.5 cm and 144.5 cm depth. For PT-06 core, the values are roughly constant throughout the core, with a mean value of $3.13 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Figure 2.3f) that is similar to the mean susceptibility value for the uppermost 300 cm of core PT-04 (Figure 2.3a). In this core, a peak value reaching $3.94 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ is observed in the lower half of the core at $\sim 249 \text{ cm}$ dept.

S-ratio remains remarkably constant throughout both cores with values around 0.83 in PT-04 (Figure 2.3b) and 0.81 in PT-06 (Figure 2.3g), which indicate a mixture of low- and high-coercivity magnetic minerals (Liu *et al.*, 2007). A small decrease in S-ratio is observed at $\sim 110 \text{ cm}$ (PT-04, Figure 2.3b) and 245 cm (PT-06, Figure 2.3g). We also observe an increase at 286 cm in PT-06 core (Figure 2.3b), which is indicative of an increment of a relatively higher proportion of soft magnetic grains.

Oscillations of the ARM at 100 mT intensities throughout the cores are limited, with values comprised within the same order of magnitude (around $4.06 \times 10^{-7} \text{ Am}^2/\text{kg}$ for PT-04 and around $3.66 \times 10^{-7} \text{ Am}^2/\text{kg}$ for PT-06; Figure 2.3c,h). The maximum and minimum ARM values for the PT-04 core are $5.96 \times 10^{-7} \text{ Am}^2/\text{kg}$ to $2.97 \times 10^{-7} \text{ Am}^2/\text{kg}$, respectively. ARM varies between $6.36 \times 10^{-7} \text{ Am}^2/\text{kg}$ and $1.98 \times 10^{-7} \text{ Am}^2/\text{kg}$ through the PT-06 core (Figure 2.3h).

HIRM varies around $1.36 \times 10^{-4} \text{ Am}^2/\text{kg}$ in the PT-04 core and $1.50 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$ in the PT-06 core (Figure 2.3d,i). The $\text{IRM}_{900\text{mT}}/\chi$ ratio has relatively constant values around 0.5 and 0.6 A/m A/m throughout cores PT-04 and PT-06, respectively (Figure 2.3e,j).

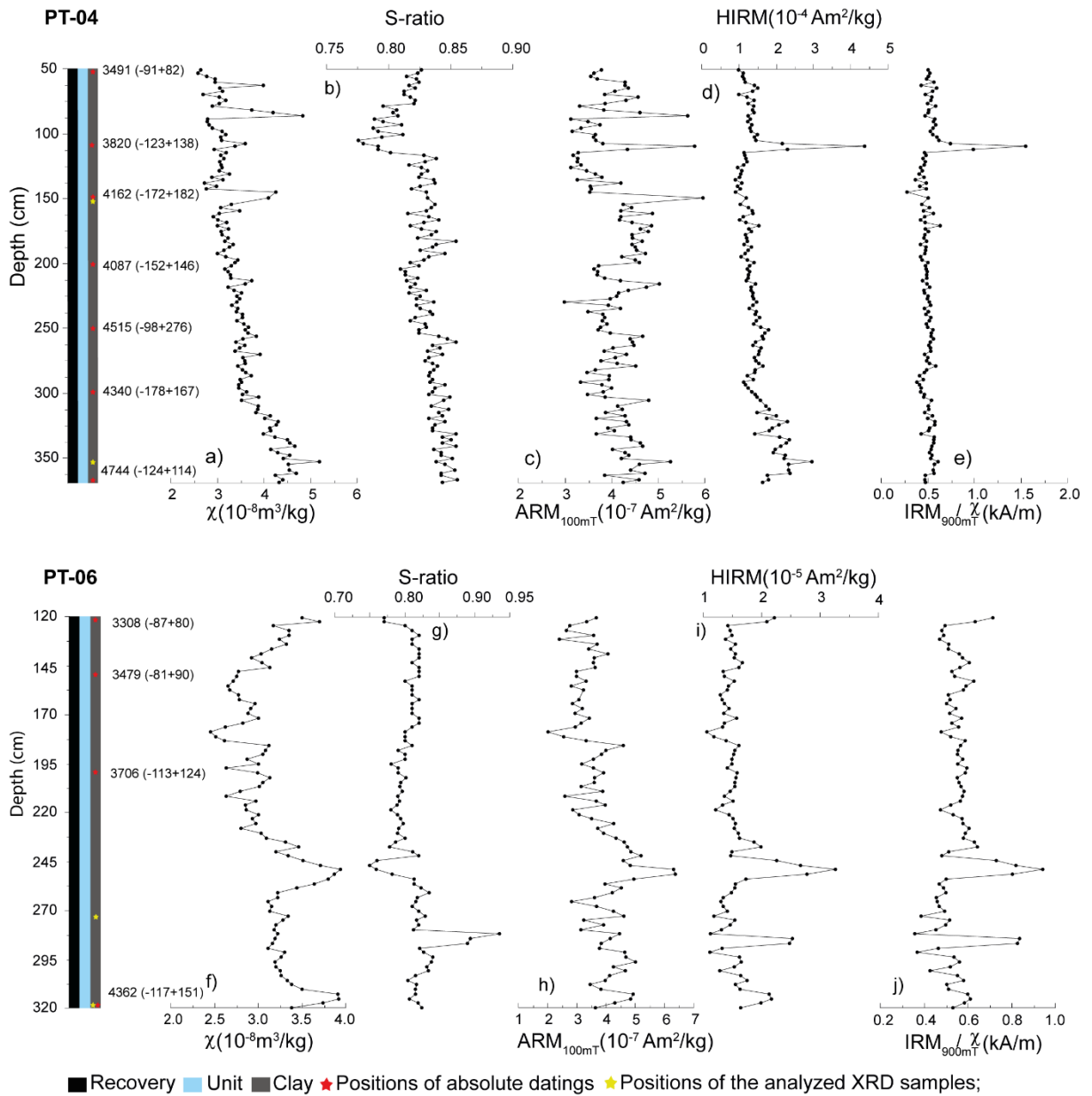


Figure 2.3. Depth variations of magnetic susceptibility, S-ratio, ARM, HIRM, and IRM_{900mT}/χ for cores PT-04 and PT-06. Positions of AMS radiocarbon dates used to construct the age models are indicated star shaped.

Hysteresis data (Figure 2.4; Table 2.3), including the ratio of saturation remanence to saturation magnetization (M_{rs}/M_s) and the coercivity of remanence to coercive force (H_{cr}/H_c) from PT-04 (Figure 2.4a) and PT-06 (Figure 2.4b) samples lie within the pseudo-single domain (PSD) field of Day *et al.*, (1977) or vortex state of Roberts *et al.*, (2018). The presence of magnetite mixed with hematite suggested by the S-ratio is further confirmed by the wasp-waisted shape of the loops (Roberts *et al.*, 1995; Tauxe *et al.*, 1996). The linearity of the χ versus SIRM (Figure 2.4f) for both

cores implies that grain-size does not change significantly across the sedimentary column (Gogorza *et al.*, 2018) excepted for few samples.

The similarity in mineralogical composition across the stratigraphy is also indicated by the XRD patterns obtained for samples from depths from 149 and 359 of PT-04 and 251 and 320 of PT-06 (Figure 2.12), with very small differences between samples. The samples PT-06-107-251 (Figure.S2.1a), PT-06-136-320 (Figure S2.12b), PT-04-063-149 (Figure S2.12c) and PT-04-152-359 (Figure 2.12d) are constituted mainly by Gypsun, Kaolinite, Quartz and Titanomagnetite.

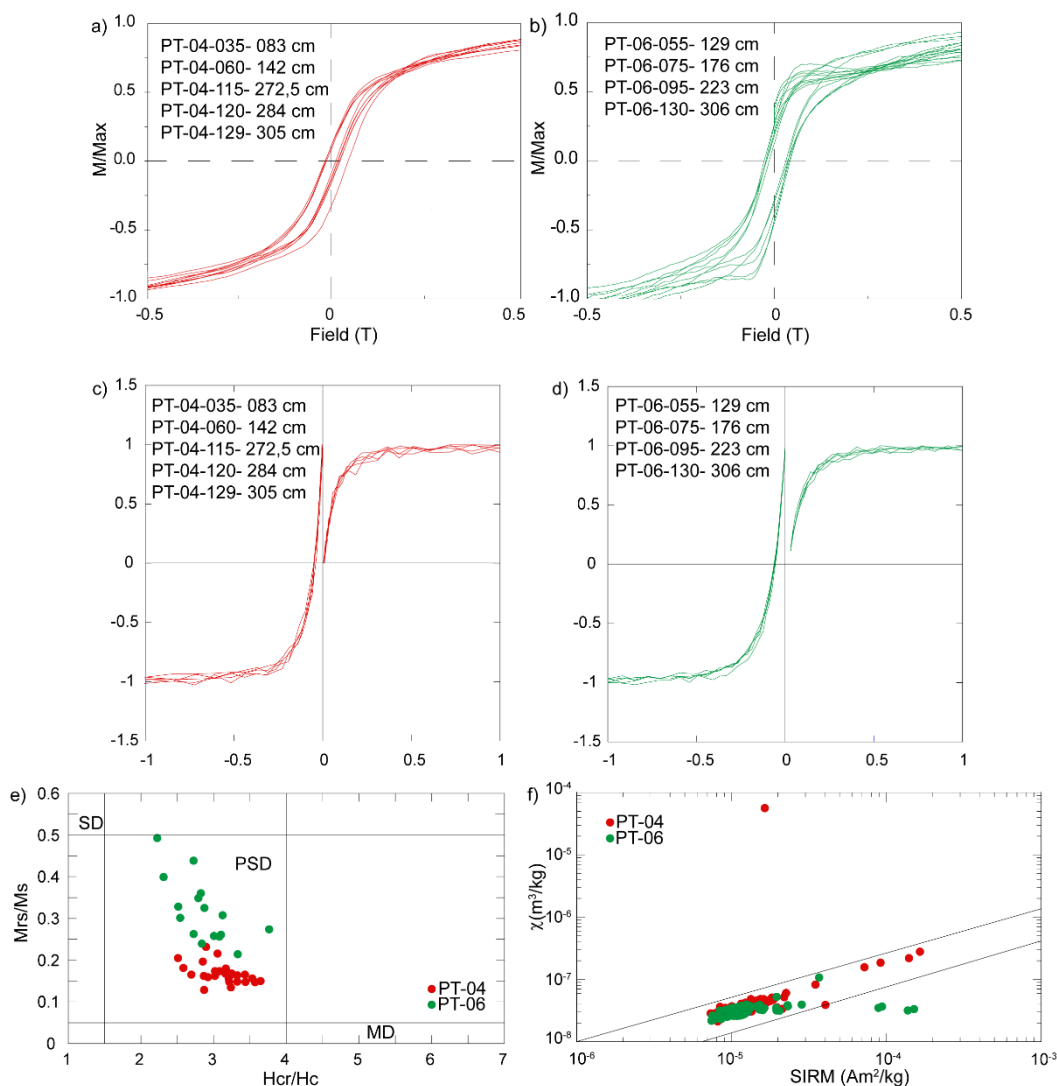


Figure 2.4. Representative hysteresis loop for the studied Lagoa dos Patos sediments; a) samples of core PT-04 and b) samples of core PT-06. Isothermal Remanent Magnetization (IRM) acquisition curves, for representative samples from cores PT-04 c) and PT-06 d). Day diagram (Day *et al.*, 1977) for samples from cores e) (SD - Single Domain; PSD - Pseudo-Single Domain; MD - MultiDomain data fields). Susceptibility (χ) versus Saturation of the Isothermal Remanent Magnetization (SIRM) for all samples

f) in order to estimate concentration and grain size, according to (Thompson & Olfield, 1986).

2.1.6.2 Age model

Age-depth models for PT-04 and PT-06 are shown in Figure 2.5. It is observed that the three ages carried out at the Beta laboratory, for the samples from PT-04, indicate a trend of older ages compared to the trend indicated by the ages carried out at the LAC-UFF laboratory. However, we do not have enough evidence to decide if the dates obtained by one of the laboratories would be more reliable than the dates carried out in the other laboratory. In this context, we choose to use all the dates in the construction of the age models.

Thus, the age-depth models for PT-04 and PT-06 (Table 1 and Table 2) cover time intervals from 4541 cal years BP to 3794 cal years BP and from 4345 cal years BP to 3320 cal years BP, respectively (Figure 2.5). Therefore, there is an overlap of data between 4345 and 3794 cal years BP, corresponding to ~550 years. The mean values of the 95% confidence levels for the age models were 201 years for PT-04 and 233 years for PT-06. Depth scales were then converted into age using the independent radiocarbon-based age models for each core. For the core PT-04, a cubic sample represents approximately ~5,64 years of deposited sediment. In the PT-06, we have ~11.9 years in each cubic sample of deposited sediment. These results demonstrate that short-lived features in geomagnetic field behaviour can be recorded in our data.

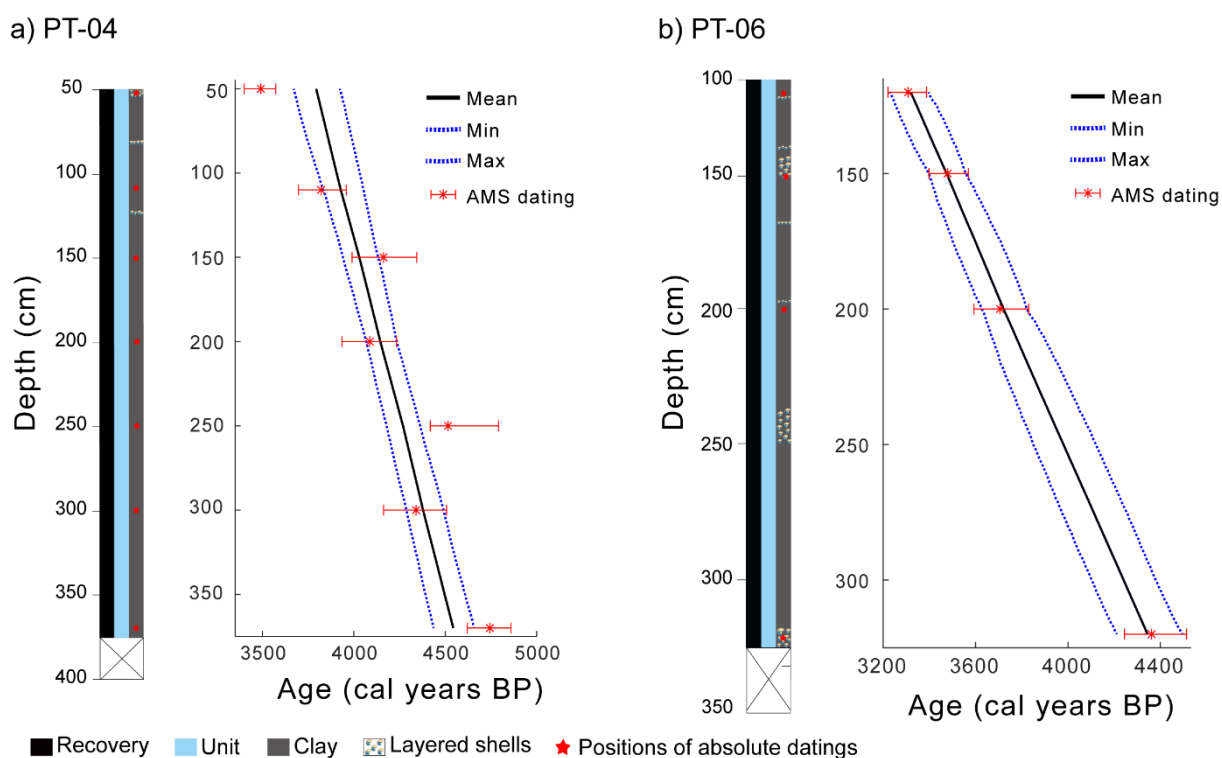


Figure 2.5. Age models for cores (a) PT-04 and (b) PT-06. The age models are based on AMS radiocarbon dating (Table 1 and Table 2). Lithostratigraphic columns of the studied Holocene sediments from Lagoa dos Patos, cores (a) PT-04 and (b) PT-06. Positions of AMS radiocarbon dating used to construct the age models are indicated star shaped in the lithostratigraphic columns.

2.1.6.3 Paleodirection records

Stepwise AFD of the NRM indicates a stable primary remanent magnetization that is directed towards the origin after elimination of a VRM in most samples. Paleomagnetic directions were calculated by fitting a linear regression line to minimize the maximum angular deviation (MAD) that remained below 14° in PT-04 core and 6.5° in PT-06 core (Figure 2.6). These low MADs attest to the quality of the calculated ChRM directions (e.g., Stoner & St Onge, 2007).

Figure 2.7 shows the rock magnetism and paleomagnetic results for both cores. Cores PT-04 and PT-06 are azimuthally unoriented and thus no absolute declination values could be obtained. Because of that we represented the relative declinations centered around the mean declination for each core (Figure 2.7i,j). Relative declinations for core PT-04 range between -26.1° and 32.8° with a mean value of about -1.9° . For core PT-06, relative declinations range between -15° and 25.3° with a mean value of about 0.16° . The mean inclination for core PT-04 is -39.6° (Figure 2.7k);

inclinations range between -8.8° and -58.5° . For core PT-06, inclination varies from -25.6° to 51.5° around a mean of -38.4° (Figure 2.7I). The difference may be due to the cores not being oriented. So these declination values are relative.

Median destructive fields (MDFs) for cores PT-04 and PT-06 are 19.6 mT and 15.7 mT, respectively. Values of IRM_{900mT}/χ from the PT-06 core resemble lower MDFs correspondent to lower IRM_{900mT}/χ values and, hence, to coarser magnetic grains. However, for the PT-04 core, this correlation is not so evident (Figure 2.7c,d).

We then performed a stacking of individual curves with the aim to obtain more reliable estimates of the temporal variation in the directions of the geomagnetic field (Gogorza *et al.*, 1999, 2000a, 2000b, 2002, 2012; Irurzun *et al.*, 2006, 2008). To calculate the stacked curves, each data series was initially interpolated every 10 years. This sampling interval was chosen because it is compatible with the average temporal resolutions of each of the cores (~ 6 years for PT-04 and ~ 12 years for PT-06). After, the stacked curves were calculated from the averaged values of the data recorded in the two cores for each age of the overlapping period (4340 to 3800 cal years BP). The final inclination and declination records for both cores and the stacked profile of arithmetic averages for the overlapping period are plotted versus age in Figure 2.8. The values of the Pearson's correlation coefficient for inclination and declination data of both cores are -0.15 and 0.22, respectively. These low correlation values obtained can be attributed to differences between the age models of each core, local depositional characteristics, and to different magnetization lock-in.

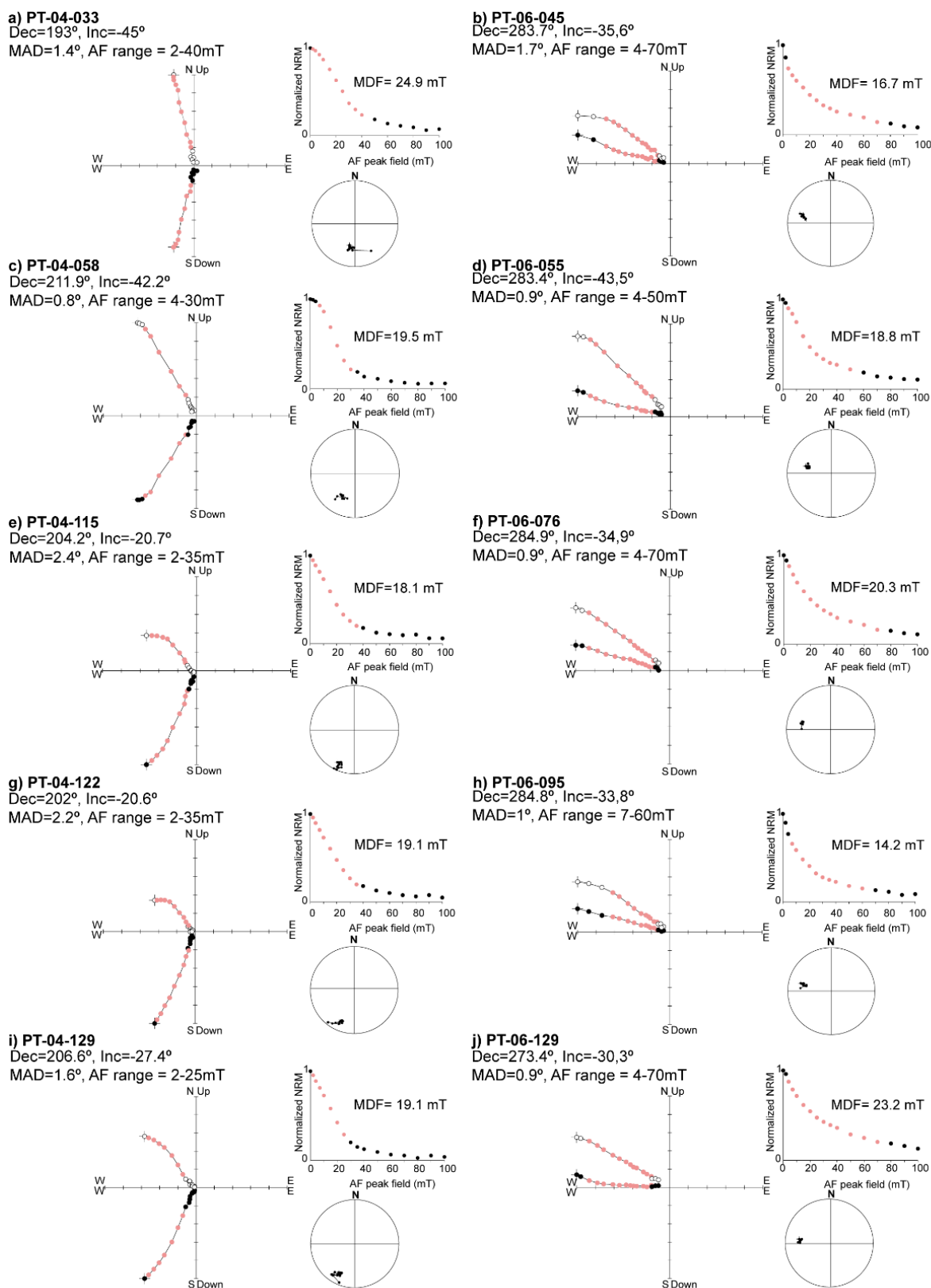


Figure 2.6. AF demagnetization results for representative samples from cores PT-04 and PT-06. In the Zijderveld (1967) diagrams, open (closed) circles represent projections onto the vertical (horizontal) planes. Corresponding stereographic projections and normalized NRM-intensity decay curves are also shown. Numbers indicate the range of AF applied corresponding to the characteristic remanent

magnetization (ChRM) used to calculate the paleomagnetic directions (pink circles indicate the demagnetization steps) and MDF determined for each sample.

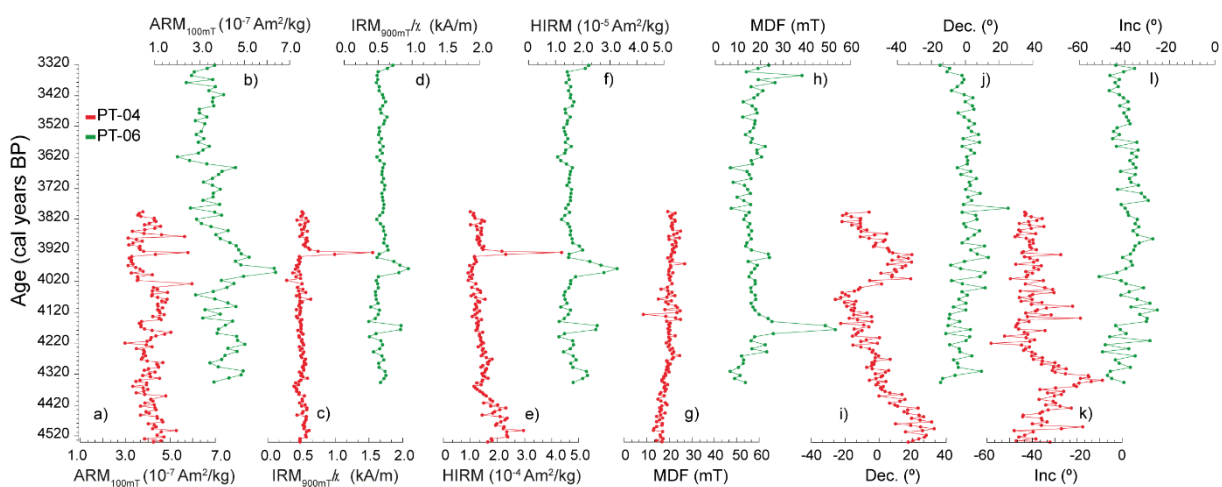


Figure 2.7. Age-depth variations of ARM, IRM_{900mT}/χ, HIRM, median destructive field (MDF) and relative declination and absolute inclination of the characteristic remanent magnetization (ChRM) directions obtained for cores PT-04 (red) and PT-06 (green).

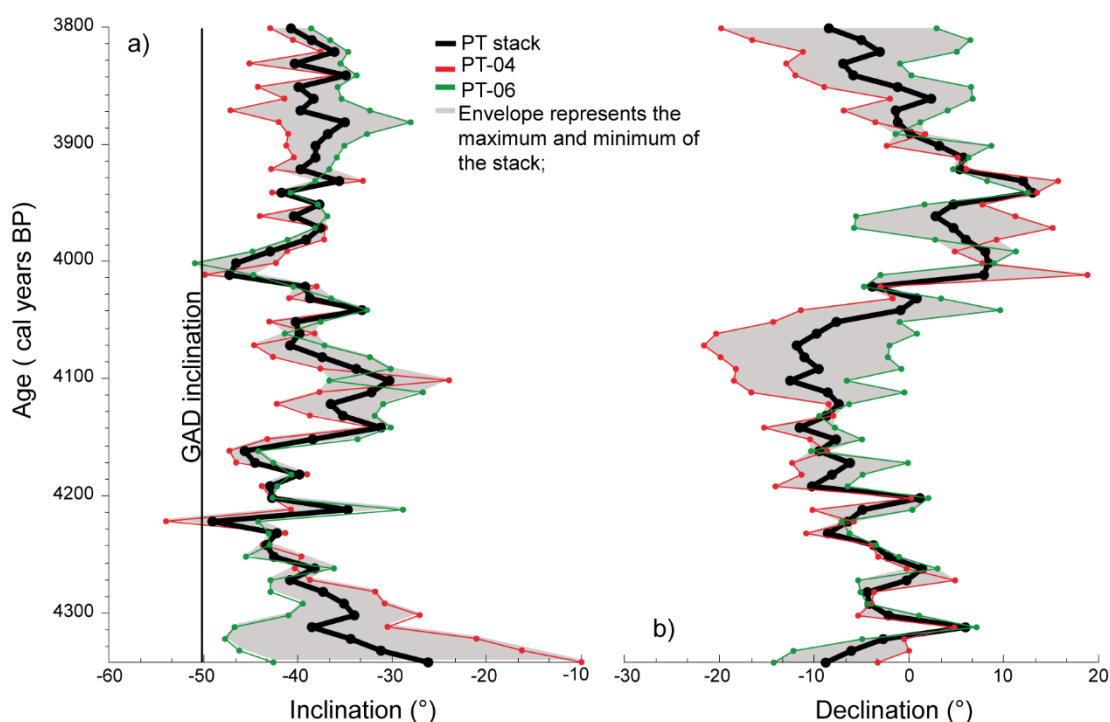


Figure 2.8. Inclination and relative declination for cores PT-04 (red) and PT-06 (green) and stacked profile (black). Gray shading represents the minimum and maximum

values of the stacket profile. The inclination expected for a geocentric axial dipole (GAD) field at site latitude is indicated by a black line.

2.1.6.4 *Relative paleointensity records*

Sediments from PT-04 and PT-06 cores are ideal for recovering relative paleointensity data because they have small variations in the rock magnetic parameters throughout the record (less than a factor of 10, Figure 2.3). Rock magnetic results demonstrate the well-defined magnetization is carried by PSD magnetite and titanomagnetite (Figure 2.4). We have used the normalization techniques of Tauxe (1993) to calculate the relative paleointensity (RPI) records from the two study cores. These techniques consist of normalizing the measured NRM by an appropriate parameter in order to compensate for the variable concentration of ferrimagnetic materials (e.g., Tauxe, 1993). We chose the 15mT-level to quantify RPI estimates from NRM, ARM, and SIRM, in order to eliminate the viscous component of relatively low magnetic stability as proposed by Levi & Banerjee (1976). Relative paleointensity records for our two studied cores are shown in Figure 2.9. We have normalized the NRM_{15mT} by the magnetic susceptibility (χ), ARM_{15mT} , and $SIRM_{15mT}$ (Figure 2.9a-c). We have also obtained paleointensity with the pseudo-Thellier method (Tauxe *et al.*, 1995) (Figure 2.9d). All magnetic methods attempted here produced similar results, but differ in amplitude of peaks (Figure 2.9). The resemblance between the results of normalized parameters and the pseudo-Thellier, for the same core, suggests that these determinations are robust and were not significantly affected by the viscous component (e.g., Tauxe, 1993; Tauxe, 1995; Gogorza *et al.*, 2006; 2008). For the overlapping period the Pearson's correlation coefficient for stacked curves of both cores are 0.21 (for $NRM_{15mT}/SIRM_{15mT}$), 0.05 (for NRM_{15mT}/χ), 0.02 (for $NRM_{15mT}/SIRM_{15mT}$) and 0.05 (for pseudo-Thellier). Low correlation values can be associated to the same factors previously mentioned in the presentation of inclination and declination results.

Stack parameters show RPI variations from 4540 and 3320 cal years BP. Slightly higher values of RPI parameters are observed in these levels (4430-4330, 4230-4130, 3630-3530, and 3430-3330 cal years BP, respectively). All data can be found in appendix A.

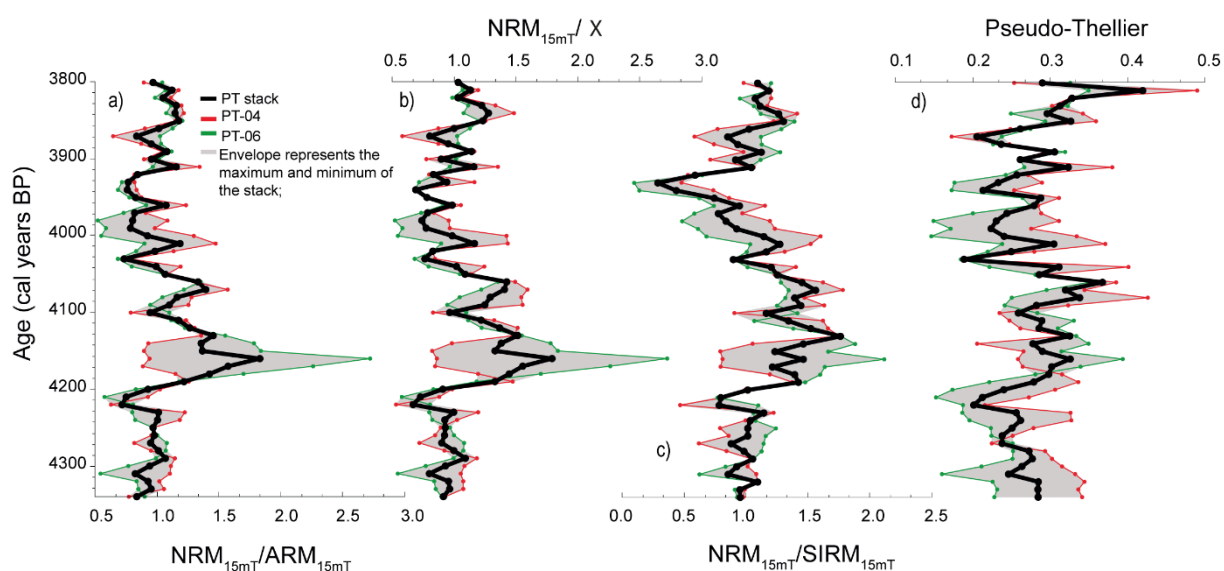


Figure 2.9. Normalized estimates of relative paleointensity (RPI): a) $\text{NRM}_{15\text{mT}}/\text{SIRM}_{15\text{mT}}$, b) $\text{NRM}_{15\text{mT}}/\chi$, c) $\text{NRM}_{15\text{mT}}/\text{ARM}_{15\text{mT}}$ and d) curve of Pseudo-Thellier versus age. In red PT04, in green PT06, in black the stack profile and the gray shading represents the minimum and maximum values of the stack profile.

2.1.7 Discussion

2.1.7.1 Paleosecular variation

Continuous directional paleomagnetic data for the Late Holocene are scarce in South America. There are only a few records obtained from the lake sediments of Argentina (Gogorza *et al.*, 2002; Irurzun *et al.*, 2006; Gogorza *et al.*, 2012, 2018) and stalagmite from Brazil (Jaqueto *et al.*, 2022). Although these lakes are located more than 2,000 km from Lagoa dos Patos, at a distance where regional differences in the sub-millennial geomagnetic field (Korte *et al.*, 2019) changes are expected, they provide the closest PSV curves that can be used in the correlation. The cores PT-04 and PT-06 showed sedimentation rates of lower variability over time in comparison with cores that are close to the river and estuarine outlets, indicating comparatively constant sedimentation conditions. Figure 2.10 shows the comparison between Lagoa dos Patos stacked data and lacustrine records from Lake Escondido (41°S, 71°30'W; Gogorza *et al.*, 2002), Lake El Trébol (41°04'S, 71°29'W; Irurzun *et al.*, 2006), Laguna Potrok Aike (51°58'S, 70°23'W; Gogorza *et al.*, 2012), Lake Carmen (53°40'S 68°18'W; Gogorza *et al.*, 2018) and the SHADIF.14k and CALS10k models available for each latitude. We also present in Figure 2.10 the error data for the SHADIF.14k model, where the shading (in light green) means the minimum and maximum values and also

for the curve of our records where we have a period in common between PT-04 and the PT-06 (3800-4530 cal years BP); maximum and minimum values are represented by the orange shading. The other records do not provide this error data. The difference between the sampling rates used in the different studies is striking. Sedimentation rate is comparable only with records from Laguna Potrok Aike but data exhibits different tendencies. However, the variability is higher in the Lagoa dos Patos records (Figure 2.10).

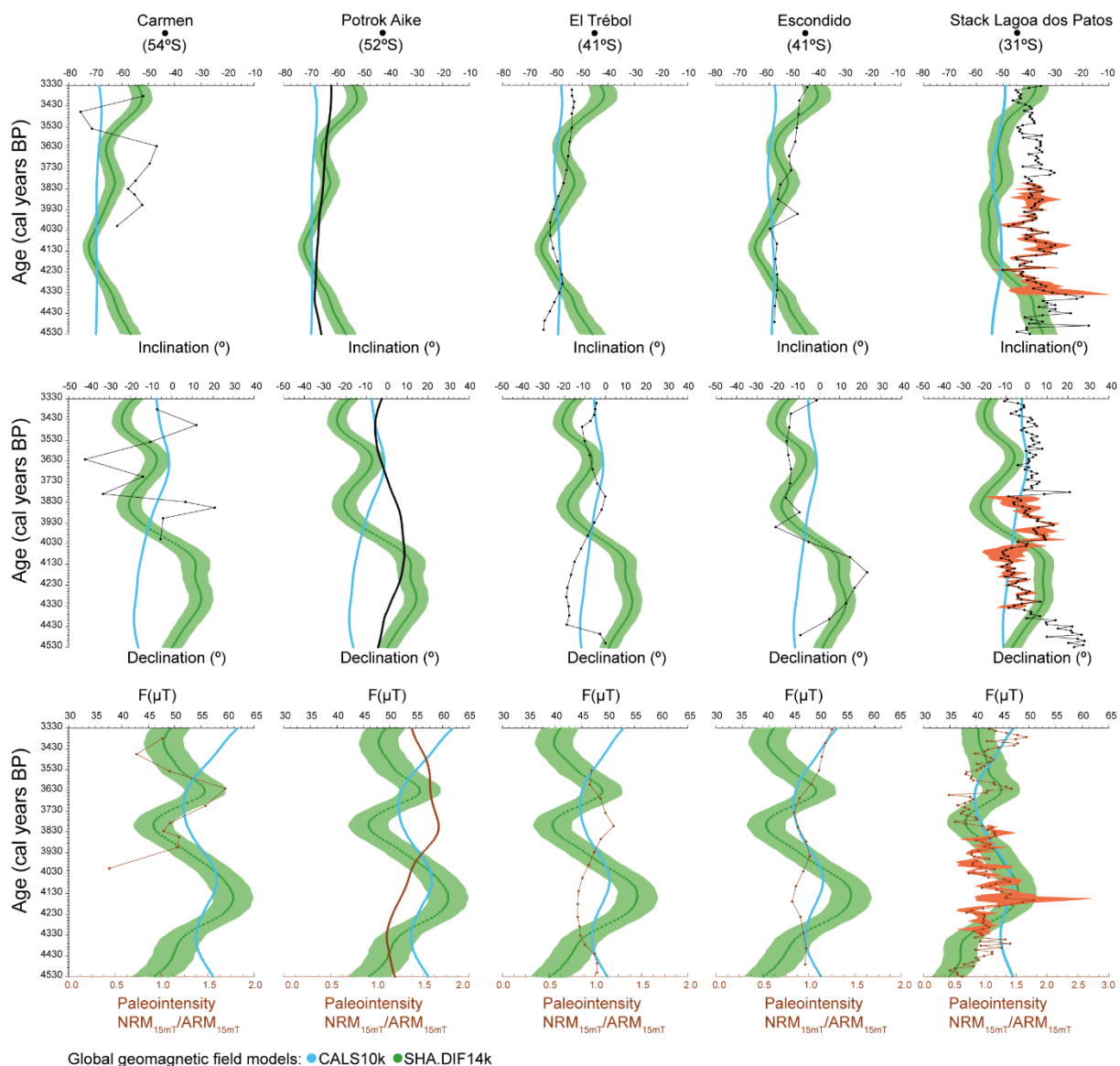


Figure 2.10. Comparison of stacked inclination, declination and intensity logs from Carmen Lake, Potrok Aike, El Trébol, Escondido (Gogorza *et al.*, 2002, 2004, 2012; Irurzun *et al.*, 2006) and Lagoa dos Patos as a function of age with the theoretical models CALS10k (blue) (Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016) and SHA.DIF.14k

(green) (Pavón Carrasco *et al.*, 2014) outputs. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Inclination and relative declination values for cores PT-04 and PT-06 are consistent between consecutive samples and reveal gradually varying directional changes (Figure 2.8). These changes appear to be unrelated to variations in lithology or rock magnetic properties (Figure 2.3 and Figure 2.4). The mean paleomagnetic inclination for the stacked curve (-38.3°) is 11.9° shallower than the expected inclination for a geocentric axial dipole (GAD) field (-50.2°) at studied locality (Figure 2.8a). The observed inclination flattening is expected where the ChRM is a detrital remanent magnetization (e.g., Tauxe, 2005; Tauxe *et al.*, 2008). The highest variation in the inclination record occurs when the magnetic inclination increases from approximately 4530 cal years BP until approximately 4300 cal years BP, followed by a progressive decrease from about -20° to near -50° in 4230 cal years BP. Mean inclination values observed in our data are lower than the values observed in Argentinian data. This is expected due to the latitudinal difference between locations. Furthermore, inclination data from Lagoa dos Patos present a long-term trend of increasing values. On the other hand, data of Escondido, El Trébol and Potrok Aike show a long-term trend of decreasing inclination values.

Inclination and relative declination records from Lagoa dos Patos are plotted together with the predictions from the global geomagnetic models CALS10k.2 (Constable *et al.*, 2016) and SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014) (Figs. 2.10, 2.11). The CALS10k.2 model is based on lake sediment data and provides a representation of the large-scale field at the core-mantle boundary. The SHA.DIF.14k model is based on archeomagnetic data (including lava flow and archaeological artefacts data) and presents a greater variation in spatial and temporal terms compared to the CALS10k.2 model. Inclination stack of the Lagoa dos Patos record presents similar trends when compared with SHA.DIF.14k model from approximately 4540 and 4130 cal years BP. This correlation also occurs for ~ 100 years in the top of the section, between 3430 and 3330 cal years BP. In the rest of the record (~ 700 years), the inclination of the Lagoa dos Patos is lower than that predicted by models. Relative declination of Lagoa dos Patos differs from models. However, between 3730 and 3320 cal years BP, the Lagoa dos Patos record is in agreement with the CALS10k.2 global model. Additionally, inclination values predicted by CALS10k.2 and

SHA.DIF.14k models are generally higher than the values obtained in South American cores. Superimposed to shorter variations, our data show a long-scale (secular or longer) pattern of variation. Although similarities are observed during some periods for some locations, in general the models are not able to adequately represent the observed inclination variations in South America for the studied time interval.

To confirm the robustness of our inclination and relative paleointensity data, we also compare with other high-resolution Holocene PSV records from Argentine lakes (Gogorza *et al.*, 2002; Irurzun *et al.*, 2006; Gogorza *et al.*, 2012, 2018), stalagmites (Trindade *et al.*, 2018; Jaqueto *et al.*, 2022), and models (Constable *et al.*, 2016; Pavón-Carrasco *et al.*, 2014) (Figure 2.11). With all data taken together, the Lagoa dos Patos results express a low inclination variation in the studied interval in comparison with South American data (Figure 2.11a). These results suggest a period of low geomagnetic field variations, which is indicative of low intensity of non-dipole contributions, such as due to SAMA. Similar results are found in the stalagmite DBE50 from central Brazil (Jaqueto *et al.*, 2022).

PSV differences between sedimentary records and global geomagnetic models are largely reported in Holocene records. Two main factors may account (perhaps in combination) for the inferred differences. First, the Southern Hemisphere is with poorly represented, contributing with approximately 3% of the directional data used in the modeling and 5% of the intensity data (e.g., Donadini *et al.*, 2009; Korte *et al.*, 2009; Brown *et al.*, 2015). Second, the model output is smooth and it does not take into account the variability observed in some localities. We plot the accuracy of the available SHADIF model for each lake in Argentina and Lagoa dos Patos in order to compare with the resolution of the lakes (Figure 2.11). The significant differences of localized geomagnetic features originating from non-dipole fields (e.g. SAMA) reveals periods of relatively rapid directional changes ($>0.1^\circ \text{ y}^{-1}$) (Tarduno *et al.*, 2015; Hare *et al.*, 2018; Trindade *et al.*, 2018). Our data thus contributes to Holocene geomagnetic modeling efforts by adding new paleomagnetic direction data to the South American database.

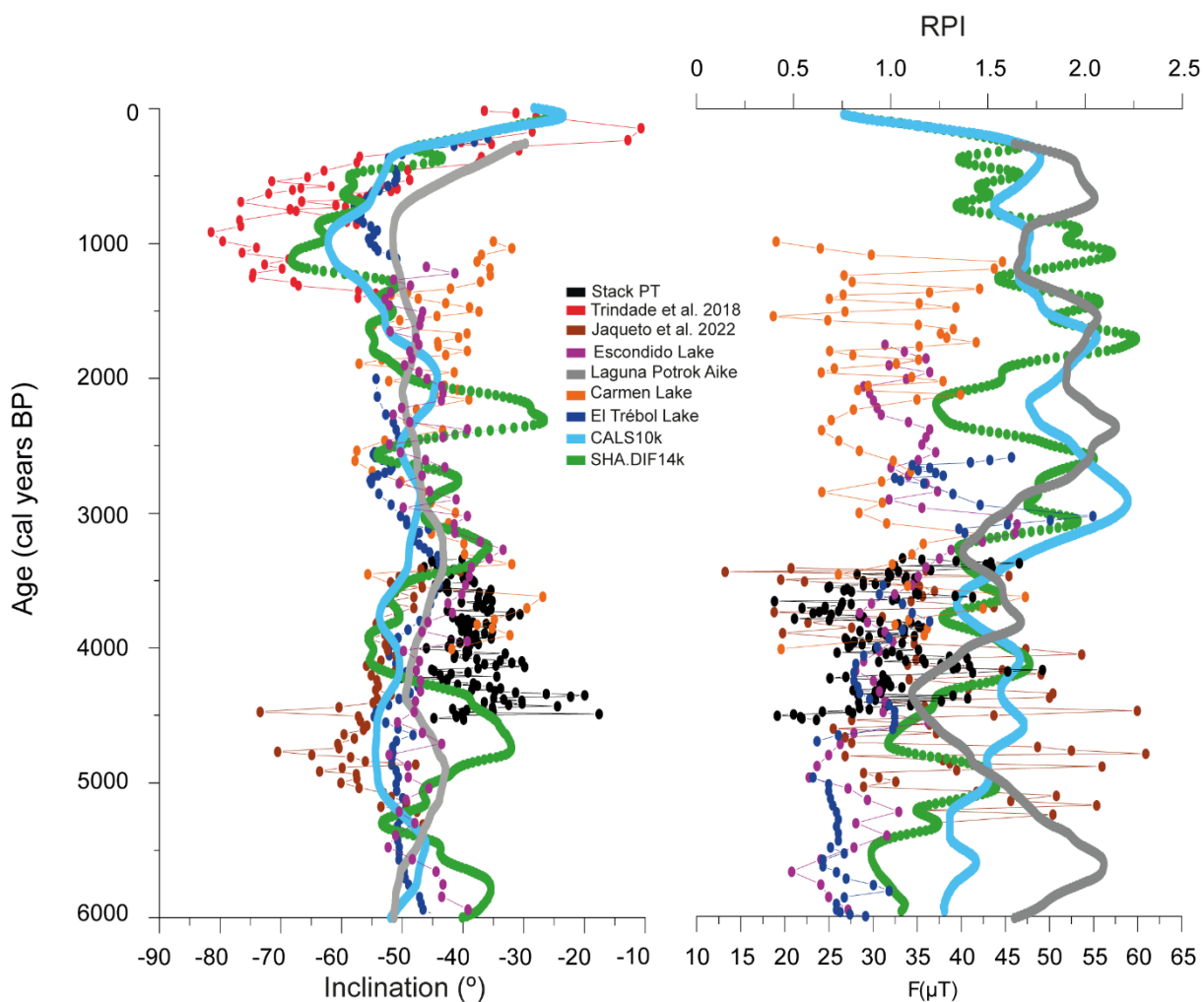


Figure 2.11. a) Comparison of stacked inclination logs from Carmen Lake (Gogorza *et al.*, 2018), Potrok Aike (Gogorza *et al.*, 2012), El Trebol (Gogorza *et al.*, 2006), Escondido (Gogorza *et al.*, 2004) and Lagoa dos Patos as a function of age with the models CALS10k (Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016) and SHA.DIF.14k (Pavón Carrasco *et al.*, 2014) outputs. We also plotted recent data from speleothem records for that same region (Trindade *et al.*, 2018 and Jaqueto *et al.*, 2022). And b) comparison of normalised intensity record from Lagoa dos Patos with Carmen Lake (Gogorza *et al.*, 2018) and with relative paleointensity records from Laguna Potrok Aike (Gogorza *et al.*, 2012), Escondido Lake (Gogorza *et al.*, 2004), El Trébol Lake (Gogorza *et al.*, 2006) and the models SHA.DIF14k (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014) and CALS10k.2 (Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016). We also plotted recent data from speleothem records for that same region (Trindade *et al.*, 2018 and Jaqueto *et al.*, 2022). The lower x scale is referring to absolute paleointensity data while the upper scale is referring to relative paleointensity data.

2.1.7.2 Relative paleointensity variation

Our rock magnetic results from Lagoa dos Patos indicate that a well-defined magnetization component is carried by pseudo-single domain (PSD) or vortex magnetite and titanomagnetite. Magnetic concentration shows variations of less than a factor of 10, which is suitable for reconstructing the RPI curves (Tauxe, 1993). Furthermore, the remanence is carried by stable magnetite grains ranging in size from 1 to 15 μm (Figure 2.4f). The normalization parameters must also take into account the variability in the contribution of the grain carrying the remanence, which is controlled largely by changes in concentration and grain size (Figures 2.3 and 2.4; Banerjee *et al.*, 1981; King *et al.*, 1982, 1983; Tauxe, 1993).

We compare our RPI data, calculated through $\text{NRM}_{15\text{mT}}/\text{ARM}_{15\text{mT}}$ ratio, with the records from Argentina (Carmen Lake, Potrok Aike, El Trébol, Escondido; Gogorza *et al.*, 2002, 2004, 2012; Irurzun *et al.*, 2006) and with global geomagnetic models CALS10k (blue) (Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016) and SHA.DIF.14k (green) (Pavón Carrasco *et al.*, 2014) (Figure 2.10). RPI results display a low variability compared to the geomagnetic field models (Figures 2.10 and 2.11b). A tendency of increase in intensity at the beginning of the cores record from 4530 cal years BP to 4100 cal years BP is observed, followed by a decreasing intensity between 4100 cal years BP and 3680 cal years BP, and finally, an increase in intensities observed from 3680 cal years BP to 3330 cal years BP. However, the stacked RPI record shows a sharp high at about 4150 years (Figure 2.10). This could be related to anomalously high values of the mean destructive field, HIRM and $\text{IRM}_{900\text{mT}}/\chi$ (Figure 2.7) in the core PT-06. For this part of the core (~4100-4200 years) the pseudo-Thellier RPI (Figure 2.9d) seems to be more reliable for normalizing the mineralogical and concentration changes as can be observed by the individual cores. However, our results show slow variations when compared with the stalagmites (Jaqueto *et al.*, 2022). In Figure 2.11b, we have superimposed the following records of relative paleointensity: Lagoa dos Patos stack (31°S), Potrok Aike (52°S) (Gogorza *et al.*, 2012), Escondido (Gogorza *et al.*, 2004), El Trébol (41°S) (Gogorza *et al.*, 2006) and Carmen (54°S) (Gogorza *et al.*, 2018) with the SHA.DIF14k and CALS10k models and also the absolute paleointensity records of stalagmites (Jaqueto *et al.*, 2022). An intensity peak was observed in Lagoa dos Patos data around 3630 cal years BP. A similar peak was also recorded in the Lake Carmen data and is in agreement with the predictions of SHA.DIF14k model. Another intensity peak was also detected in South Brazil around 4180 cal years BP. This feature is also in agreement with SHA.DIF14k data. However, the model

SHA.DIF14k did not predict the maxima intensity values observed in Lagoa dos Patos data around 3595 cal years BP and around 4380 cal years BP.

In general, our data shows high-amplitude variations in the RPI intensities, which differ from the smoothed variations predicted by global geomagnetic models (Figure 2.10). However, the tendency of the RPI curve is very similar with the global geomagnetic models. Rapid field changes were observed in South America (Trindade *et al.*, 2018) and South Africa (Tarduno *et al.*, 2015; Hare *et al.*, 2018). This is probably related to SAMA (e.g., Hartmann & Pacca, 2009), which is linked to reverse flux patches (RFPs) at the core–mantle boundary (CMB) (Terra-Nova *et al.*, 2015; 2016). However, the recurrence of RFP and their relationship with SAMA has not been well established (e.g., Terra-Nova *et al.*, 2016, 2017). The direction and intensity field observed at centennial scale are not reproduced by a single mechanism (e.g., Trindade *et al.*, 2018). Therefore, a weak-field anomaly at the South Atlantic is expected to be recurrent as previously suggested (Tarduno *et al.*, 2015; Hare *et al.*, 2018; Trindade *et al.*, 2018).

2.1.8 Conclusions

We present continuous and decadal results of geomagnetic secular variation and relative paleointensity data for South Brazil for the period between 4540 and 3320 cal years BP. Magnetic remanence is carried by the pseudo-single domain (PSD) or vortex magnetite and titanomagnetite. Inclination data recorded in the Lagoa dos Patos are generally lower than the values measured in Argentina and shallower than those predicted by global geomagnetic models. Relative paleointensity recorded in the Lagoa dos Patos show similar features when compared with Argentinian data or with the predictions of geomagnetic models. Discrepancy in relation to data from southern Argentina can be attributed to several factors such as the distance between locations, differences between sampling resolution, and some local effects from non-dipole fields. On the other hand, differences between Lagoa dos Patos data and global geomagnetic field models are mainly affected by the absence of data from South Brazil. Our data contribute with more accurate geomagnetic field reconstruction for this region.

2.1.9 Acknowledgements

This study was supported by the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq, Brazil) (Grant #457802/2014-6). We also acknowledge the support of the Programa de Pós-Graduação em Geociências – PPGGEO/UFRGS, Programa de Formação de Recursos Humanos da Universidade Petrobrás (PRH-PB 215), and Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES - Edital PNPd 2010) by the financial support for oceanographic cruise in the Lagoa dos Patos. C.T.L are CNPq fellow (Grant #141094/2018-4). J.F.S also acknowledges the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) (grant #16/2551-0000213-4), and CNPq (Grants #304022/2018-7, #201508/2009- 5, #427280/2018-4). E.F. and G.H. acknowledge CNPq (grants #429068/2016-6, #160045/2018-5, #425728/2018-8, #312737/2020-3), respectively. We also kindly thank Claudia S.G. Gogorza, for providing additional information concerning the Lakes Carmen, Escondido and El Trébol paleomagnetic records located in Argentina. The authors are grateful for valuable and helpful comments and suggestions from two anonymous referees.

2.1.10 References

- Amit, H., Korte, M., Aubert, J., Constable, C.G. & Hulot, G. 2011. The time-dependence of intense archeomagnetic flux patches. *J. Geophys. Res.* 116, B12106.
- Andrade, M.M., Toldo Jr., E.E. & Nunes, J.C.R. 2018. Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 66 (3): 245-254. ISSN 1982-436X. <https://doi.org/10.1590/s1679-87592018017406603>.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C. & Souza, M.C. 2006. A critical review of Mid- to Late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.* 25, 486–506.
- Banerjee, S. K., King, J. & Marvin, J. 1981. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 333–336.
- Barletta, F., St-Onge, G., Channell, J.E.T., Rochon, A., Polyak, L. & Darby, D.A. 2008. High resolution paleomagnetic secular variation and relative paleointensity records from the western Canadian Arctic: implication for Holocene stratigraphy and geomagnetic field behaviour. *Can. J. Earth Sci.* 45, 1265–1281.

- Barton, C.E. 1983. Analysis of paleomagnetic time series—Techniques and applications. *Geophys. Surv.*, 5, 335–368, doi:10.1007/BF01453986.
- Blaauw, M. & Christen, J.A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 457–474.
- Bloemendal, J., Lamb, B. & King, J. 1988. Paleoenvironmental implications of rock-magnetic properties of late Quaternary sediment cores from the eastern equatorial Atlantic. *Paleoceanography* 3, 61–87.
- Bloemendal, J., King, J.W., Hall, F.R. & Doh, S.-J. 1992. Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *J. Geophys. Res.* 97, 4361–4375. <http://dx.doi.org/10.1029/91JB03068>.
- Bortolin, E.C., Weschenfelder, J. & Cooper, A. 2018. Incised valley paleoenvironments interpreted by seismic stratigraphic approach in Patos Lagoon, Southern Brazil. *Braz. J. Geol.* 48(3), 533–551.
- Brachfeld, S., Acton, G.D., Guyodo, Y. & Banerjee, S.K. 2000. High-resolution paleomagnetic records from the Palmer Deep, western Antarctic Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 429–441.
- Brachfeld, S. & Banerjee, S.K. 2000. A new high-resolution geomagnetic paleointensity record for the North American Holocene: a comparison of sedimentary and absolute intensity data. *J. Geophys. Res.* 105 (B1), 821 e 834.
- Brown, M.C., Donadini, F., Nilsson, A., Panovska, S., Frank, U., Korhonen, K., Schuberth, M., Korte, M. & Constable, C.G. 2015. GEOMAGIA50.v3: 2. A new paleomagnetic database for lake and marine sediments. *Earth Planets Space* 67. <http://dx.doi.org/10.1186/s40623-015-0233-z>.
- Channell, J.E.T., Vázquez Riveiros, N., Gottschalk, J., Waelbroeck, C. & Skinner, L.C. 2017. Age and duration of Laschamp and Iceland Basin geomagnetic excursions in the South Atlantic Ocean. *Quat. Sci. Rev.* 167, 1–13.
- Christensen, U.R., Aubert, J. & Hulot, G. 2010. Conditions for Earth-like geodynamo models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296, 487–496.
- Collins, L.G., Hounslow, M.W., Allen, C.S., Hodgson, D.A., Pike, J. & Karloukovski, V.V. 2012. Paleomagnetic and biostratigraphic dating of marine sediments from the Scotia Sea, Antarctica: first identification of the Laschamp excursion in the Southern Ocean. *Quat. Geochronol.* 7, 67–75.

- Constable, C., Korte, M. & Panovska, S. 2016. Persistent high paleosecular variation activity in Southern hemisphere for at least 10 000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 453, 78–86.
- Corrêa, I.C.S. 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul. *Marine Geology*, 130: 163-178.
- Day, R., Fuller, M. & Schmidt, V.A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260–266.
- Delaney, P.J.V. 1965. Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. *Pub. Esp. Esc. Geol. UFRGS*, 6: 1-195.
- Donadini, F., Korte, M. & Constable, C.G., 2009. Geomagnetic field for 0–3 ka: 1. New data sets for global modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10.Dumberry, M. & Finlay, C.C. 2007. Eastward and westward of the Earth's magnetic field for the last three millennia. *Earth Planet Sci. Lett.* 254, 146–157.
- Dunlop, D.J. 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, 107(B3), 2056.
- Gallet, Y., Genevey, A. & Courtillot, V. 2003. On the possible occurrence of 'archaeomagnetic jerk' in the geomagnetic field over the past three millennia. *Earth Planet Sci. Lett.* 214, 237–242.
- Gallet, Y., Hulot, G., Chulliat, A. & Genevey, A. 2009. Geomagnetic field hemispheric asymmetry and archeomagnetic jerks. *Earth Planet Sci. Lett.* 284, 179–186.
- Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C., Korte, M. & Hulot, G. 2008. Archeoint: an upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q04038.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Di Tomasso, I., Vilas, J.F., Creer, K.M. & Nunez, H. 1999. Holocene Secular variation recorded by sediments from Lake Escondido (South Argentina), *Earth Planets Space*, 51, 93–106.
- Gogorza, C.S., Sinito, A., Vilas, J., Creer, K., Nuñez, H. 2000a. Geomagnetic secular variations over the last 6500 years as recorded by sediments from the lakes of south Argentina. *Geophys. J. Int.* 143, 787-798.
- Gogorza, C.S., Sinito, A.M., Di Tommaso, I., Vilas, J.F., Creer, K.M. & Nuñez, H. 2000b. Geomagnetic secular variations 0-12 kyr as recorded by sediments from Lake Moreno (southern Argentina). *J. South Am. Earth Sc.* 13, 627-645.

- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M. & Vilas, J.F. 2002. Paleosecular variations 0-19,000 years recorded by sediments from Escondido Lake (Argentina). *Phys. Earth Planet. Int* 133, 35–55.
- Gogorza, C.S.G., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M.A.E., Bertorello, H.R. & Sinito, A.M. 2004. Paleointensity studies on Holocene-Pleistocene sediments from lake Escondido, Argentina. *Phys. Earth Planet. Int.* 145, 219–238.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Chaparro, M.A.E., Lirio, J.M., Nuñez, H., Bercoff, P.G. & Sinito, A.M. 2006. Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 21,000 years BP from sediment cores, Lake El Trébol (Patagonia, Argentina). *Earth Planets Space* 58, 1323–1332.
- Gogorza, C.S.G., Torcida, S., Irurzun, M. A., Chaparro, M.A.E. & Sinito, A.M. 2008. A pseudo-Thellier relative paleointensity record during the last 18,000 years from Lake El Trébol (Patagonia, Argentina). *Geofis. Int.*, 47(4), 319-327.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Ohlendorf, C., Kastner, S. & Zolitschka, B. 2011. Paleosecular variation and paleointensity records for the last millennium from southern South America (Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina). *Phys. Earth Planet. Int.* 184, 41–50.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Sinito, A.M., Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Haberzettl, T., Ohlendorf, C., Kastner, S. & Zolitschka, B. 2012. High-resolution paleomagnetic records from Laguna Potrok Aike (Patagonia, Argentina) for the last 16,000 years. *Geochem. Geophys. Geosyst* 13, 12.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Orgeira, M.J., Palermo, P. & Llera, M. 2018. A continuous Late Holocene paleosecular variation record from Carmen Lake (Tierra del Fuego, Argentina). *Phys. Earth Planet. Int.* 280, 40–52.
- Guyodo, Y. & Valet, J.P. 1996. Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: the past 200,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 143, 23–26.
- Hartmann, G.A. & Pacca, I.G. 2009. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 81, 243–255.
- Hartmann, G., Genevey, A., Gallet, Y., Trindade, R., Etchevarne, C., Le Goff, M. & Afonso, M.C. 2010. Archeointensity in Northeast Brazil over the past five centuries. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296, 340–352.
- Hartmann, G., Genevey, A., Gallet, Y., Trindade, R. & Le Goff, M. 2011. New historical archeointensity data from Brazil: evidence for a large regional non-dipole field contribution over the past few centuries. *Earth Planet. Sci. Lett.* 306, 66–77.

- Hartmann, G., Poletti, W., Trindade, R., Ferreira, L.M. & Sanches, P.L.M. 2019. New archeointensity data from South Brazil and the influence of the South Atlantic Anomaly in South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 512, 124–133.
- Hare, V.J., Tarduno, J.A., Huffman, T., Watkeys, M., Thebe, P.C., Manyanga, M., Bono, R.K. & Cottrell, R.D. 2018. New archeomagnetic directional records from Iron Age southern Africa (ca. 425–1550 CE) and implications for the South Atlantic Anomaly. *Geophys. Res. Lett.* 45, 1361–1369. <https://doi.org/10.1002/2017GL076007>.
- Hellio, G. & Gillet, N. 2018. Time-correlation-based regression of the geomagnetic field from archeological and sediment records. *Geophys. J. Int.* 214 (3), 1585–1607.
- Hogg, A., Heaton, T., Hua, Q., Palmer, J., Turney, C., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Boswijk, G., Ramsey, C.B., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, P., Reimer, R. & Wacker, L. 2020. SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0–55,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 62 (4), 759–778.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Lirio, J.M., Nuñez, H. & Chaparro, M.A.E. 2006. Paleosecular variations recorded by sediments from Lake El Trébol, Argentina. *Phys. Earth Planet. Int.* 154, 1–17.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.G.S., Sinito, A.M., Chaparro, M.A.E., Nuñez, H. & Lirio, J.M. 2008. Paleosecular variations 12–20 kyr as recorded by sediments from Lake Moreno (southern Argentina). *Stud. Geophys. Geod.*, 52, 157–172, doi:10.1007/s11200-008-0011-5.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S., Torcida, S., Lirio, J.M., Nuñez, H., Bercoff, P.G., Chaparro, M.A.E. & Sinito, A.M. 2009. Rock magnetic properties and relative paleointensity stack between 13 and 24 kyr. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 172, 157-168.
- Jaqueto, P., Trindade, R.I.F., Terra-Nova, F., Feinberg, J.M., Novello, V.F., Strikís, N.M., Schroedl, P., Azevedo, V., Strauss, B.E., Cruz, F.W., Cheng, H. & Edwards, R.L. 2022. Stalagmite paleomagnetic record of a quiet mid-to-late Holocene field activity in central South America. *Nature Communications*, 13, 1349.
- Kaiser, J., Lamy, F. & Hebbeln, D. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009.
- King, J.W., Banerjee, S.K. & Marvin, J. 1983. A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: Application to paleointensity for the last 4000 years. *J. Geophys. Res.*, 88, 5911–5921.

- King, J.W., Banerjee, S.K., Marvin, J. & Ozdemir, O. 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 404–419.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Int.* 62, 699–718.
- Korte, M., Genevey, A., Constable, C.G., Frank, U. & Schnepf, E. 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q02H15.
- Korte, M., Donadini, F. & Constable, C.G. 2009. Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q06008.
- Korte, M. & Constable, C., 2011. Improving geomagnetic field reconstructions for 0–3ka. *Phys. Earth Planet. Int.* 188, 247–259.
- Korte, M., Constable, C., Donadini, F. & Holme, R. 2011. Reconstructing the Holocene geomagnetic field. *Earth Planet. Sci. Lett.* 312, 497–505.
- Korte, M., Brown, M.C., Gunnarson, S.R., Nilsson, A., Panovska, S., Wardinski, I. & Constable, C.G. 2019. Refining Holocene geochronologies using palaeomagnetic records. *Quaternary Geochronology*. Vol. 50. Pages 47-74, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.11.004>.
- Laj, C., Kissel, C. & Beer, J. 2004. High resolution global paleointensity stack since 75 kyrs (GLOPIS-75) calibrated to absolute values. In: Channell, J.E.T., Kent, D.V., Lowrie, W. & Meert, J.G. (Eds.), *Timescales of the Geomagnetic Field* (AGU Monogr. Ser. vol. 145). *American Geophysical Union, Washington, DC*, pp. 255–265.
- Larrasoaña, J.C., Gómez-Paccard, M., Giralt, S. & Roberts, A.P. 2011. Rapid locking of tectonic magnetic fabrics in weakly deformed mudrocks. *Tectonophysics*, 507, 16–25, doi:10.1016/j.tecto.2011.05.003.
- Levi, S. & Banerjee, S.K. 1976. On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 29, 219–226.
- Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Gogorza, C., Haberzettl, T., Preda, M., Kliem, P., Francus, P. & Zolitschka, B. 2013. High-resolution paleomagnetic secular variations and relative paleointensity since the Late Pleistocene in southern South America. *Quat. Sci. Rev.* 71, 91–108.

- Liu, Q.S., Roberts, A.P., Torrent, J., Horng, C.S. & Larrasoana, J.C. 2007. What do the HIRM and S-ratio really measure in environmental magnetism? *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, Q09011. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001717>.
- Lund, S. P. & Banerjee, S.K. 1985. Late quaternary field secular variation from two Minnesota lakes. *J. Geophys. Res.*, 90, 803–825, doi:10.1029/JB090iB01p00803.
- Lund, S.P., Stoner, J. & Lamy, F. 2006b. Late Quaternary paleomagnetic secular variation and chronostratigraphy from ODP sites 1233 and 1234. In: Tiedemann, R., Mix, A.C., Richter, C. & Ruddiman, W.F. (Eds.), 2006. Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Scientific Results*, vol. 202.
- Macri, P., Sagnotti, L., Dinares-Turell, J. & Caburlotto, A. 2005. A composite record of Late Pleistocene relative geomagnetic paleointensity from the Wilkes Land Basin (Antarctica). *Phys. Earth Planet. Int.* 151, 223–242.
- Macri, P., Sagnotti, L., Dinares-Turell, J. & Caburlotto, A. 2010. Relative geomagnetic paleointensity of the Brunhes Chron and the Matuyama-Brunhes precursor as recorded in sediment core from Wilkes Land Basin (Antarctica). *Phys. Earth Planet. Int.* 179, 72–86.
- Martins, I.R., Villwock, J.A., Martins, L.R. & Benvenuti, C.E. 1989. The Lagoa dos Patos Estuarine Ecosystem. *Pesquisas*, 22: 5-44.
- Mazaud, A., Sicre, M.A., Ezat, U., Pichon, J.J., Duprat, J., Laj, C., Kissel, C., Beaufort, L., Michel, E. & Turon, J.L. 2002. Geomagnetic-assisted stratigraphy and sea surface temperature changes in core MD94-103 (Southern Indian Ocean): possible implications for North-South climatic relationships around H4. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201 (1), 15, 159–170.
- Muscheler, R., Adolphi, F. & Knudsen, M.F. 2014. Assessing the differences between the IntCal and Greenland ice-core time scales for the last 14,000 years via the common cosmogenic radionuclide variations. *Quat. Sci. Rev.* 106, 81–87.
- Nilsson, A., Snowball, I. & Muscheler, R. 2010. Holocene geocentric dipole tilt model constrained by sedimentary paleomagnetic data. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q08018.
- Nilsson, A., Muscheler, R., Snowball, I., Aldahan, A., Possnert, G., Augustinus, P., Atkin, D. & Stephens, T. 2011. Multi-proxy identification of the Laschamp geomagnetic field excursion in Lake Pupuke, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311 (1–2), 155–164.

- Nilsson, A., Holme, R., Korte, M., Suttie, N. & Hill, M. 2014. Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications. *Geophys. J. Int.* 198 (1), 229–248.
- Olson, P. & Amit, H. 2006. Changes in earth's dipole. *Naturwissenschaften* 93 (11), 519–542.
- Panovska, S., Constable, C. & Brown, M. 2018. Global and Regional Assessments of Paleosecular Variation Activity Over the Past 100 ka. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 19, 5, 1559–1580.
- Panovska, S., Korte M. & Constable C.G. 2019. One hundred thousand years of geomagnetic field evolution. *Rev. Geophys.* 57, 1289–1337.
- Pavón Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L. & Torta, J.M. 2014. A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *J. Archaeol. Sci.* 38, 408–419.
- Peters, C. & Dekkers, M.J. 2003. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Phys. Chem. Earth*, 28, 659–667, doi:10.1016/S1474-7065(03)00120-7
- Poletti, W., Trindade, R.I., Hartmann, G.A., Damiani, N. & Rech, R.M. 2016. Archeomagnetism of Jesuit Missions in South Brazil (1657–1706 AD) and assessment of the South American database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 445, 36–47.
- Roberts, A.P., Cui, Y.L. & Verosub, K.L. 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic system. *J. Geophys. Res.* 100, 17909–17924.
- Roberts, A.P. & Winklhofer, M. 2004. Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constrains from post-depositional remanent magnetization lock-in modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 345–359.
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X. & Jiang, Z. 2018. A critical appraisal of the “Day” diagram. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 2618–2644.
- Snowball, I. & Sandgren, P. 2004. Geomagnetic field intensity changes in Sweden between 9000 and 450 cal BP: extending the record of “archaeomagnetic jerks” by means of lake sediments and the pseudo-Thellier technique. *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 361–376.
- Stoner, J.S., Laj, C., Channell, J.E.T. & Kissel, C. 2002. South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0-80 ka): implications for interhemispheric correlation. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1141–1151.

- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., Hodell, D.A. & Charles, C.D. 2003. A 580 kyr paleomagnetic record from the sub-Antarctic South Atlantic (Ocean Drilling Program Site 1089). *J. Geophys. Res.* 108 (B5), 2244.
- Stoner, J.S. & St-Onge, G.. 2007. Magnetic stratigraphy in paleoceanography: Reversals, excursions, paleointensity, and secular variation, in Proxies in Late Cenozoic Paleocanography, Dev. in *Mar. Geol.*, vol. 1, edited by C. Hillaire-Marcel and A. deVernal, pp. 99–138, Elsevier, Amsterdam, doi:10.1016/S1572-5480(07)01008-1.
- Suganuma, Y., Yokoyama, Y., Yamazaki, T., Kawamura, K., Horng, C.S. & Matsuzaki, H. 2010. ^{10}Be evidence for delayed acquisition of remanent magnetization in marine sediments: implication for a new age for the Matuyama-Brunhes boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296, 443–450.
- Suganuma, Y., Okuno, J., Heslop, D., Roberts, A.P., Yamazaki, T. & Yokoyama, Y. 2011. Post-depositional remanent magnetization lock-in for marine sediments deduced from ^{10}Be and paleomagnetic records through the Matuyama-Brunhes boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311, 39–52.
- Tarduno, J., Watkeys, M., Huffman, T. Cottrell, R.D., Blackman, E.G., Wendt, A., Scribner, C.A. & Wagner, C.L. 2015. Antiquity of the South Atlantic Anomaly and evidence for top-down control on the geodynamo. *Nat. Commun.* 6, 7865. <https://doi.org/10.1038/ncomms8865>.
- Tauxe, L. 1993. Sedimentary records of relative paleointensities of the geomagnetic field: theory and practice. *Rev. Geophys.* 31, 319–354.
- Tauxe, L., Pick, T. & Kok, Y. S. 1995. Relative paleointensity in sediments: A Pseudo-Thellier approach. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2885–2888, doi:10.1029/95GL03166
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T. & Pick, T. 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.* 101 (B1), 571–583.
- Tauxe, L., (2005). Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 247–261.
- Tauxe, L., Kodama, K.P. & Kent, D.V. 2008. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: A comparative approach. *Phys. Earth Planet. Inter.* 169, 152–165.
- Terra-Nova, F., Amit, H., Hartmann, G.A. & Trindade, R.I.F. 2015. The time dependence of reversed archeomagnetic flux patches. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 120, 691–704.

- Terra-Nova, F., AMIT, H., HARTMANN, G.A. & Trindade, R.I.F. 2016. Using archaeomagnetic field models to constrain the physics of the core: robustness and preferred locations of reversed flux patches. *Journal of geophysical international*, v. 206, p. 1890-1913.
- Terra-Nova, F., Amit, H., Hartmann, G.A., Trindade, R.I.F. & Pinheiro, K.J. 2017. Relating the South Atlantic Anomaly and geomagnetic flux patches. *Physics of the Earth and planetary interiors*, v. 266, p. 39-53.
- Thompson, R. & Oldfield, F. 1986. In: *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin Ltd, pp. 225.
- Toldo Jr., E.E. 1989. Os Efeitos do Transporte Sedimentar na Distribuição dos Tamanhos de Grão e Morfodinâmica da Lagoa dos Patos. Mestrado em Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 143p.
- Toldo Jr., E.E., Ayup Zouain, R.N., Corrêa, I.C.S. & Dillenburg, S.R. 1991. Barra Falsa: Hipótese de um paleocanal Holocênico de comunicação entre a Laguna dos Patos e o Oceano Atlântico. *Pesquisas*, 18: 99-103.
- Toldo Jr. E.E., Dillenburg, S.R., Corrêa, I.C.S. & Almeida, L.E.S.B. 2000. Holocene sedimentation in Lagoa dos Patos lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. Coast. Res.*, 16: 816-822.
- Toldo Jr., E.E., Almeida, L.E.S.B. & Corrêa, I.C.S. 2003. Forecasting Shoreline Changes of Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. *J. Coast. Res.*, SI35: 43 – 50.
- Toldo Jr. E.E., Dillenburg, S.R., Corrêa, I.C.S., Almeida, L.E.S.B., Weschenfelder, J. & Gruber, N.L.S. 2006. Sedimentação de Longo e Curto Período na Lagoa dos Patos, Sul do Brasil. *Pesq Geos*, 33(2): 79-86.
- Trindade, R.I.F., Jaqueto, P., Terra-Nova, F., Brandt, D., Hartmann, G.A., Feinberg, J., Strauss, B., Novello, V., Cruz Jr., F.W., Karmann, I., Cheng, H. & Edwards, R. 2019. Speleothem record of geomagnetic South Atlantic Anomaly recurrence. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 115 (52), 13198–13203.
- Turner, G.M., Howarth, J.D., de Gelder, G.I.N.O. & Fitzsimons, S.J. 2015. A new high-resolution record of Holocene geomagnetic secular variation from New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 296–307.
- Willmott, V., Domack, E.W., Canals, M. & Brachfeld, S. 2006. A high resolution paleointensity record from the Gerlache-Boyd palaeo-ice stream region, northern Antarctic Peninsula. *Quat. Res.* 66, 1–11.

- Yu, Y., Doh, S.-J., Kim, W., Park, Y.-H., Lee, H.-J., Yim, Y., Cho, S.-G., Oh, Y.-S., Lee, D.-S., Lee, H.-H., Gong, M.-G., Hyun, D.-H., Cho, J.-K., Sin, Y.-S. & Do, M.-S. 2010. Archeomagnetic secular variation from Korea: implication for the occurrence of global archeomagnetic jerks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 173–181.
- Zijderveld, J.D.A. 1967. AC demagnetization of rock: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 254–286.

2.2 SUPPLEMENTARY MATERIAL ON: LATE HOLOCENE PALEOSECULAR VARIATION AND RELATIVE PALEOINTENSITY RECORDS FROM LAGOA DOS PATOS (SOUTHERN BRAZIL)

Camila T. LOPES^{a,*}, Jairo F. SAVIAN^b, Everton FRIGO^{b,c}, Gabriel ENDRIZZI^b, Gelvam A. HARTMANN^d, Nicolau O. SANTOS^e, Ricardo I. F. TRINDADE^f, Michel D. IVANNOFF^a, Elirio E. TOLDO Jr^b, Gerson FAUTH^g, Lucas V. OLIVEIRA^g, Marlene H. H. BOM^g

^aPrograma de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91540-000, Porto Alegre, Brazil.

^bInstituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91540-000, Porto Alegre, Brazil.

^cUniversidade Federal do Pampa, Avenida Pedro Anunciação, 111, 96570-000, Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil.

^dInstituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Rua Carlos Gomes, 250, 13083-855, Campinas, SP, Brazil.

^eInstituto de Informática, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900, Porto Alegre, Brazil.

^fDepartamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, 05508-090, São Paulo, Brazil.

^gInstituto Tecnológico de Paleoceanografia e Mudanças Climáticas (itt Oceaneon), UNISINOS, Av. UNISINOS, 950, 93022-750 São Leopoldo, RS, Brazil.

*corresponding author: Camila Trindade Lopes (camila.trindade@ufrgs.br)

This supplementary document contains the following information: Table 2.3 and Figure 2.12

Table 2.3. Supplementary table - Measured hysteresis parameters for studied sediments from the PT-04 and PT-06 cores.

Sample	M_s (Am ² /kg)	M_{rs} (Am ² /kg)	H_c (mT)	H_{cr} (mT)	H_{cr}/H_c	M_{rs}/M_s
PT-04-021	6.92E-07	1.15E-07	1.63E-02	5.30E-02	3.254525	0.166027
PT-04-026	7.63E-07	1.28E-07	1.61E-02	5.10E-02	3.162167	0.167979
PT-04-030	6.17E-07	1.01E-07	1.66E-02	5.52E-02	3.326103	0.164168
PT-04-035	4.52E-07	9.75E-08	1.90E-02	5.81E-02	3.053274	0.215733
PT-04-040	6.59E-07	1.53E-07	2.28E-02	6.60E-02	2.897136	0.231736
PT-04-045	4.01E-07	6.75E-08	1.48E-02	4.80E-02	3.247877	0.168245
PT-04-050	4.39E-07	6.61E-08	1.35E-02	4.93E-02	3.645834	0.150525
PT-04-055	3.18E-07	4.30E-08	1.36E-02	4.41E-02	3.238198	0.135047
PT-04-060	6.75E-07	1.33E-07	1.59E-02	4.54E-02	2.852181	0.1969
PT-04-065	3.66E-07	5.82E-08	1.64E-02	4.79E-02	2.920667	0.158965
PT-04-070	5.53E-07	9.16E-08	1.65E-02	4.43E-02	2.694301	0.165748
PT-04-075	3.38E-07	4.96E-08	1.20E-02	4.29E-02	3.572013	0.146699
PT-04-080	4.64E-07	5.96E-08	1.49E-02	4.29E-02	2.868956	0.128562
PT-04-085	4.43E-07	8.05E-08	1.79E-02	4.62E-02	2.585001	0.181804
PT-04-090	5.12E-07	1.05E-07	1.90E-02	4.76E-02	2.508971	0.205356
PT-04-095	5.22E-07	8.49E-08	1.53E-02	4.39E-02	2.865857	0.162622
PT-04-100	5.21E-07	9.05E-08	1.52E-02	4.59E-02	3.018757	0.173624

PT-04-105	5.77E-07	8.57E-08	1.30E-02	4.32E-02	3.326105	0.148543
PT-04-110	4.77E-07	8.59E-08	1.42E-02	4.50E-02	3.167037	0.180122
PT-04-115	5.76E-07	8.97E-08	1.42E-02	4.55E-02	3.205622	0.155682
PT-04-120	4.74E-07	7.02E-08	1.27E-02	4.37E-02	3.440651	0.148024
PT-04-125	4.40E-07	6.51E-08	1.24E-02	3.97E-02	3.215428	0.148117
PT-04-135	5.02E-07	8.66E-08	1.41E-02	4.32E-02	3.05745	0.172486
PT-04-140	6.87E-07	1.14E-07	1.28E-02	4.38E-02	3.431087	0.165675
PT-04-145	9.36E-07	1.63E-07	1.47E-02	4.52E-02	3.080925	0.173954
PT-04-150	7.75E-07	1.31E-07	1.33E-02	4.20E-02	3.163757	0.168808
PT-04-155	1.67E-06	2.61E-07	1.22E-02	4.31E-02	3.531315	0.156515
PT-06-055	3.49E-04	1.15E-04	2.38E-02	5.98E-02	2.51E+00	3.28E-01
PT-06-060	8.64E-04	2.42E-04	1.63E-01	5.49E-02	3.37E-01	2.81E-01
PT-06-065	1.05E-03	2.76E-04	2.21E-02	6.01E-02	2.72E+00	2.62E-01
PT-06-070	8.55E-04	2.35E-04	1.55E-02	5.82E-02	3.76E+00	2.74E-01
PT-06-075	9.96E-04	2.57E-04	1.93E-02	5.79E-02	3.00E+00	2.58E-01
PT-06-080	9.42E-04	2.46E-04	1.96E-02	6.08E-02	3.10E+00	2.61E-01
PT-06-085	7.97E-04	2.78E-04	2.18E-02	6.08E-02	2.79E+00	3.49E-01
PT-06-090	6.19E-04	2.47E-04	2.84E-02	6.57E-02	2.31E+00	3.99E-01
PT-06-095	4.84E-04	1.46E-04	2.47E-02	6.27E-02	2.54E+00	3.02E-01
PT-06-100	5.34E-04	1.65E-04	2.03E-02	6.33E-02	3.12E+00	3.08E-01
PT-06-115	1.45E-03	4.72E-04	4.72E-04	7.50E-02	1.59E+02	3.25E-01

PT-06-120	1.09E-03	2.62E-04	1.89E-02	5.36E-02	2.84E+00	2.40E-01
PT-06-125	4.81E-04	2.37E-04	2.42E-02	5.38E-02	2.22E+00	4.93E-01
PT-06-130	3.54E-04	1.55E-04	2.01E-02	5.49E-02	2.73E+00	4.39E-01
PT-06-135	1.26E-03	2.70E-04	1.56E-02	5.19E-02	3.34E+00	2.15E-01

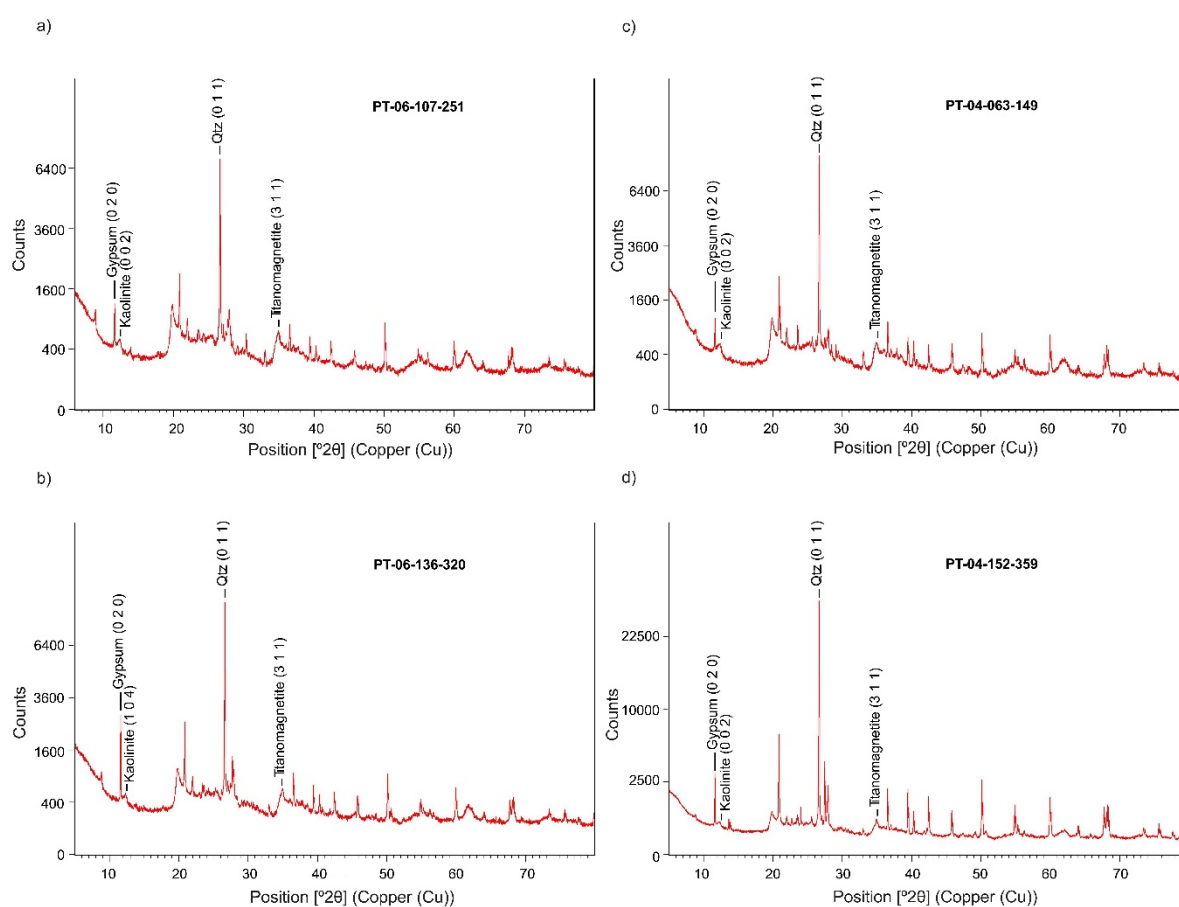


Figure 2.12. X-ray powder diffraction (XRD) - The similarity in mineralogical composition across the stratigraphy is also indicated by the XRD patterns obtained for samples from depths from 151 and 359 of PT-04 c) and d); and 251 and 320 of PT-06 a) and b).

CAPÍTULO 3 – ARTIGO II

3.1 PALEODIRECTIONAL AND RELATIVE PALEOINTENSITY VARIATIONS SINCE THE LATE PLEISTOCENE TO THE MIDDLE HOLOCENE IN SOUTH BRAZIL

Camila T. LOPES¹, Jairo F. SAVIAN^{1,2}, Everton FRIGO³, Gelvam A. HARTMANN⁴, Maria A. G. PIVEL^{1,2}, Sanja PANOVSKA⁵, João C. COIMBRA^{1,2}, Sandro M. PETRÓ^{1,6}, Caroline A. PONTEL¹, Adriana LEONHARDT⁷, Ricardo I. F. TRINDADE⁸

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil. *E-mail:* camila.trindade@ufrgs.br

² Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil.

³ Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul, Caçapava do Sul, Brazil.

⁴ Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Rua Carlos Gomes 250, 13083-855 Campinas, SP, Brazil.

⁵ Helmholtz Centre Potsdam GFZ German Research Centre for Geosciences, Section 2.3 – Geomagnetism, Potsdam, Germany.

⁶ Instituto Tecnológico de Paleoceanografia e Mudanças Climáticas – itt Oceaneon, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Unisinos, Avenida Unisinos, São Leopoldo, RS, Brazil, 93022-750.

⁷ Laboratório de Paleoceanografia e Palinologia, Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Av. Itália, km 8, Cx.P. 474, 96201-900, Rio Grande, RS, Brazil.

⁸ Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, SP, Brazil.

3.1.1 Abstract

Paleomagnetic secular variations in South America are not well understood due to insufficient spatial and temporal records. In this study we present a new paleomagnetic secular variation curve from the Late Pleistocene (46.5 ka) to the Middle Holocene (5.45 ka) by stacking two marine sediment cores collected in the Pelotas Basin (Brazil), western South Atlantic. Age models are based on radiocarbon dating of planktonic foraminifera samples as well as the identification of the Laschamp geomagnetic excursion. Stepwise alternating field demagnetization was used to isolate the primary remanent component and relative paleointensity was determined by normalization parameters and Pseudo-Thellier approach. Rock magnetic measurements indicate that the primary magnetic remanence carriers are pseudo-single domain or vortex magnetite with no sign of diagenetic alteration. Our relative paleointensity record is consistent with South American and Atlantic records and relative paleointensity available database. Inclination and relative paleointensity variations reveal the Laschamp excursion in western South Atlantic region. Finally, the recent paleomagnetic findings introduce a valuable tool for refining the chronology of the Pelotas Basin. Our data present a fresh reference point for developing precise Quaternary age models in South America.

Key words: Quaternary; Pelotas Basin; Marine sediments; Paleomagnetism; Rock magnetism

3.1.2 Introduction

Geomagnetic field variations on centennial to millennial scales provide important information on the geodynamo process in the Earth's core (Bloxham & Gubbins, 1985; Dumberry & Bloxham, 2006; Dumberry & Finlay, 2007; Wardinsk & Korte, 2008; Gallet *et al.*, 2009; Korte & Holme, 2010; Amit *et al.*, 2011; Olson & Deguen, 2012) and geomagnetic effects against electrically charged particles from space, which affects orbiting satellites (Heirtzler, 2002), communications and power transmission networks (Boteler *et al.* 1998). While global geomagnetic time-varying field models based on direct field measurements (Bloxham *et al.*, 1989; Bloxham & Jackson, 1992; Jackson *et al.*, 2000) have greatly improved our understanding of the geomagnetic field spanning the last few centuries, there are no systematic measurements that are

sufficiently long to allow understanding physical process that control the long-term changes in the geodynamo. Such models can be extended to millennial timescales using global compilations of experimental paleomagnetic secular variations (Korte *et al.*, 2005; Genevey *et al.*, 2008; Donadini *et al.*, 2009) obtained from archeological artifacts (Hartmann *et al.*, 2010, 2011, 2019; Poletti *et al.*, 2016, 2018), igneous rocks (Roperch *et al.*, 2014, 2015), and lake or marine sediments (Gómez-Paccard *et al.*, 2012; Gogorza *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013). However, the uneven distribution of the paleomagnetic records on Earth does not allow addressing the possible global nature of its variability.

Geological sedimentary archives allow to reconstruct the past millennial- to centennial-scale variability continuously. However, high-resolution paleomagnetic records from the Southern Hemisphere are scarce. As a result, global field models are truly derived from most records located in the Northern Hemisphere (Korte *et al.*, 2005; Roberts, 2008; Donadini *et al.*, 2009; Korte & Constable, 2011; Panovska *et al.*, 2019). Moreover, the South Atlantic, is currently recognized for its weakest geomagnetic field on Earth, with the so-called South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA) (Heirtzler, 2002; Hartmann & Pacca, 2009). Historical geomagnetic data from magnetic observatories and satellites indicate that the SAMA has been a prominent feature of the geomagnetic field since at least 1590 CE (Hartmann & Pacca, 2009; Finlay *et al.*, 2016).

For the last 50 ka cal BP two geomagnetic excursions were recognized that are believed to have occurred globally; the Laschamp (40.7 ± 1 kyr cal BP; Singer *et al.*, 2009; Channel *et al.*, 2017) and Mono Lake (32.4 ± 0.3 kyr cal BP; Singer, 2007) excursions. There is some evidence for a third excursion; the Hilina Pali/Changbaishan (17.0 ± 1.1 kyr cal BP; Singer *et al.*, 2011), but the occurrence of this excursion has been controversial (Laj & Channell, 2007). Nevertheless, the spatial distribution, timing, and duration of magnetic excursions are not completely understood. Although in the last decades the paleomagnetic community has made efforts to reconstruct the behavior of the geomagnetic field from the Southern Hemisphere, these databases are mainly concentrated in the Holocene epoch (Gogorza *et al.*, 1999, 2000a, 2000b, 2002, 2004, 2006, 2008, 2011, 2012, 2018; Irurzun *et al.*, 2006, 2008, 2009; Trindade *et al.*, 2018; Jaqueto *et al.*, 2022; Lopes *et al.*, 2022); with few data for older ages (Lisé-Pronovost *et al.*, 2013; Channell *et al.*, 2017). Therefore, new paleosecular variation (PSV) data from this region are important for reconstructing geomagnetic field models.

Here, we present new paleomagnetic and rock magnetic data obtained from two sedimentary cores dated from late Pleistocene to middle Holocene in the Southwestern

South Atlantic, offshore Brazil. Our results, based on new PSV data, reveal the occurrence of the Laschamp geomagnetic excursion in the studied area.

3.1.3 Geological setting and sampling

Two sediment cores, namely SAT-048A (29°11'52.11"S; 47°15'10.21"W, 3.56 mbsf), and SIS-188 (29°13'16.26"S; 47°17'17.61"W, 3.36 mbsf), were retrieved by *FUGRO Brasil* for the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP). The cores were collected in the mid-continental slope of the Pelotas Basin, at 1,542 and 1,514 m water depth, respectively (Figure 3.1a), during the drilling campaigns of November 2007. The ANP used the uppermost 20 cm and another 20 cm section down-core and donated the remaining sections to the *Universidade Federal do Rio Grande* (FURG).

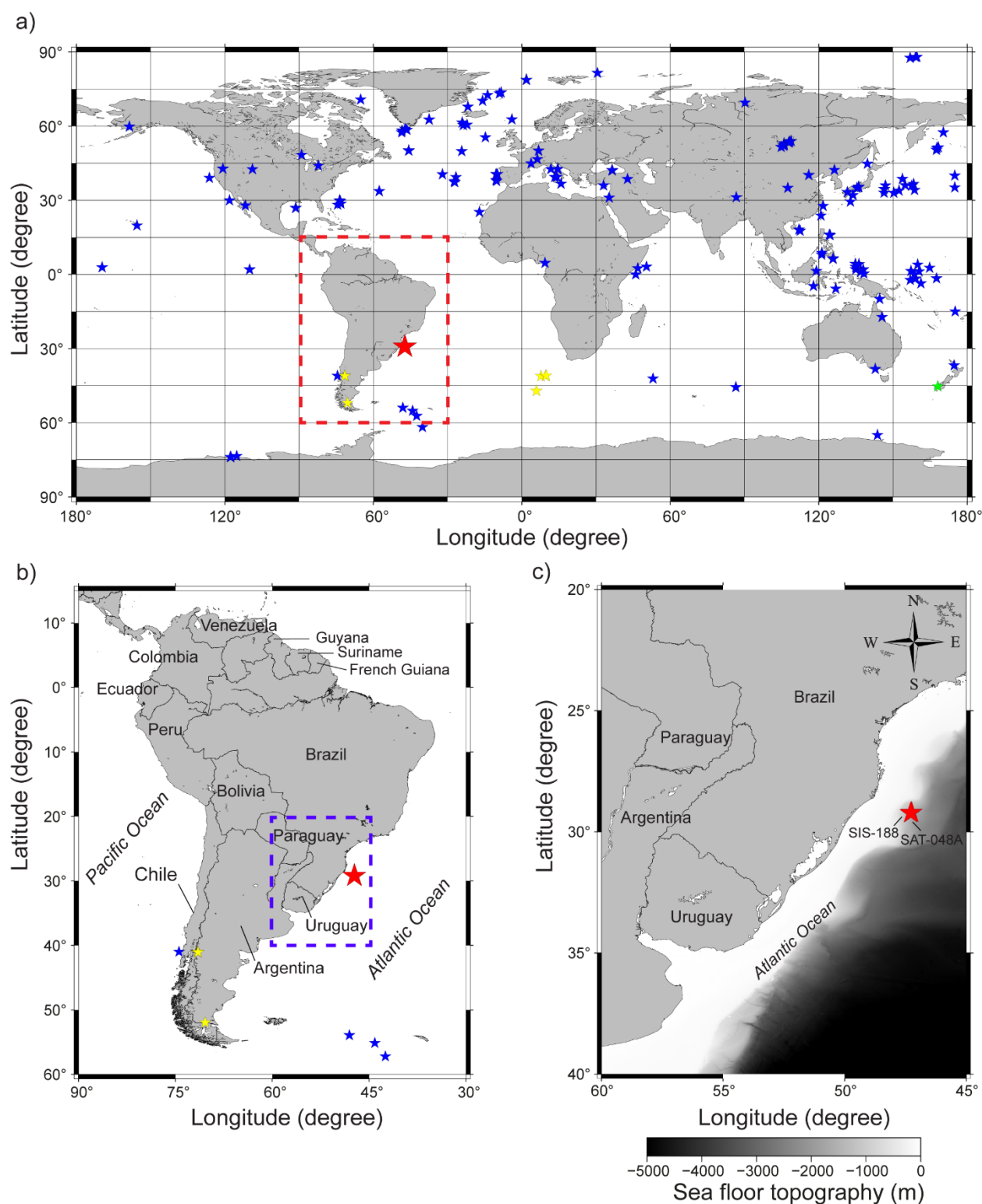


Figure 3.1 Location maps: a) Geographical location of the Pelotas Basin sediment cores (red star) in South America. Blue, green, and yellow stars indicate the locations of the cores listed in Panovska *et al.*, (2018). Blue (green) stars indicate the location of sedimentary records that registered (did not register) geomagnetic variations for the same time period as our new data. Yellow stars indicate the locations of sedimentary records that registered geomagnetic variations for the same time period as our new data and are used in this study for comparison. b) An enlarged map of the region

delimited by the red rectangle in Figure 3.1a. The locations of the sedimentary cores SAT-048 and SIS-188 are indicated by the red star. c) An enlarged map of the region delimited by the blue rectangle in Figure 3.1b. The grayscale colors represent the different water depths obtained from the General Bathymetric Chart of the Oceans webpage (<https://www.gebco.net/>).

Pelotas Basin is the Southernmost Brazilian marginal basin, stretching between the Florianopolis High (28°30'S) to the north and the Polonio High (35°S) to the south, in Uruguay (Figure 3.1b-c). Formed during the opening of the South Atlantic Ocean, the thicknesses of the Barremian to recent sediments range between 1,700 and 7,500 m (Contreras *et al.*, 2010). The sediments retrieved for this study correspond to the uppermost portion of the Imbé Formation and comprise late Pleistocene to middle Holocene sediments.

Core SAT-048A consists mostly of hemipelagic carbonate-rich mud with two thin (~10 cm) intervals of sandy mud, one thin (<4 cm) lens of siliciclastic sand as well as a few thin layers enriched in organic-matter. Core SIS-188 is also mostly composed of hemipelagic carbonate-rich mud, with one layer of sandy mud and a few thin layers enriched in organic-matter. Paleomagnetic samples were obtained by pushing plastic boxes (2 cm³) continuously side-by-side into the working half of cores SAT-048A (n = 134) and SIS-188 (n = 126). All samples were stored dark and cool at 4 °C just after the sampling procedures.

3.1.4 Methods

3.1.4.1 Age models

Early versions of the age models were published by Duque-Castaño *et al.* (2019) for core SIS-188 and Frozza *et al.*, (2020) for core SAT-048A. An updated version for core SAT-048A was published by Suárez-Ibarra *et al.*, (2022) and here we follow the same methodology. Radiocarbon analyses were conducted at the Radiocarbon Laboratory of the *Universidade Federal Fluminense* (LACUFF) (Table 3.1). Ages are determined by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) radiocarbon dating on samples of planktonic foraminifera. All 14 dated samples were monospecific of *Globigerinoides ruber* (all morphotypes) except for the topmost sample of core SAT-048 where another analysis was carried out on a sample of mixed *Globorotalia menardii* and *Globorotalia tumida* (sample LACUFF-170059). The models were built using the *rbacon* package

(Blaauw & Christen 2011; version 2.4.2) for the open-source R software (R Core Team 2020). As additional control points, we used the identification of the samples recording the Laschamp excursion termination (40.4 ka; Channell *et al.*, 2017), both direction and relative paleointensity, correlated with well-dated deep-sea sediments from the South Atlantic. The inclination termination of the Laschamp excursion occurs at 328 cm at SAT-048A and 277 cm at SIS-188.

Radiocarbon ages were corrected for the reservoir effect considering a Delta R of -85+/-40.0 based on the Marine Reservoir Correction Database, using ages from Nadal De Masi (1999), Angulo *et al.*, (2005), and Alves *et al.*, (2015) and calibrated according to the Marine20 calibration curve (Heaton *et al.*, 2020). Both corrections and calibrations were also made with the *rbacon* package.

Table 3.1. AMS radiocarbon ages used to build the age models. All samples were of *G. ruber* except the uppermost sample indicated by an asterisk which was obtained from the analysis of mixed *G. menardii* and *G. tumida*.

Core	Sample depth (cmbsf)	Lab Code at LACUFF	Radiocarbon Age (Years BP)	Error (Years)	Source
SAT-048A	23	170059*	5226	28	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	23	170209	5471	32	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	54	180167	10594	117	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	65.5	190321	13548	38	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	85	180168	16599	212	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	113	180169	15531	185	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	149	190704	19536	104	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	183.5	190323	31174	271	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	217	180170	22997	451	Frozza <i>et al.</i> (2020)
SAT-048A	295	190540	38997	260	Frozza <i>et al.</i> (2020)

SIS-188	21	170210	6725	31	Duque-Castaño <i>et al.</i> (2019)
SIS-188	54	170055	9921	34	Duque-Castaño <i>et al.</i> (2019)
SIS-188	113.5	170056	21360	59	Duque-Castaño <i>et al.</i> (2019)
SIS-188	180.5	170211	26325	77	Duque-Castaño <i>et al.</i> (2019)

3.1.4.2 Magnetic measurements

Paleomagnetic analyses were all carried out at the *Laboratório de Paleomagnetismo* of the Universidade de São Paulo (USPMag), São Paulo, Brazil. Measurements of magnetic susceptibility (χ) were determined in a field of 200 A/m at two different operating frequencies (976 and 15616 Hz) by using a MKF1-FA Multifunction Kappabridge (AGICO) susceptibilimeter. Progressive alternating field demagnetization (AFD) of natural remanent magnetization (NRM) were conducted at 17 steps (NRM, 2, 4, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT). Remanence was measured in a 755 - 4K (2G Enterprises) DC SQUID magnetometer (noise level $\sim 10^{-11}$ Am²) with coupled with AFD apparatus. Stable characteristic remanent magnetization (ChRM) directions were determined from the interpretation of orthogonal demagnetization plots (Zijderveld, 1967) and were calculated by fitting linear trends in the demagnetization plots using Principal Component Analysis (PCA, Kirschvink, 1980). A maximum angular deviation (MAD) of 6° was used as a criterium for direction acceptance.

After AFD procedure, each specimen was subjected to stepwise acquisition of anhysteretic remanent magnetization (ARM) with a direct field of 0.05 mT at the same steps as the AFD (Tauxe *et al.*, 1995). Three isothermal remanent magnetizations were imparted at 0.1 (IRM-100mT), 0.3 (IRM-300mT), and 1.0 T (IRM1000mT). These IRM fields were imparted using an external pulse magnetizer (2-G Enterprises). From these measurements, we calculated the S-ratio (IRM-300mT/IRM1000mT) and the “hard” IRM [HIRM = (IRM900mT + IRM-300mT)/2] to investigate the coercivity of the magnetic minerals (King & Channell, 1991; Bloemendal *et al.*, 1992). HIRM reflects the mass

concentration of high-coercivity magnetic minerals (Stoner *et al.*, 1996). Moreover, we used the ratio IRM_{1000mT}/χ to estimate relative magnetic grain-size variations (Evans & Heller, 2003).

In addition, we used different magnetic properties to determine down-core variations in type, concentration, and grain size of magnetic minerals. Hysteresis loops for 4 representative samples from different depths within each core were obtained using a Princeton Measurements Corporation's vibrating sample magnetometer (VSM MicroMag™ 3900) to establish the domain states of the magnetic minerals (Day *et al.*, 1977; Dunlop, 2002). Hysteresis loops were stepwise measured in a maximum field of 1.0 T with an averaging time of 500 ms. In the same samples, we also measured IRM and backfield acquisition curves. Samples were placed in a progressively larger field until the IRM increased to a saturation in a maximum field of 1.0 T. Temperature dependence of the magnetic susceptibility (χ -T) was measured under argon conditions within a cycle from room temperature to $\sim 700^{\circ}\text{C}$ for 12 freeze-dried powder samples in the MFK1-CS3 Kappabridge apparatus.

3.1.6 Results

3.1.6.1 Chronostratigraphy

Age models obtained for cores SAT-048A and SIS-188 are shown in Figure 3.2. Based on them, the estimated mean sedimentation rates for the analyzed sections were 8.9 and 8.0 cm/kyr, respectively. Age reversals are more frequent than not in the southern Brazilian continental margin (e.g. Portilho-Ramos *et al.*, 2019) but based on the visual descriptions of the cores, these reversals do not seem to be related to mass wasting processes. Instead, they are more likely related to diagenetic calcite on planktonic foraminifera shells in an environment exposed to aged carbon (Rodrigues *et al.*, 2020). These uncertainties prevent us from providing a high-resolution age

model, yet the depths where the Laschamp excursion was identified are consistent with the overall trend of the age-depth plots based on radiocarbon analyses.

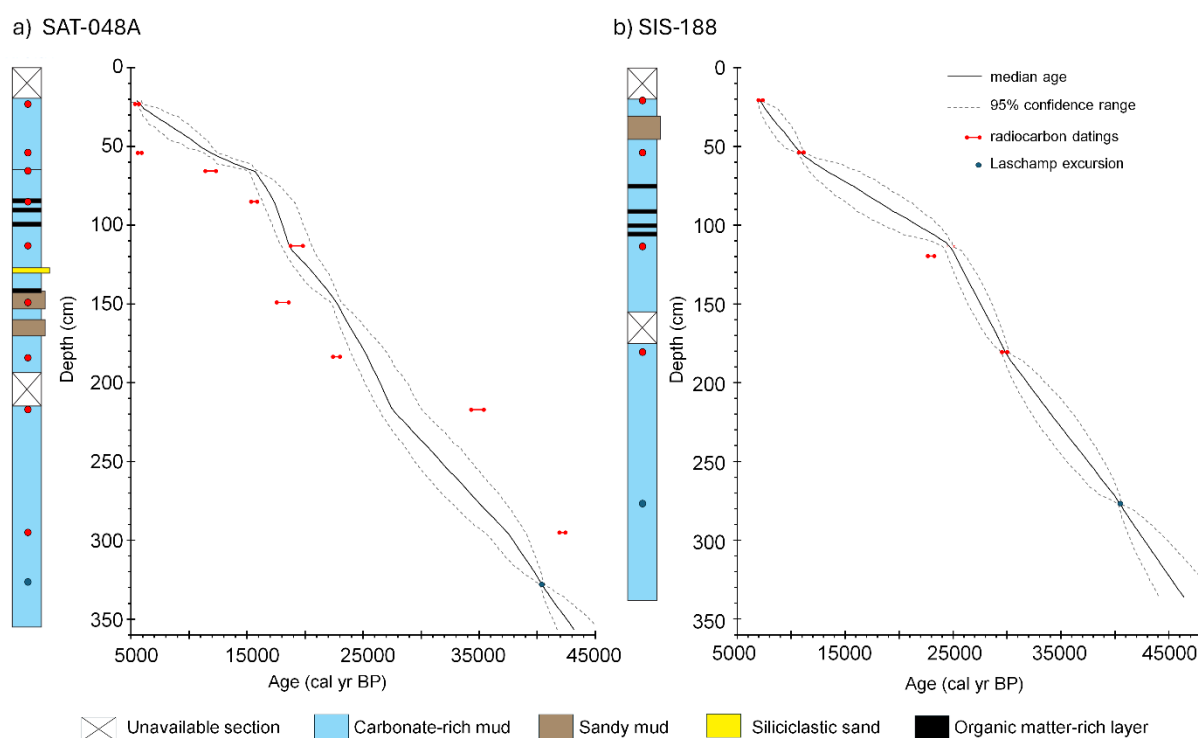


Figure 3.2. Age models and lithostratigraphic columns for cores (a) SAT-048A and (b) SIS-188 comprising Late Pleistocene to Middle Holocene sediments from Pelotas Basin. Red and blue dots in the lithostratigraphic columns correspond to AMS radiocarbon-dated samples and the Laschamp excursion, respectively. The same colors were used in the age-depth plot, where also the 2-sigma range of the calibrated ages are shown in red. The grey stippled lines indicate the 95% confidence ranges and the black line represents the estimated median age.

3.1.6.2 Magnetic mineralogy

Rock magnetic data for the cores are summarized in Figure 3.3. In core SAT-048A sediments there was a gradual increase of magnetic susceptibility (MS) $\sim 1.04 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ to $\sim 2 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ for depths from 21 to 61 cm, respectively, and ranged from $1.46 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ to $2.37 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ of 61 up to the depth of ~ 356.5 cm. For core SIS-188 sediments, a gradual increase of MS values starting at $1.67 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ in the depth of ~ 21 cm up to $2.25 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ in ~ 59 cm, followed by a variation between $1.68 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ and $2.50 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ in the depth of ~ 61 cm up to ~ 336 cm. $\text{ARM}_{100\text{mT}}$ mostly oscillates around value of $0.9 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$ to $1.2 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$ in SAT-

048A (with minimum and maximum values of 0.8×10^{-5} Am²/kg and 1.47×10^{-5} Am²/kg, respectively) and for SIS-188 of 7×10^{-6} Am²/kg to 12.7×10^{-6} Am²/kg (with minimum and maximum values of 4.42×10^{-6} Am²/kg and 14.7×10^{-6} Am²/kg, respectively). Finally, SIRM varies between 2.3×10^{-4} Am²/kg (minimum value) and 3.64×10^{-4} Am²/kg (maximum value) for core SAT-048A and for core SIS-188 SIRM varies between 2.0×10^{-4} Am²/kg (minimum value) and 3.8×10^{-4} Am²/kg (maximum value). In summary, the MS and ARM data of both cores do not show order-of-magnitude variations, which indicates a relatively homogeneous magnetic mineral composition within the studied cores.

Magnetic concentration parameters of χ and ARM_{100mT} indicated slight variations but remained within one order of magnitude (Figure 3.3). For the two cores, χ varied almost in the same range. The ARM_{100mT} and HIRM showed similar variations, except for one slight interval of core SIS-188 near 110 cm depth. The relative concentration of magnetic minerals across the studied interval can be inferred from the S-ratio (Bloemendal *et al.*, 1992; Liu *et al.*, 2007). The S-ratio near 0.88 indicates higher proportions of low-coercivity magnetic minerals, i.e. magnetite (predominant when the S-ratio is near 1). The ratio of IRM_{300mT}/ χ with approximately 1.5×10^3 A/m indicates that greigite formation in anoxic environments does not occur in these cores (Oldfield *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2018; Chen *et al.*, 2021).

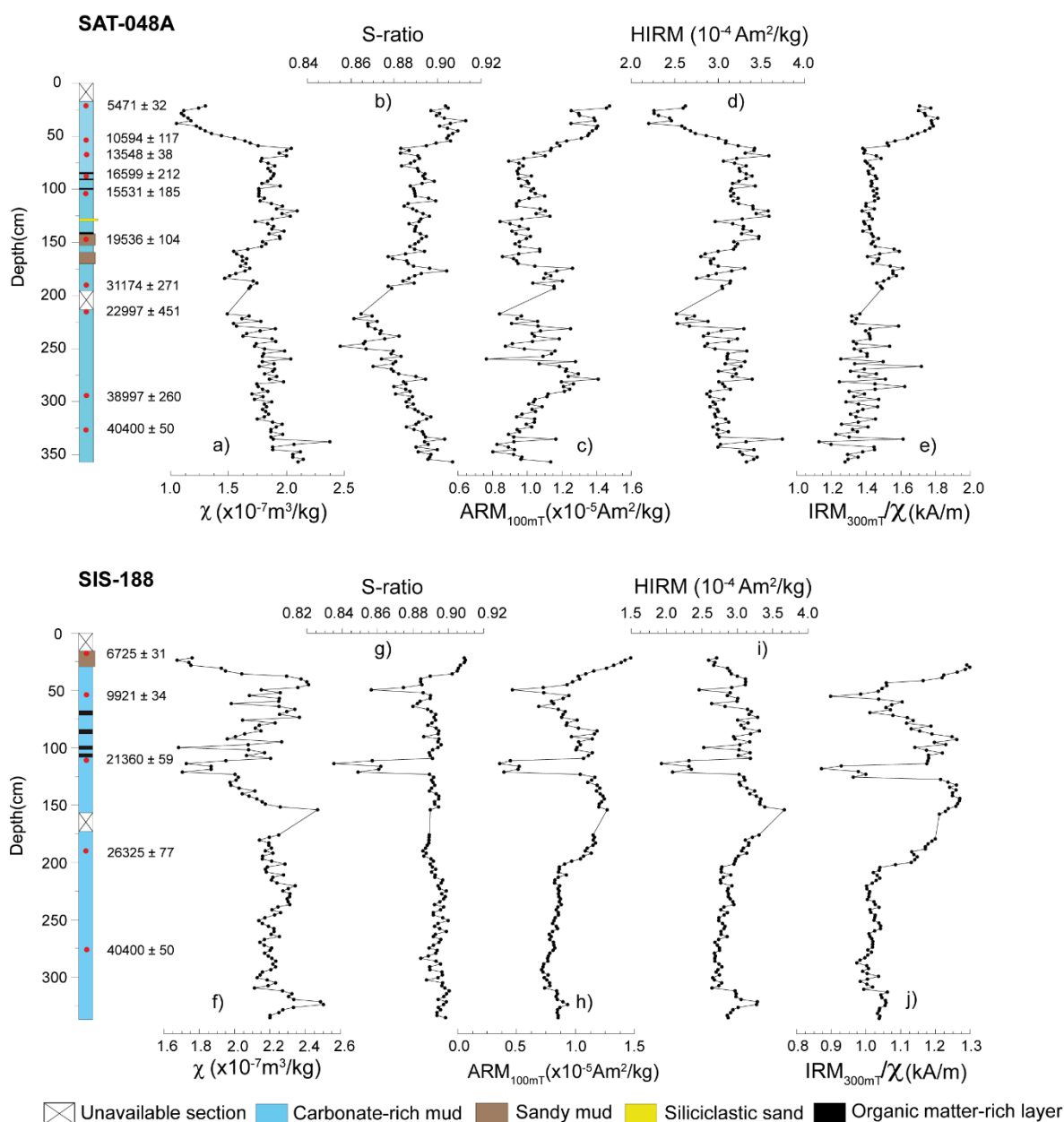


Figure 3.3. Depth profiles of magnetic susceptibility (a, f), S-ratio (b, g), ARM100mT (c, h), HIRM (d, i), and IRM300mT/ χ (e, j) for cores SAT-048A and SIS-188, respectively. χ = magnetic susceptibility; ARM = anhysteretic remanent magnetization; HIRM = “hard” isothermal remanent magnetization; IRM = isothermal remanent magnetization.

Rock magnetic measurements indicate a similar magnetic mineral composition on both cores (Figure 3.4). Hysteresis loops show similar patterns along the studied sections (Figuras 4a,b). Hysteresis parameters lie within the pseudo-single domain (PSD) field of Day *et al.*, (1977) (Figuras 4c,d). Stepwise acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) in fields of up to 1 T documents that more than 90% of

saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) was acquired in a field of 300 mT (Figuras 4E,F), suggesting that a low coercivity magnetic minerals contribution, such as magnetite of PSD state.

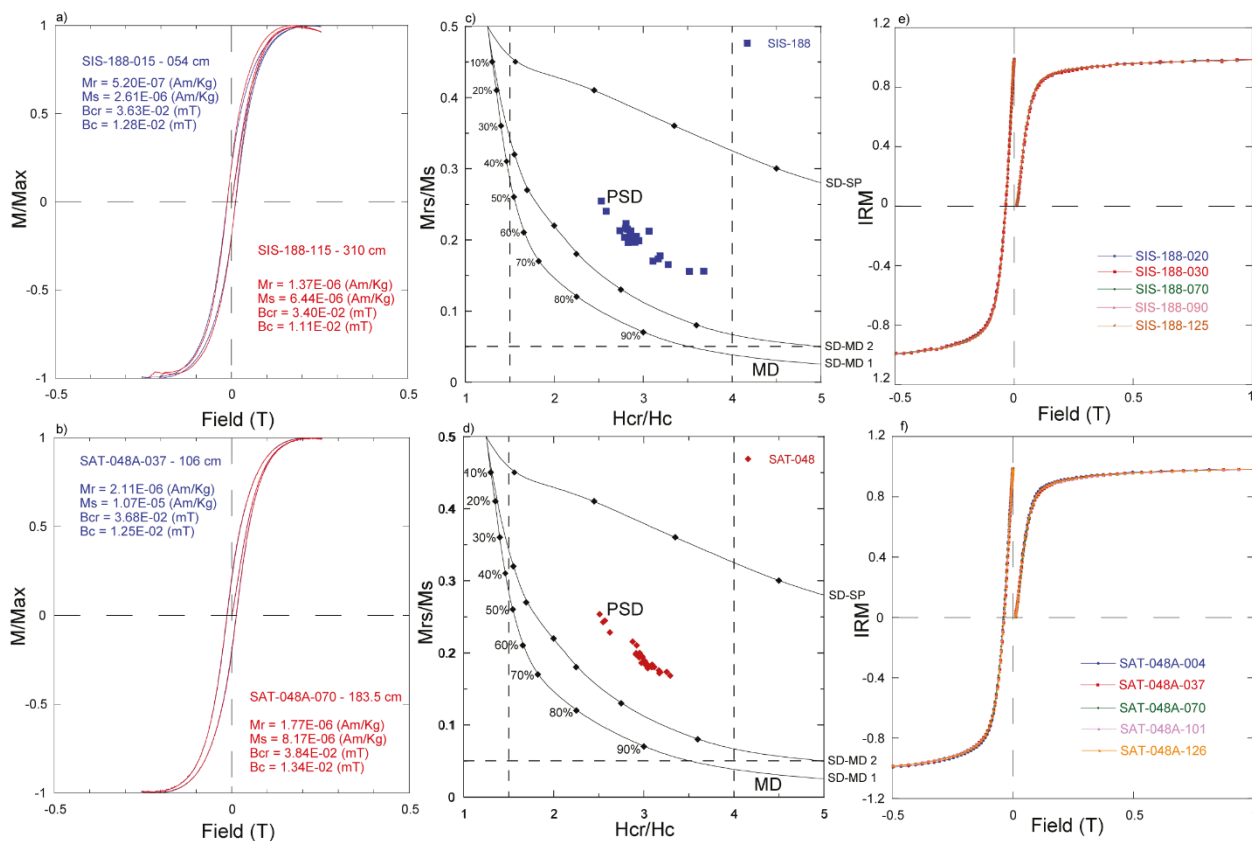


Figure 3.4. (a, b) Hysteresis loops for four representative samples from cores SIS-188 and SAT-048A, respectively. (c, d) Day plot (Day *et al.*, 1977) for 25 representative samples from core SIS-188 and SAT-048A. The data fields represented in the Mrs/Ms versus Hcr/ Hc diagram are for single-domain (SD), pseudo-single domain (PSD), and multi-domain (MD) titanomagnetite particles. (e, f) IRM acquisition curves and back-field for six representative samples from the SIS-188 and SAT-048A. For corresponding depths below the seafloor and estimated ages of each representative sample, the reader is referred to the supplementary material.

The thermomagnetic curves (χ -T) indicate that magnetite is the dominant magnetic mineral with the greatest susceptibility loss at $\sim 580^\circ\text{C}$, although some high-coercivity minerals are marked by continuously decreasing susceptibility until approximately 700°C (Figure 3.5). Samples SAT-048A -333 cm, SIS-188 - 201.5 cm and SIS-188 - 334 cm (Figures 5c, e, f) exhibit an increase in susceptibility in the heating curve at 300°C .

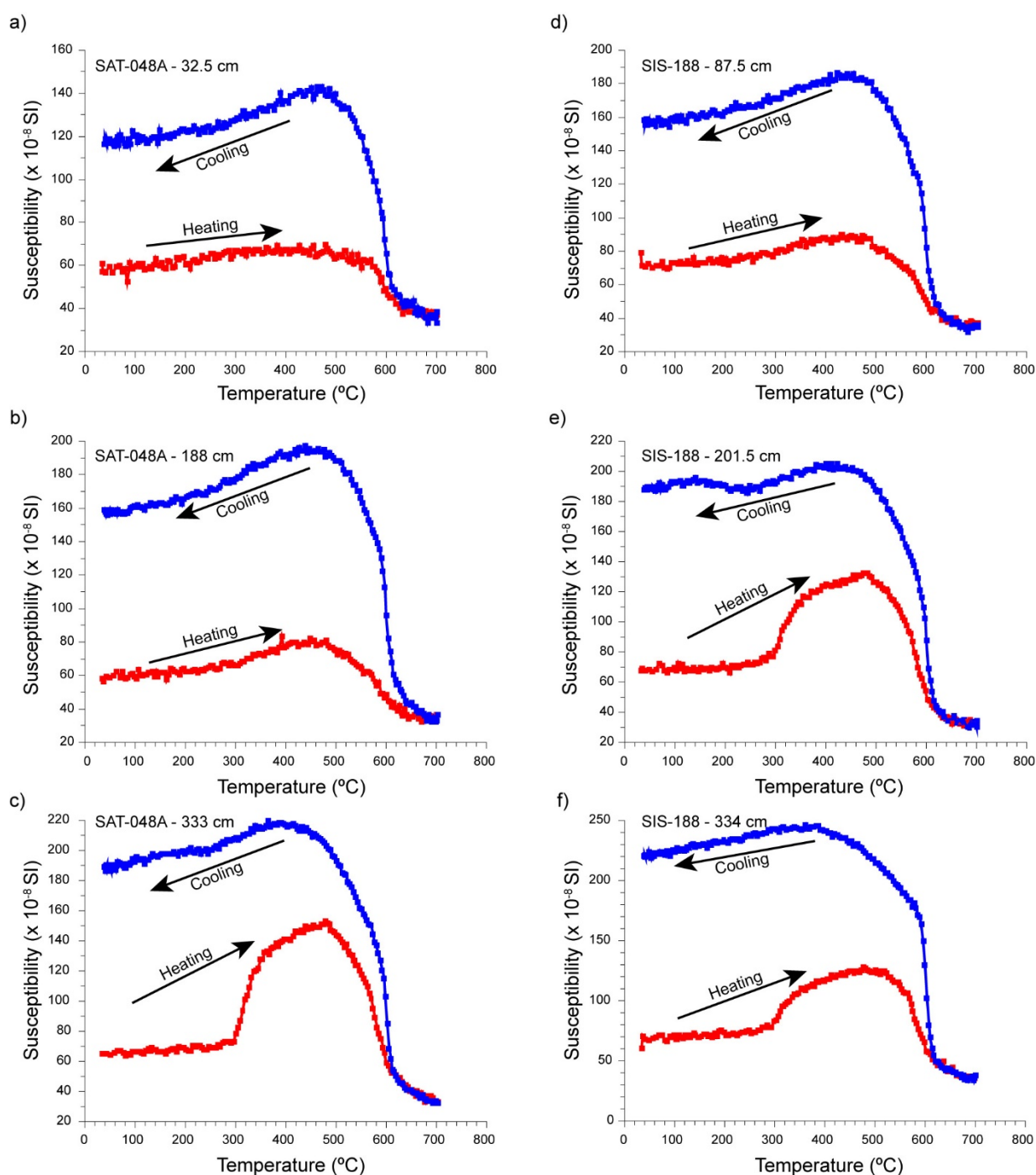


Figure 3.5. Temperature dependence of magnetic susceptibility variation for representative samples. (a-c) Site SAT-048A and (d-f) Site SIS-188. Heating and cooling segments are indicated by red and blue curves, respectively.

3.1.6.3 Paleodirection records

Orthogonal diagrams for representative samples show stable magnetic components (Figure 3.6). ChRM is defined over 10 mT and a weak viscous remanent magnetization (VRM) component is isolated at low fields (0 to 10 mT). NRM intensities are completely demagnetized in fields between 80 and 100 mT. VRM component is

interpreted as a secondary component. As a first estimation for grain size variations the median destructive field (MDF) was calculated. MDF ranges from 25.6 to 51.4 mT for SAT-048A and 27.1 to 54.7 mT for SIS-188. PCA was performed on datasets between 10 and 70 - 80 mT to calculate the ChRM declinations and inclinations, which is gradually demagnetized, and thus, it is interpreted as a primary component acquired during sedimentation. We used only samples of MAD values smaller than 6° (Stoner & St-Onge 2007) which exhibit linear patterns to assess the quality of paleomagnetic signals. We excluded 10 samples from SAT-048A and 18 from SIS-188, which $MAD > 6^\circ$. The variations in the ChRM of all samples along the depth profile are displayed in Figure 7. The cores were not oriented relative to magnetic north, thus, declination values for each core are given as relative declination.

The mean inclination for the core SAT-048A is -52.24° (Figure 7f), ranging between -86.6° and 73.5° . For core SIS-188, inclination varies from -74° to 24.7° around a mean of -37.5° (Figure 7f). The abrupt change in inclination occurs around 328 cm in core SAT-048A and 277 cm in core SIS-188, with variations with more than 45° , which can be classified as an excursion.

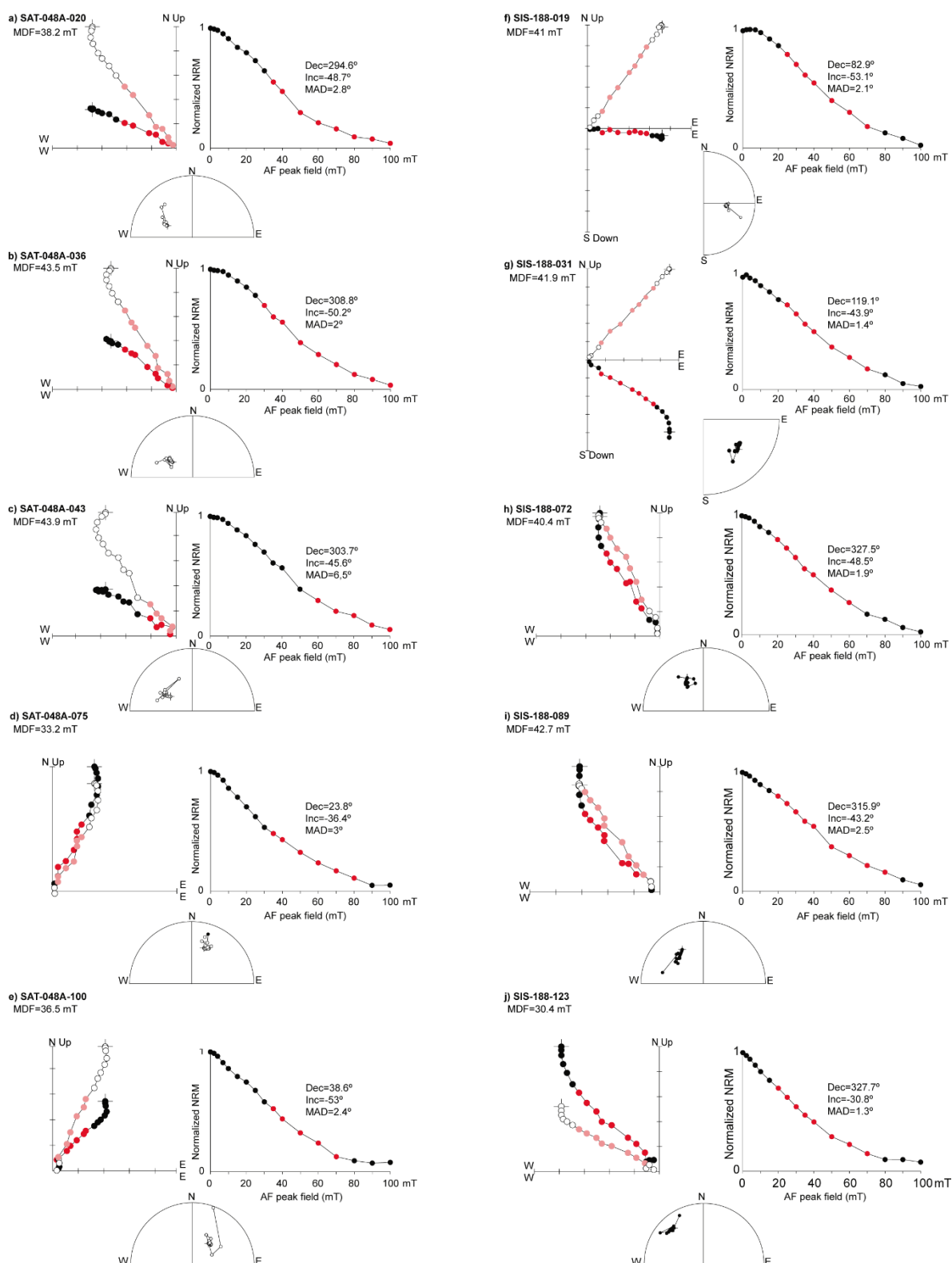


Figure 3.6. AF demagnetization results for representative ten samples from cores SIS-188 and SAT-048A. In the Zijderveld (1967) diagrams, open (closed) circles represent projections onto the vertical (horizontal) planes. Corresponding stereographic projections and normalized NRM intensity decay curves are also shown. Numbers

indicate the range of AF applied corresponding to the characteristic remanent magnetization (ChRM) used to calculate the paleomagnetic directions (pink circles indicate the demagnetization steps) and MDF determined for each sample.

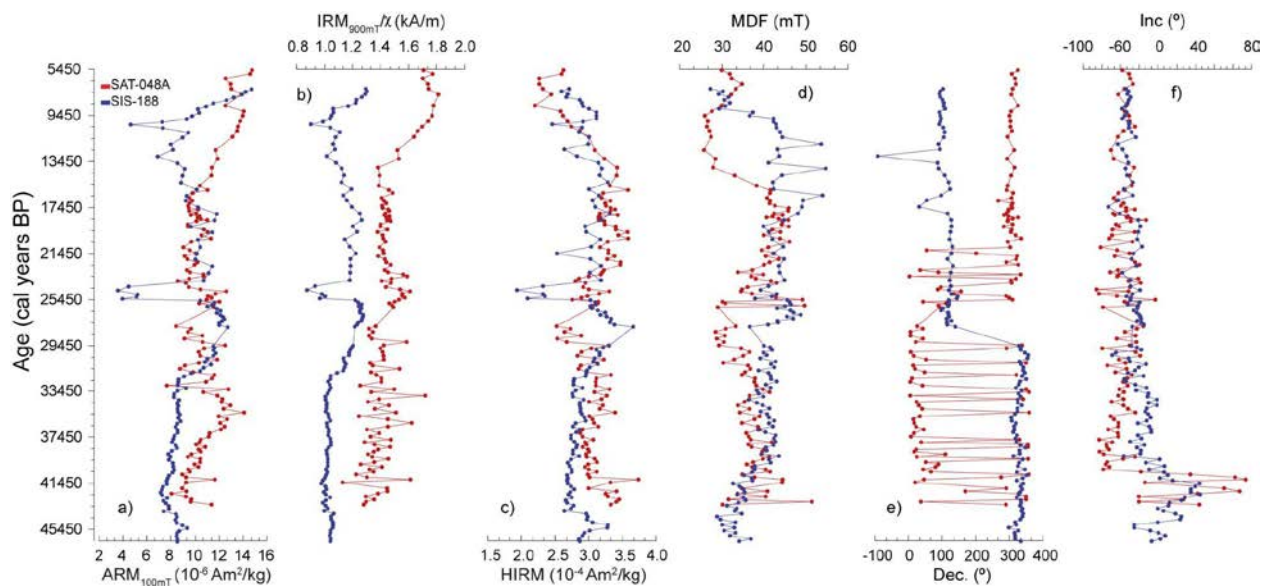


Figure 3.7. Age-depth variations of ARM100mT, IRM900mT/ χ , HIRM, median destructive field (MDF), relative declination and absolute inclination of the characteristic remanent magnetization (ChRM) directions obtained for cores SAT-048A (red) and SIS-188 (blue).

3.1.6.4 Relative paleointensity (RPI) records

The rock magnetic characteristics, including well-defined magnetization component carried by magnetite, pseudo single domain (PSD) or vortex state of the magnetite, and variation of less than a factor of 10 in the magnetic concentration satisfy the usual criteria for relative paleointensity (RPI) studies (King *et al.*, 1983; Tauxe, 1993). Then, the samples with MAD < 6° were selected to reconstruct RPI. The RPI variability was estimated by normalizing the NRM to χ , ARM (e.g., Tauxe, 1993; Valet, 2003; Lund *et al.*, 2017), and pseudo-Thellier (e.g., Tauxe, 1995). Therefore, we used the records of the two cores for stacking.

We performed a stacking of individual curves with the aim to obtain more reliable estimates of the temporal variation in the directions of the geomagnetic field (Gogorza *et al.*, 1999, 2000a, 2000b, 2002, 2012; Irurzun *et al.*, 2006, 2008). To calculate the stacked curves, each data series was initially interpolated every 350 years. This sampling interval was chosen because it is compatible with the average temporal

resolutions of each of the cores (SIS-188 and SAT048A). After, the stacked curves were calculated from the averaged values of the data recorded in the two cores for each age of the overlapping period. The results of $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\text{ARM}_{10\text{mT}}$ and pseudo-Thellier as normalizers produce almost identical patterns (Figs. 8a and c).

The trends in the $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\chi$ are similar, however, in the top of the record they differ from the other parameters (Figure. 3.8b). We suggest the use of ARM-normalized record because the ARM activates the same PSD and single domain (SD) magnetite carrying the NRM signal (Levi & Banerjee 1976; Valet & Meynadier 1998; Valet 2003). However, we also used the pseudo-Thellier method due to the covarying with ARM-normalized variations, remains a valuable tool for obtaining paleointensity estimates (e.g., Paterson *et al.*, 2016).

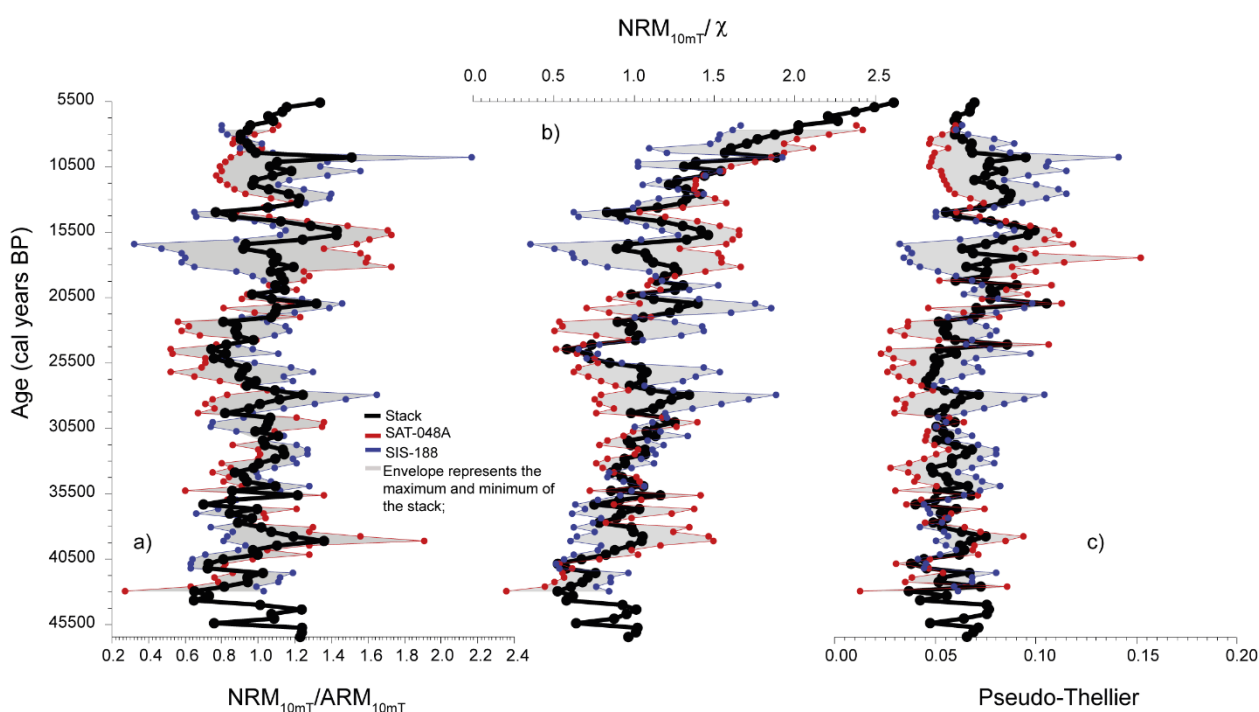


Figure 3.8. Normalized estimates of relative paleointensity (RPI): a) $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\text{ARM}_{10\text{mT}}$, b) $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\chi$ and c) curve of pseudo-Thellier versus age. In red SAT-048A, in blue SIS-188, in black the stack profile and the gray shading represents the minimum and maximum values of the stack profile.

3.1.7 Discussion

3.1.7.1 Paleodirectional variations

The availability of continuous directional paleomagnetic data for the last 50 ka in South America is limited. There is a notable scarcity of comprehensive records in this

region, hindering our understanding of geomagnetic variations during this crucial period (e.g., Brown *et al.*, 2015). Addressing this gap in data is essential to unraveling the paleomagnetic history of South America and its implications for broader geomagnetic research. There are only a few records obtained from lake sediments (e.g., Gogorza *et al.*, 2002; Kaiser *et al.*, 2005; Lund *et al.*, 2006; Irurzun *et al.*, 2006; Gogorza *et al.*, 2012, 2018; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013, Lopes *et al.*, 2022), marine sediments from the South Atlantic (Stoner *et al.*, 2002, 2003; Channell *et al.*, 2017) and stalagmites from Brazil (Trindade *et al.*, 2018; Jaqueto *et al.*, 2022). While existing records in the South Atlantic are situated at a considerable distance of over 1800 km from our studied sites, a range that typically encompasses regional variations in the sub-millennial geomagnetic field as identified by Korte *et al.*, (2019), these positions in the South Atlantic serve as the most proximate sources of paleomagnetic secular variation (PSV) curves suitable for correlation.

Cores SAT-048A and SIS-188 have mean sedimentation rates of ~8.9 and ~8.0 cm/kyr, respectively. This sedimentation rate can provide geomagnetic field data with a resolution around of 303 and 313 years, respectively (Figure 3.9). The stacked record of Pelotas Basin contains one interval of anomalous directions. According to the depth-age trends based solely on radiocarbon AMS calibrated ages, the anomalous directions are consistent with the depth where the Laschamp excursion should be found (Figure 3.9). This anomalous variation in inclination have more than 45° of variation, defined by an excursionsional direction of the geomagnetic field. We consider the anomalous inclination interval to be the Laschamp excursion (e.g., Bonhommet & Zahringer 1969; Laj *et al.*, 2014; Lund *et al.*, 2005, 2017; Channell *et al.*, 2017). This represents the first time that this excursion has been observed for the Southernmost Brazilian marginal basin.

After the Laschamp excursion, our data show important variabilities until ~30.5 ka. These variations can be related with the Mono Lake excursion (Denham & Cox, 1971; Liddicoat & Coe, 1979; Laj & Channell, 2007; Singer, 2014; Lund *et al.*, 2017). However, this excursion is not clear in our study site, with two inclination oscillations between 19 and 10.5 kyr.

The Pelotas Basin stack inclination records from SAT-048A and SIS-188 cores is plotted together with the predictions from the global geomagnetic models CALS10k.2 (Constable *et al.*, 2016), SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014), GGF100k (Panovska *et al.*, 2018), GGFSS70k (Panovska *et al.*, 2021) and LSMOD.2 (Panovska *et al.*, 2019). Inclination stack of the Pelotas Basin record presents similar trends when

compared with the models, except by intervals from 30.5 to 27 and 19 to 10.5 kyr. Additionally, inclination values predicted by the models are generally higher than the values obtained in our data.

Figure 3.10 shows the comparison between Pelotas Basin stacked data and lacustrine and marine records from Lake Escondido (41°S, 71°30'W; Gogorza *et al.*, 2002), Lake El Trébol (41°04'S, 71°29'W; Irurzun *et al.*, 2006), Laguna Potrok Aike (51°58'S, 70°23'W; Gogorza *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013), core 21PC02 (-41°14'S, 7°81'W; Channell *et al.*, 2000), core 10PC02 (-47.10°S, 5.92°E; Channell *et al.*, 2000), and the SHADIF.14 k, CALS10k, GGF100k and GGFSS70k. Inclination values for cores SAT-048A and SIS-188 consistently align across consecutive samples and reveal gradually varying directional changes (Figure 3.9). These alterations seem to be independent of fluctuations in lithology or rock magnetic properties (Figures 3.3 and 3.7). The mean paleomagnetic inclination for the stacked curve (-45.7°) is 2.3° shallower than the expected inclination for a geocentric axial dipole (GAD) field (-48°) at studied locality (Figure 3.9). The most significant variation in the inclination record is observed as the magnetic inclination steadily increases from around 40.5 ka to approximately 42.25 ka (Fig. 3.9), which was interpreted as the Laschamp excursion (Bonhommet & Zahringer, 1969; Lund *et al.*, 2005, 2017; Channell *et al.*, 2017). This is not clear in other studied sites from this region (Figure 3.10), although mean inclination values observed in our data are compatible with values observed in lake and marine data.

Differences in PSV between sedimentary records and global geomagnetic models are previously documented in records from the last 100 ka. The influencing factors encompass the limited quantity of data from the Southern Hemisphere (approximately 3%; Donadini *et al.*, 2009; Korte *et al.*, 2009; Brown *et al.*, 2015), as well as the inherent smoothness in the model output, neglecting the observed variability in certain localities (e.g., Panovska *et al.*, 2018). The pronounced distinctions in localized geomagnetic features arising from non-dipole fields (e.g., SAMA) indicate intervals of relatively rapid directional changes (Tarduno *et al.*, 2015; Hare *et al.*, 2018; Trindade *et al.*, 2018). Our data makes a valuable contribution to the last ~50 ka

geomagnetic modeling endeavors by introducing new paleomagnetic directional data to the South American database.

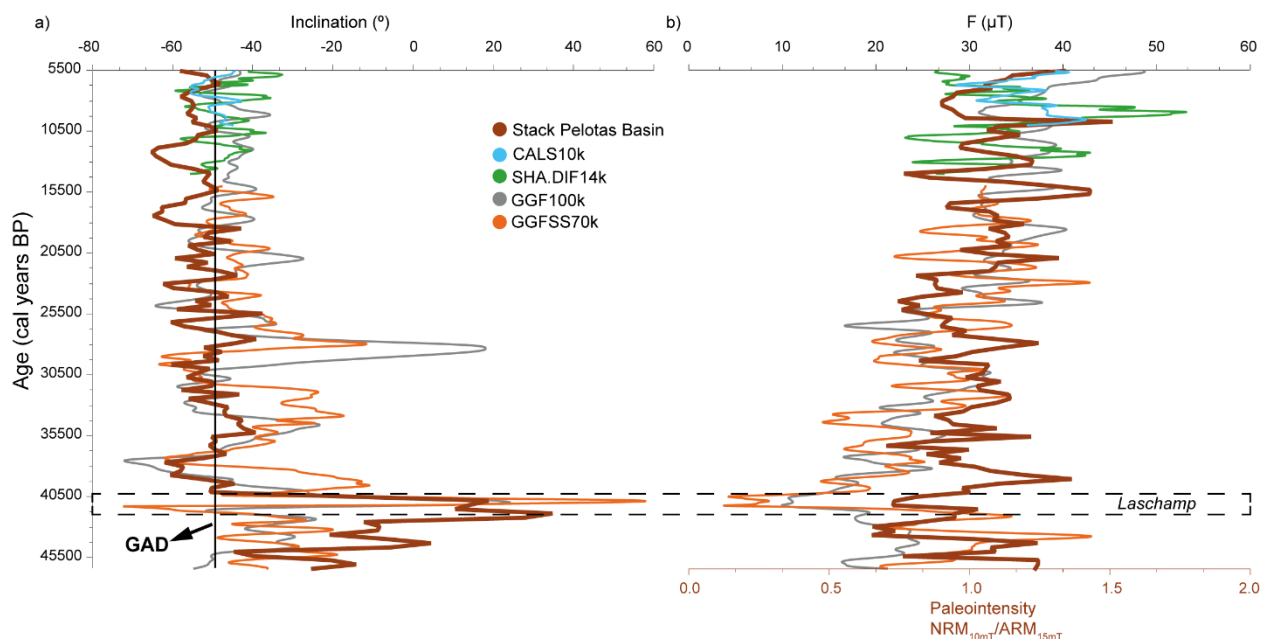


Figure 3.9. a) Comparison of stacked inclination logs from predictions GGF100k (Panovska *et al.*, 2018), GGFSS70k (Panovska *et al.*, 2021), CALS10k (Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016), SHA.DIF.14k (Pavón Carrasco *et al.*, 2014) and Pelotas Basin as a function of age. b) comparison of normalized intensity record from Pelotas Basin with predictions of the same models. The lower x-axis scale is referring to relative paleointensity data of stack while the upper x-axis scale is referring to absolute paleointensity predicted by geomagnetic models.

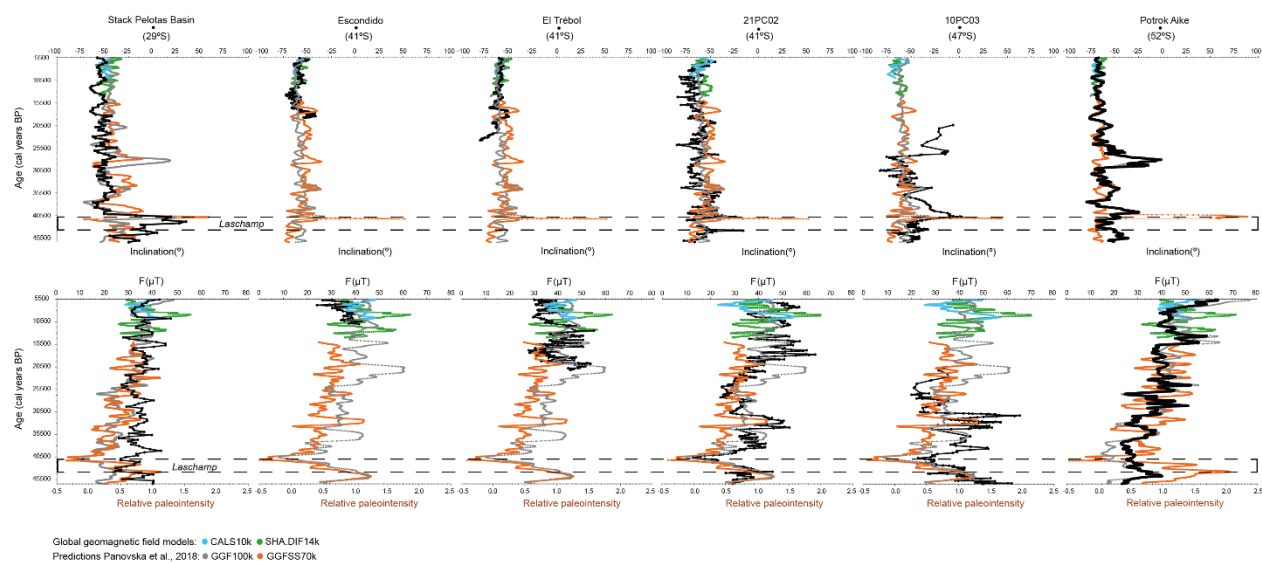


Figure 3.10. Comparison of stacked inclination and intensity logs from Escondido Lake, El Trébol Lake, 21PC02 and 10PC03 marine cores, and Potrok Aike Lake (Channell *et al.*, 2000; Gogorza *et al.*, 2002; Irurzun *et al.*, 2006; Gogorza *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013) and Pelotas Basin as a function of age with the theoretical models CALS10k (blue; Brown *et al.*, 2015; Constable *et al.*, 2016); SHA.DIF.14 k (green; Pavón Carrasco *et al.*, 2014), GGF100k (grey; Panovska *et al.*, 2018) and GGFSS70k (orange; Panovska *et al.*, 2021) outputs.

3.1.7.2 Paleointensity variations

Relative paleointensity (RPI) variations are presented in Figures 9 and 10 for both cores. Presently, the potential impact of sediment magnetic-property variations linked to environmental changes poses a significant challenge to accurate RPI estimations (e.g., Xuan & Channell, 2008; Valet *et al.*, 2011; Yamazaki *et al.*, 2013). Our rock magnetic results from Pelotas Basin indicate that a well-defined magnetization component is carried by pseudo-single domain (PSD) or vortex magnetite (Figure 3.4). Magnetic concentration shows variations of less than a factor of 10 (Figure 3.3), which is suitable for reconstructing the RPI curves (Tauxe, 1993). The normalization parameters must also take into account the variability in the contribution of the grain carrying the remanence, which is controlled largely by changes in concentration and grain size (Figure 3.3; Banerjee *et al.*, 1981; King *et al.*, 1982, 1983; Tauxe, 1993).

RPI data for stacked cores SAT-048A and SIS-188 are compared with the global models (CAL510k.2, SHA.DIF.14 k, GGF100k and GGFSS70k) covering the interval between 46.5 and 5.45 kyr (Figures 9b and 10). Results show variations consistent with those of records from other latitude regions, for example, Escondido Lake, El Trébol Lake, Potrok Aike Lake (Gogorza *et al.*, 2002; Irurzun *et al.*, 2006; Gogorza *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013;) and 21PC02 and 10PC03 marine cores (Channell *et al.*, 2000). All of these records, including global paleointensity stacks such as the CAL510k.2, SHA.DIF.14 k, GGF100k, and GGFSS70k (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014; Constable *et al.*, 2016; Panovska *et al.*, 2018; Panovska *et al.*, 2021), show consistent variation patterns, thus confirming the reliability for our Pelotas Basin stack. The highest RPI trend is related to the Laschamp excursion in ~40 ka (Bonhommet & Zahringer, 1969; Lund *et al.*, 2005, 2017; Channell *et al.*, 2017, 2020).

The $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\text{ARM}_{10\text{mT}}$ stacked data were compared with the ^{10}Be curve (Figure 3.11). The amount of ^{10}Be in the atmosphere is inversely related to the geomagnetic field intensity. In the comparison, data of ^{10}Be obtained from sediments collected in the South Atlantic and normalized by ^{230}Th excess originating from the water column were used (Christl *et al.*, 2007). The time resolution of the ^{10}Be data is one sample per approximately 1.200 years. It is notable that there is a temporal coincidence between the minimum of $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\text{ARM}_{10\text{mT}}$ and the maximum of ^{10}Be at the age corresponding to the Laschamp excursion. Furthermore, it appears that there is a similarity between the two curves in the period between 46.5 and 22.5 kyr.

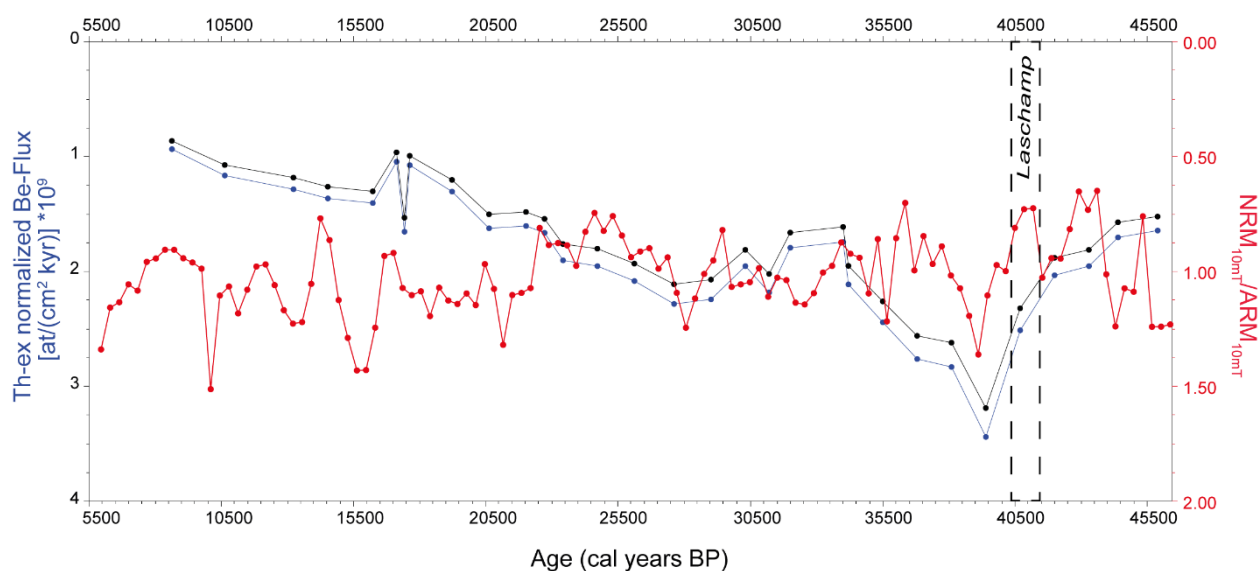


Figure 3.11. Blue curve represents the ^{10}Be flux normalized by the ^{230}Th excess (Christl *et al.*, 2007). Black curve is the same as the blue one but considers the actual value of the half-life of ^{10}Be (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010). Red curve shows the stacked curve of $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\text{ARM}_{10\text{mT}}$ obtained from the cores SAT-048A and SIS-188.

3.1.8 Conclusions

We have carried out a paleomagnetic study of Late Pleistocene to Middle Holocene from two sedimentary cores from Pelotas Basin (Brazil), western South Atlantic. We have recovered an inclination and relative paleointensity record for the interval 46.500 to 5.450 kyr. An accurate age model was obtained to be the base of the measurements of the geomagnetic field variations. Magnetic remanence is carried by the pseudo-single domain (PSD) or vortex and low-coercivity magnetite. Inclination variation shows a similar pattern when compared with the geomagnetic models or the past 100 ka and 70 ka, respectively. Our data compared with South America and South Atlantic show the Laschamp excursion. Relative paleointensity presents a decrease during the inclination variation maximum. During the Laschamp excursion, relative paleointensity data are in antiphase with the ^{10}Be flux, which is expected for this kind of geomagnetic event. These new paleomagnetic results reveal a promising tool to

better constrain the Pelotas Basin chronology. Our data show a new tie point for the construction of accurate Quaternary age models in South America

3.1.9 Acknowledgments

This study was supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). We also acknowledge the support of the Programa de Pós-Graduação em Geociências – PPGGEO/UFRGS, CTL is a CNPq fellow (grant #141094/2018-4), JFS also acknowledges the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) (grant #16/2551-0000213-4), and CNPq (grants #304022/2018-7, #201508/2009-5, #427280/2018-4), EF thanks CNPq (grant #160045/2018-5), G.H. thanks CAPES (grant AUXPE #2043/2014) and CNPq (grant #305110/2023-3), MAGP thanks CNPq (grant #315684/2021-6). We thank D. Brandt, G. Moreira, and P. Jaqueto for the support during the sample preparation and data acquisition. We also kindly thank Claudia S.G. Gogorza, for providing additional information concerning the Lakes paleomagnetic records located in Argentina. This work was conducted at the Paleomagnetism Laboratory USPMag, at the Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG), Universidade de São Paulo (USP) and is financially supported by FAPESP/CAPES/CNPq.

3.1.10 References

- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I. & Angulo, R. 2015. Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. *Quaternary Geochronology* 29, 30–35. doi: 10.1016/j.quageo.2015.05.006
- Amit, H., Korte, M., Aubert, J., Constable, C. & Hulot, G. 2011. The time dependence of intense archeomagnetic flux patches, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 116, B12106, doi:10.1029/2011JB008538.
- Angulo, R.J., de Souza, M.C., Reimer, P.J. & Sasaoka, S.K. 2005. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon* 47, 67–73. doi: 10.1017/S0033822200052206
- Banerjee, S. K., King, J. & Marvin, J. 1981. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 333–336.

- Blaauw, M. & Christen, J.A. 2011. Flexible Paleoclimate Age-Depth Models using autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.*, 6(3), 457–474. doi:10.1214/11-BA618
- Bloemendal, J., King, J.W., Hall, F.R. & Doh, S.J. 1992. Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: relationships to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *J. Geophys. Res.* 97, 4361–4375.
- Bloxham, J. & Gubbins, D. 1985. The secular variation of Earth's magnetic field, *Nature*, 317, 777–781, doi:10.1038/317777a0.
- Bloxham, J., Gubbins, D. & Jackson, A. 1989. Geomagnetic secular variation, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A*, 329, 415–502, doi:10.1098/rsta.1989.0087.
- Bloxham, J. & Jackson, A. 1992. Time-dependent mapping of the magnetic field at the core-mantle boundary, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 97, 19 537–19 563, doi: 10.1029/92JB01591.
- Bonhommet, N. & Zähringer, J. 1969. Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth and Planetary Science Letters*, 6 (1): p. 43-46. doi:10.1016/0012-821X(69)90159-9
- Boteler, D.H., Pirjola, R.J. & Nevanlinna, H. 1998. The effects of geomagnetic disturbances on electrical systems at the earth's surface, *Advances in Space Research* 22, 17-27, doi: [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(97\)01096-X](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(97)01096-X).
- Brown, M.C., Donadini, F., Nilsson, A., Panovska, S., Frank, U., Korhonen, K., Schuberth, M., Korte, M. & Constable, C.G. 2015. GEOMAGIA50.v3: 2. A new paleomagnetic database for lake and marine sediments. *Earth Planets Space* 67. <http://dx.doi.org/10.1186/s40623-015-0233-z>.
- Channell, J.E.T., Stoner, J.S., Hodell D.A. & Charles, C.D. 2000. Geomagnetic paleointensity for the last 100 kyr from the subantarctic South Atlantic: a tool for inter-hemispheric correlation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 175, pp. 145-160
- Channell, J.E.T., Vázquez Riveiros, N., Gottschalk, J., Waelbroeck, C. & Skinner, L.C. 2017. Age and duration of Laschamp and Iceland Basin geomagnetic excursions in the South Atlantic Ocean, *Quat. Sci. Rev.*, **167**, 1–13, doi:10.1016/j.quascirev.2017.04.020.
- Channell, J.E.T., Singer, B.S. & Jicha, B.R. 2020. Timing of Quaternary geomagnetic reversals and excursions in volcanic and sedimentary archives, *Quaternary Science Reviews*, **228**, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106114>.
- Chen, Y., Zhang, W., Nian, X., Sun, Q., Ge, C., Hutchinson, S.M., Cheng, Q., Wang, F., Chen, J. & Zhao, X. 2021. Greigite as an Indicator for salinity and

- sedimentation rate change: evidence from the Yangtze River Delta, China. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 126 (3): pp. 1-16, doi:10.1029/2020JB021085.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D. 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 268(2), 192-199. doi:10.1016/j.nimb.2009.09.012.
- Christl, M., Mangini, A., Kubik, P.W. 2007. Highly resolved Beryllium-10 record from ODP Site 1089 - A global signal?, *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 245-258. doi:10.1016/j.epsl.2007.02.035.
- Constable, C., Korte, M. & Panovska, S. 2016. Persistent high paleosecular variation activity in Southern hemisphere for at least 10 000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 453, 78–86.
- Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S. & Bechstädt, T. 2010. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins), *Marine and Petroleum Geology*, 27(9):1952-1980. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.06.007.
- Day, R., Fuller, M. & Schmidt, V.A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260–267, doi:10.1016/0031-9201(77)90108-X.
- Denham, C. R. & Cox, A. 1971. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13,300–30,400 years ago, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13, 181–190.
- Donadini, F., Korte, M. & Constable, C.G. 2009. Geomagnetic field for 0–3 ka: 1. New data sets for global modeling, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q06007, doi:10.1029/2008GC002295.
- Dumberry, M. & Bloxham, J. 2006. Azimuthal flows in the Earth's core and changes in length of day at millennial timescales, *Geophys. J. Int.*, 165, 32–46, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02903.x.
- Dumberry, M. & Finlay, C.C. 2007. Eastward and westward drift of the Earth's magnetic field for the last three millennia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 146–157, doi:10.1016/j.epsl.2006.11.026.
- Dunlop, D.J. 2002. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c): 2. Application to data for rocks, sediments and soils, *J. Geophys. Res.*, 107(B3), 2057, doi:10.1029/2001JB000487.
- Duque-Castaño, M.L., Leonhardt, A. & Pivel, M.A.G. 2019. Morphometric analysis in the shells of the planktonic foraminifera *Orbulina universa*: a source for

- paleoceanographic information? *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 67. doi: 10.1590/S1679-87592019025206701
- Evans, M.E., Heller, F. 2003. Environmental magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics. *Academic Press* (299 pp.).
- Finlay, C.C., Aubert, J. & Gillet, N. 2016. Gyre-driven decay of the Earth's magnetic dipole, *Nat. Commun.* 7(10422), doi:10.1038/ncomms10422.
- Frozza, C.F., Pivel, M.A.G., Suarez-Ibarra, J.Y., Ritter, M.N. & Coimbra, J.C. 2020. Bioerosion on late Quaternary planktonic Foraminifera related to paleoproductivity in the western South Atlantic. *Paleoceanography Paleoclimatology* 35, e2020PA003865. doi: 10.1029/2020pa003865
- Gallet, Y., Hulot, G., Chulliat, A. & Genevey, A. 2009. Geomagnetic field hemispheric asymmetry and archeomagnetic jerks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 284, 179–186, doi: 10.1016/j.epsl.2009.04.028.
- Genevey, A., Gallet, Y., Constable, C.G., Korte, M. & Hulot, G. 2008. Archeoint: an upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04038, doi:10.1029/2007GC001881.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Di Tomasso, I., Vilas, J.F., Creer, K.M. & Nuñez, H. 1999. Holocene secular variation recorded by sediments from Lake Escondido (South Argentina), *Earth Planets Space*, 51, 93–106, doi:10.1186/BF03352214.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Di Tomasso, I., Vilas, J.F., Creer, K.M. & Nuñez, H. 2000a. Geomagnetic secular variations 0–12000 year as recorded by sediments from Moreno Lake (South Argentina), *J. South Am. Earth Sci.*, 13, 627–645, doi:10.1016/S0895-9811(00)00052-3.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Vilas, J.F., Creer, K.M. & Nuñez, H. 2000b. Geomagnetic secular variations over the last 6500 years as recorded by sediments from the lakes of south Argentina, *Geophys. J. Int.*, 143, 787–798, doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00277.x.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M.A.E. & Vilas, J.F. 2002. Paleosecular variations 0–19,000 years recorded by sediments from Escondido Lake (Argentina), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 133, 35–55, doi:10.1016/S0031-9201(02)00086-9.
- Gogorza, C.S.G., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M.A.E., Bertorello, H.R. & Sinito, A.M. 2004. Paleointensity studies on Holocene–Pleistocene sediments from Lake

- Escondido, Argentina, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 145, 219–238, doi:10.1016/j.pepi.2004.03.010.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Chaparro, M.A.E., Lirio, J.M. Nuñez, H., Bercoff, P.G. & Sinito, A.M. 2006. Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 21,000 years BP from sediment cores, Lake El Trébol (Patagonia, Argentina), *Earth Planets Space*, 58, 1323–1332, doi: 10.1186/BF03352628.
- Gogorza, C.S.G., Torcida, S., Irurzun, M.A., Chaparro, M.A.E. & Sinito, A.M. 2008. A pseudo-Thellier relative paleointensity record during the last 18,000 years from Lake El Trébol (Patagonia, Argentina), *Geofis. Int.*, 47(4), 319–327.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Ohlendorf, C., Kastner, S. & Zolitschka, B. 2011. Paleosecular variation and paleointensity records for the last millennium from southern South America (Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 184, 41–50, doi:10.1016/j.pepi.2010.10.011.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Sinito, A.M., Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Haberzettl, T., Ohlendorf, C., Kastner, S. & Zolitschka, B. 2012. High-resolution paleomagnetic records from Laguna Potrok Aike (Patagonia, Argentina) for the last 16,000 years, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q12Z37, doi:10.1029/2011GC003900.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Orgeira, M.J., Palermo, P. & Llera, M. 2018. A continuous Late Holocene paleosecular variation record from Carmen Lake (Tierra del Fuego, Argentina), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 280, 40–52, doi: 10.1016/j.pepi.2018.04.006.
- Gómez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C., Giralt, S. & Roberts, A.P. 2012. First paleomagnetic results of mid- to late Holocene sediments from Lake Issyk-Kul (Kyrgyzstan): Implications for paleosecular variation in central Asia, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q03019, doi:10.1029 /2011GC004015.
- Hartmann, G.A. & Pacca, I.I.G. 2009. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *An. Acad. Bras. Siênc.*, 81(2), 243–255, doi:10.1590/S0001-37652009000200010.
- Hartmann, G.A., Genevey, A., Gallet, Y., Trindade, R.I.F., Etchevarne, C., Le Goff, M. & Afonso, M.C. 2010. Archeointensity in Northeast Brazil over the past five centuries, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296, 340–352, doi: 10.1016/j.epsl.2010.05.016.
- Hartmann, G.A., Genevey A., Gallet, Y., Trindade, R.I.F. Le Goff, M., Najjar, R., Etchevarne, C. & Afonso, M.C. 2011. New historical archeointensity data from

- Brazil: Evidence for a large regional non-dipole field contribution over the past few centuries, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 306, 66–76, doi:10.1016/j.epsl.2011.03.030.
- Hartmann, G., Poletti, W., Trindade, R., Ferreira, L.M. & Sanches, P.L.M. 2019. New archeointensity data from South Brazil and the influence of the South Atlantic Anomaly in South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 512, 124–133
- Hare, V.J., Tarduno, J.A., Huffman, T., Watkeys, M., Thebe, P.C., Manyanga, M., Bono, R.K. & Cottrell, R.D., 2018. New archeomagnetic directional records from Iron Age southern Africa (ca. 425–1550 CE) and implications for the South Atlantic Anomaly, *Geophys. Res. Lett.* **45**, 1361–1369, doi:10.1002/2017GL076007.
- Hare, V.J., Tarduno, J.A., Huffman, T., Watkeys, M., Thebe, P.C., Manyanga, M., Bono, R.K. & Cottrell, R.D. 2018. New archeomagnetic directional records from Iron Age southern Africa (ca. 425–1550 CE) and implications for the South Atlantic Anomaly. *Geophys. Res. Lett.* 45, 1361–1369. <https://doi.org/10.1002/2017GL076007>.
- Heaton, T., Köhler, P. Butzin, M., Bard, E., Reimer, R., Austin, W.E.N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S. Olsen, J.L.C. & Skinner, L.C. 2020. Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62 (4), 779–820. doi:10.1017/RDC.2020.68
- Heitzler, J.R. 2002. The future of the South Atlantic anomaly and implications for radiation damage in space, *J. Atmosph. Solar-Terrest. Phys.*, 64(16), 1701–1708, doi:10.1016/S1364-6826(02)00120-7.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G. Sinito, A.M., Lirio, J.M., Núñez, H. & Chaparro, M.A.E. 2006. Paleosecular variations recorded by sediments from Lake El Trébol, Argentina, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 154, 1–17, doi:10.1016/j.pepi.2005.06.012.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Chaparro, M.A.E., Núñez, H. & Lirio, J.M. 2008. Paleosecular variations 12–20 Kyr as recorded by sediments from Lake Moreno (southern Argentina), *Stud. Geophys. Geod.*, 52, 157–172, doi:10.1007/s11200-008-0011-5.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G., Torcida, S., Lirio, J.M., Nuñez, H., Bercoff, P., Chaparro, M.A.E. & Sinito, A.M. 2009. Rock magnetic properties and relative paleointensity stack between 13 to 24 kyr BP calibrated ages from sediment cores, Lake Moreno (Patagonia, Argentina), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 172, 157–168, doi:10.1016/j.pepi.2008.08.018.

- Jackson, A., Jonkers, A.R.T. & Walker, M.R. 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records, *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A*, 358, 957–990, doi: 10.1098/rsta.2000.0569.
- Jaqueto, P., Trindade, R.I.F., Terra-Nova, F., Feinberg, J.M., Novello, V.F., Strikís, N.M., Schroedl, P., Azevedo, V., Strauss, B.E., Cruz, F.W., Cheng, H. & Edwards, R.L. 2022. Stalagmite paleomagnetic record of a quiet mid-to-late Holocene field activity in central South America. *Nature Communications*, 13, 1349.
- Kaiser, J., Lamy, F. & Hebbeln, D. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009.
- King, J.W., Banerjee, S.K., Marvin, J. & Ozdemir, O. 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 404–419.
- King, J.W., Banerjee, S.K. & Marvin, J. 1983. A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: Application to paleointensity for the last 4000 years. *J. Geophys. Res.*, 88, 5911–5921.
- King, J.W. & Channell, J.E.T., 1991. Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *U.S. Natl Rep. Int. Union Geod. Geophys.* 1987–1990. *Rev. Geophys.* 29, 358–370.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699–718, doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gostomski, Ch., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M. & Remmert, A. 2010. A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 268(2), 187-191. doi:10.1016/j.nimb.2009.09.020.
- Korte, M., Genevey, A., Constable, C.G., Frank, U. & Schnepf, E. 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q02H15, doi:10.1029/2004GC000800.

- Korte, M., Donadini, F. & Constable, C.G. 2009. Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q06008
- Korte, M. & Holme, R. 2010. On the persistence of geomagnetic flux lobes in global Holocene field models, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 182, 179–186, doi: 10.1016/j.pepi.2010.08.006.
- Korte, M. & Constable, C. 2011. Improving geomagnetic field reconstructions for 0–3 ka. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 188, 247–259. doi:10.1002/2017GL076007.
- Korte, M., Brown, M.C., Gunnarson, S.R., Nilsson, A., Panovska, S., Wardinski, I. & Constable, C.G. 2019. Refining Holocene geochronologies using paleomagnetic records. *Quat. Geochron.* 50, 47–74. doi: 10.1016/j.quageo.2018.11.004.
- Laj, C. & Channell, J.E.T. 2007. Geomagnetic excursions, *Treat. Geophys.*, 5, 373–416.
- Laj, C., Guillou, H. & Kissel, C. 2014. Dynamics of the Earth Magnetic Field in the 10–75 kyr Period Comprising the Laschamp and Mono Lake Excursions: New Results from the French Chaîne des Puys in a Global Perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 387, 184–197. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.031
- Levi, S. & Banerjee, S.K. 1976. On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 29, 219–226.
- Liddicoat, J.C. & Coe, R.S. 1979. Mono Lake geomagnetic excursion. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 84(B1): 261–271. doi:10.1029/JB084iB01p00261
- Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Gogorza, C., Haberzettl, T., Preda, M., Kliem, P., Francus, P. & Zolitschka, B. 2013. High-resolution paleomagnetic secular variations and relative paleointensity since the Late Pleistocene in southern South America. *Quat. Sci. Rev.* 71, 91–108.
- Liu, Q.S., Roberts, A.P., Torrent, J., Horng, C.S. & Larrasoana, J.C. 2007. What do the HIRM and S-ratio really measure in environmental magnetism? *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, Q09011. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001717>.
- Liu, J., Shi, X., Liu, Q., Liu, Y., Ge, S. 2018. Formation and preservation of greigite (Fe₃S₄) in a thick sediment layer from the central South Yellow Sea, *Geophys. J. Int.* 213, 135–146, doi: 10.1093/gji/ggx556
- Lopes, C.T., Savian, J.F., Frigo, E., Endrizzi, G., Hartmann, G.A., Santos, N.O., Trindade, R.I.F., Ivanoff, M.D., Toldo, E.E., Fauth, G., Oliveira, L.V. & Bom, M.H.H. 2022. Late Holocene paleosecular variation and relative paleointensity

- records from Lagoa dos Patos (southern Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 332. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2022.106935>.
- Lund, S. P., Schwartz, M., Keigwin, L. & Johnson, T. 2005. Deep-sea sediment records of the Laschamp geomagnetic field excursion (~ 41,000 calendar years before present). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B4).
- Lund, S.P., Stoner, J. & Lamy, F. 2006. Late Quaternary paleomagnetic secular variation and chronostratigraphy from ODP sites 1233 and 1234. In: Tiedemann, R., Mix, A.C., Richter, C. & Ruddiman, W.F. (Eds.), 2006b. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 202.
- Lund, S., Benson, L., Negrini, R., Liddicoat, J. & Mensing, S. 2017. A full-vector paleomagnetic secular variation record (PSV) from Pyramid Lake (Nevada) from 47–17 ka: Evidence for the successive Mono Lake and Laschamp Excursions. *Earth and Planetary Science Letters* 458: 120-129.
- Nadal De Masi, M.A. 1999. Prehistoric hunter-gatherer mobility on the southern Brazilian coast: Santa Catarina Island (Stanford University), 186. PhD dissertation.
- Oldfield, F., Wake, R., Boyle, J., Jones, R., Nolan, S., Gibbs, Z., Appleby, P., Fisher E. & Wolff, G. 2003. The late-Holocene history of Gormire Lake (NE England) and its catchment: A multiproxy reconstruction of past human impact, *Holocene*, 13(5), 677–690
- Olson, P. & Deguen, R. 2012. Eccentricity of the geomagnetic dipole caused by lopsided inner core growth, *Nat. Geosci.*, 5, 565–569, doi: 10.1038/ngeo1506.
- Panovska, S., Constable, C. & Brown, M. 2018. Global and Regional Assessments of Paleosecular Variation Activity Over the Past 100 ka. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 19, 5, 1559–1580.
- Panovska S., Korte M., & Constable, C.G. 2019. One hundred thousand years of geomagnetic field evolution. *Rev. Geophys.*, 57. <https://doi.org/10.1029/2019RG000656>
- Panovska, S., Korte, M., Liu, J. & Nowaczyk, N. 2021. Global Evolution and Dynamics of the Geomagnetic Field in the 15-70 kyr Period Based on Selected Paleomagnetic Sediment Records. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*. doi: 10.1029/2021JB022681
- Paterson, G.A., Heslop, D. & Pan, Y. 2016. The pseudo-Thellier palaeointensity method: new calibration and uncertainty estimates, *Geophysical Journal International*, Volume 207(3): 1596–1608. doi: [10.1093/gji/ggw349](https://doi.org/10.1093/gji/ggw349)

- Pavón Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L. & Torta, J.M. 2014. A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *J. Archaeol. Sci.* 38, 408–419.
- Poletti, W., Trindade, R.I.F., Hartmann, G.A., Damiani, N. & Rech R.M. 2016. Archaeomagnetism of Jesuit Missions in South Brazil (1657–1706 AD) and assessment of the South American database, *Earth Planet. Sci. Lett.* 445, 36–47, doi: 10.1016/j.epsl.2016.04.006.
- Poletti, W., Biggin, A.J., Trindade, R.I. Hartmann, G.A. & Terra-Nova, F. 2018. Continuous millennial decrease of the earth's magnetic axial dipole, *Phys Earth Planet Inter*, 274, 72–86, doi:10.1016/j.pepi.2017.11.005.
- R Core Team. 2020. R: a language and environment for statistical computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing. <http://www.R-project.org/>
- Roberts, A.P. 2008. Geomagnetic excursions: knowns and unknowns, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17307, doi:10.1029/2008GL034719.
- Rodrigues, F., Macario, K., Anjos, R. M., Ketzer, J. M. M., Maraschin, A. J., Augustin, A. H., Moreira, V.N., Santos, V.H.G.M., Muniz, M.C., Cardoso, R.P., Viana, A.R. & Miller, D.J. 2020. Origin and alteration of organic matter in hydrate-bearing sediments of the Rio Grande Cone, Brazil: Evidence from biological, physical, and chemical factors. *Radiocarbon*, 62, 197–206. <https://doi.org/10.1017/RDC.2019.109>
- Roperch, P., Chauvin, A., Le Pennec J.-L. & Lara, L.E. 2014. Paleomagnetic study of juvenile basaltic-andesite clasts from Andeanpyroclastic density current deposits, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 227, 20–29, doi:10.1016/j.pepi.2013.11.008.
- Roperch, P., Chauvin, A. Lara, L.E. & Moreno, H. 2015. Secular variation of the Earth's magnetic field and application to paleomagnetic dating of historical lava flows in Chile, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 242, 65–78, doi:10.1016/j.pepi.2015.03.005.
- Singer, B.S. 2007. Polarity transitions: radioisotopic dating, *In*: Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, pp. 834–839.
- Singer, B.S., Guillou, H., Jicha, B.R., Laj, C., Kissel, C., Beard, B.L. & Johnson, C.M. 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K–Ar and ^{230}Th – ^{238}U dating of the Laschamp excursion: a radioisotopic tie-point for ice core and climate chronologies, *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 80–88, doi: 10.1016/j.epsl.2009.06.030.
- Singer, B.S., Jicha, B.R., He, H. & Zhu, R. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 17 ka geomagnetic field excursion at Changbaishan volcano, northeastern China. *EoS*,

- Trans. Am. Geophys. Union* abstract GP13A-04, 2011 Fall Meeting, 5–9 December.
- Singer, B. 2014. A Quaternary geomagnetic instability time scale. *Quat. Geochron.* 21, 29–52. doi: 10.1016/j.quageo.2013.10.003.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T. & Hillaire-Marcel, C. 1996. The magnetic signature of rapidly deposited detrital layers from the deep Labrador Sea: relationship to North Atlantic Heinrich layers. *Paleoceanography* 11, 309–325.
- Stoner, J.S., Laj, C., Channell, J.E.T. & Kissel, C. 2002. South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0–80 ka): implications for interhemispheric correlation, *Quat. Sci. Rev.*, 21, 1141–1151, doi:10.1016/S0277-3791(01)00136-6.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., Hodell, D.A. & Charles, C.D. 2003. A ~580 kyr paleomagnetic record from the sub-Antarctic South Atlantic (Ocean Drilling Program Site 1089). *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2244.
- Stoner, J. S., & St-Onge, G. 2007. *Magnetic stratigraphy in paleoceanography: Reversals, excursions, paleointensity and secular variation*, in Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography, Dev. Mar. Geol., vol. 1, edited by C. Hillaire-Marcel and A. de Vernal, pp. 99–138, Elsevier, Amsterdam, doi:10.1016/S1572-5480(07)01008-1.
- Suárez-Ibarra, J.Y., Frozza, C.F., Palhano, P.L., Petró, S.M., Weinkauf, M.F.G. & Pivel, M.A.G. 2022. Calcium carbonate dissolution triggered by high productivity during the last glacial-interglacial interval in the deep western south atlantic. *Front. Earth Sci.* 10. doi: 10.3389/feart.2022.830984
- Tarduno, J., Watkeys, M., Huffman, T. Cottrell, R.D., Blackman, E.G., Wendt, A., Scribner, C.A. & Wagner, C.L. 2015. Antiquity of the South Atlantic Anomaly and evidence for top-down control on the geodynamo. *Nat. Commun.* 6, 7865. <https://doi.org/10.1038/ncomms8865>.
- Tauxe, L. 1993. Sedimentary records of relative paleointensities of the geomagnetic field: theory and practice. *Rev. Geophys.* 31, 319–354.
- Tauxe, L., Pick, T. & Kok, Y.S. 1995. Relative paleointensity in sediments: A Pseudo-Thellier approach, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2885–2888, doi:10.1029/95GL03166.
- Trindade, R.I.F., Jaqueto, P., Terra-Nova, F., Brandt, D., Hartmann, G.A., Feinberg, J.M., Feinberg, J.M., Strauss, B.E., Novello, V.F., Cruz, F.W., Karmann, I., Cheng, H. & Edwards, R.L. 2018. Speleothem record of geomagnetic South Atlantic Anomaly recurrence. *Proceedings of the National Academy of Sciences*

of the United States of America, 115(52), 13,198-13,203.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1809197115>.

- Valet, J.-P. & Meynadier, L. 1998. A comparison of different techniques for relative paleointensity. *Geophysical Research Letters*, 25(1): 89-92. doi: 10.1029/97GL03489
- Valet, J.-P., 2003. Time variations in geomagnetic intensity. *Reviews in Geophysics*, 41 (1), 4-1.
- Wardinski, I. & Korte, M. 2008. The evolution of the core-surface Flow over the last seven thousand years, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 113, B05101, doi:10.1029/2007JB005024.
- Xuan, C. & Channell, J. 2008. Origin of orbital periods in the sedimentary relative paleointensity records. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 169: 140-151. doi: 10.1016/j.pepi.2008.07.017.
- Yamazaki, T., Yamamoto, Y., Acton, G., Guidry, E.P. & Richter, C. 2013. Rock-magnetic artifacts on long-term relative paleointensity variations in sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(1), 29–43. <https://doi.org/10.1002/ggge.20064>
- Zijderveld, J.D.A. 1967. *Demagnetization of rocks: Analysis of results*, in *Methods in Palaeomagnetism*, edited by D. W. Collinson et al., pp. 254–286, Elsevier, Amsterdam.

CAPÍTULO 4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

4.1 SÍNTESE DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

A disponibilidade de dados paleomagnéticos direcionais contínuos para o período do Pleistoceno superior ao Holoceno superior, ou últimos 50 mil anos, na América do Sul é limitada (e.g., Brachfeld *et al.*, 2000; Mazaud *et al.*, 2002; Stoner *et al.*, 2002, 2003; Gogorza *et al.*, 2002, 2004, 2006, 2011, 2012, 2018; Kaiser *et al.*, 2005; Macri *et al.*, 2005; Macri *et al.*, 2010; Willmott *et al.*, 2006; Irurzun *et al.*, 2006; Lund *et al.*, 2006; Nilsson *et al.*, 2011; Hartmann *et al.*, 2010, 2011, 2019; Collins *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013; Turner *et al.*, 2015; Poletti *et al.*, 2016; Channell *et al.*, 2017; Trindade *et al.*, 2018; Jaqueto *et al.*, 2022; Lopes *et al.*, 2022). Esta notável escassez de registros abrangentes na região dificulta a nossa compreensão das variações geomagnéticas durante este período. Preencher esta lacuna nos dados é essencial para desvendar a história paleomagnética da América do Sul e as suas implicações para uma investigação geomagnética mais ampla. Os principais registros existentes foram obtidos em sedimentos lacustres (e.g., Gogorza *et al.*, 2002; Kaiser *et al.*, 2005; Lund *et al.*, 2006; Irurzun *et al.*, 2006; Gogorza *et al.*, 2012, 2018; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013; Lopes *et al.*, 2022), sedimentos marinhos do Atlântico Sul (Stoner *et al.*, 2002, 2003; Channell *et al.*, 2017) e estalagmites do Brasil (Trindade *et al.*, 2018; Jaqueto *et al.*, 2022).

Os registros da variação paleosecular na América do Sul e Atlântico Sul são fundamentais para o entendimento de uma das feições mais pronunciadas do campo geomagnético, a Anomalia Magnética do Atlântico Sul (Olson & Amit, 2006; Hartmann & Pacca, 2009; Hartmann *et al.*, 2010, 2011, 2019; Terra-Nova *et al.*, 2017; Trindade *et al.*, 2018). Para entender esta feição de anomalia de intensidade do campo, é importante abastecer os modelos teóricos (e.g., Korte *et al.*, 2009; Korte & Constable, 2011; Korte *et al.*, 2011; Nilsson *et al.*, 2014; Pavón Carrasco *et al.*, 2014; Constable *et al.*, 2016; Panovska *et al.*, 2019) com dados de qualidade.

Neste trabalho, foram estudados quatro testemunhos. Dois deles, o PT-04 (31°01'55"S, 51°18'04"W) e o PT-06 (31°01'55"S, 51°18'04"W) são localizados na Lagoa dos Patos, na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul. Os outros dois, o SAT-048A (29°11'52,11"S; 47°15'10,21"W) e o SIS-188 (29°13'16,26"S; 47°17'17,61"W) estão localizados na Bacia de Pelotas, sudoeste do Atlântico Sul. Estes quatro testemunhos geraram novos dados de PSV para o período de aproximadamente 46,5 até 3,3 ka AP. Além disso, estes dados foram comparados com dados existentes no Atlântico Sul e América do Sul. Embora situados a uma

distância considerável dos locais previamente estudados, uma faixa que normalmente abrange variações regionais no campo geomagnético submilênar, conforme identificado por Korte *et al.*, (2019), essas posições na América do Sul e no Atlântico Sul permanecem como as fontes mais próximas de curvas de PSV adequadas para comparação. As localizações estratégicas dos quatro *sites* estudados aumentam a sua relevância na captura e compreensão das particularidades regionais nas mudanças geomagnéticas durante esse período.

4.1.1 Lagoa dos Patos (PT-04 e PT-06)

Os valores de inclinação e declinação relativa calculados para os testemunhos PT-04 e PT-06 são consistentes entre as amostras contínuas e revelam mudanças direcionais que variam gradualmente. A inclinação paleomagnética média ($-38,3^\circ$) dos dois testemunhos é $11,9^\circ$ maior do que a inclinação esperada para o GAD ($-50,2^\circ$) na localidade estudada. Os valores médios de inclinação observados em nossos dados são inferiores aos valores observados nos dados provenientes da Argentina. Isto é esperado devido à diferença latitudinal entre os locais. Os valores de inclinação do registro da Lagoa dos Patos apresentam tendências semelhantes quando comparadas com o modelo SHA.DIF.14k, entre 4,54 e 4,13 ka AP aproximadamente. Essa correlação também ocorre por aproximadamente 100 anos no topo da seção, entre 3,43 e 3,33 ka AP. No restante do registro (~700 anos), a inclinação da Lagoa dos Patos é inferior à predita pelos modelos.

Os valores de inclinação fornecidos pelos modelos CALS10k.2 e SHA.DIF.14k são geralmente superiores aos valores obtidos nos *sites* sul-americanos. Embora sejam observadas semelhanças durante alguns períodos para algumas localidades, em geral os modelos não são capazes de representar adequadamente as variações de inclinação observadas na América do Sul para o intervalo de tempo estudado. Dois fatores principais podem explicar as diferenças inferidas. Primeiro, o Hemisfério Sul está mal representado, contribuindo com aproximadamente 3% dos dados direcionais utilizados na modelagem e 5% dos dados de intensidade (e.g., Donadini *et al.*, 2009; Korte *et al.*, 2009; Brown *et al.*, 2015). Em segundo lugar, o resultado do modelo é suavizado e não leva em conta a variabilidade observada em algumas localidades.

Tomados todos os dados em conjunto, os resultados da Lagoa dos Patos expressam uma baixa variação de inclinação no intervalo estudado em comparação com os dados da América do Sul existentes. Estes resultados sugerem um período

de pequenas variações do campo geomagnético, o que é indicativo de contribuições não dipolares reduzidas, diferente do que ocorre atualmente na região da AMAS. Resultados semelhantes foram encontrados na estalagmite DBE50 do Brasil central (Jaqueto *et al.*, 2022).

Nossos resultados de magnetismo de rocha da Lagoa dos Patos indicam uma componente de magnetização bem definida, transportada por pseudo-domínio simples (PSD) ou magnetita e titanomagnetita. A concentração magnética apresenta variações inferiores a um fator de 10, o que é adequado para reconstruir as curvas RPI (Tauxe, 1993).

Em geral, nossos dados de RPI mostram variações de alta amplitude, que diferem das variações suavizadas previstas pelos modelos geomagnéticos globais. No entanto, a tendência da curva RPI é muito semelhante aos modelos geomagnéticos globais. Mudanças repentinas de campo magnético foram registradas na América do Sul (Trindade *et al.*, 2018) e na África do Sul (Tarduno *et al.*, 2015; Hare *et al.*, 2018). Esse fenômeno é possivelmente associado à AMAS (e.g., Hartmann & Pacca, 2009).

4.1.2 Sudoeste do Atlântico Sul (SIS-188 e SAT-048A)

O registro da curva média dos testemunhos SIS-188 e SAT-048A contém um intervalo de direções anômalas. De acordo com a tendência dos valores de idades em função da profundidade baseada em idades calibradas por radiocarbono, as direções anômalas ocorrem em profundidades com idades de aproximadamente 40 mil anos, época associada à ocorrência da excursão geomagnética Laschamp. A variação de inclinação registrada nessa profundidade é superior a 45°, caracterizando uma significativa mudança de direção de orientação do campo geomagnético. Consideramos que o intervalo de inclinação anômala registrada nos testemunhos SIS-188 e SAT-048A é a excursão Laschamp (e.g., Bonhommet & Zahringer, 1969; Laj *et al.*, 2014; Lund *et al.*, 2005, 2017; Channell *et al.*, 2017). Este é o primeiro registro dessa excursão no sudoeste do Atlântico Sul.

A variação registrada na curva média de inclinação dos registros da Bacia de Pelotas apresenta similaridade em relação às tendências previstas pelos modelos CALS10k.2 (Constable *et al.*, 2016), SHA.DIF.14k (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014), GGF100k (Panovska *et al.*, 2018), GGFSS70k (Panovska *et al.*, 2021) e LSMOD.2 (Panovska *et al.*, 2019). No entanto, essa similaridade não é observada nos intervalos de 30,5 a 27 ka AP e de 19 a 10,5 ka AP.

A inclinação paleomagnética média ($-45,7^\circ$) é $2,3^\circ$ maior do que a inclinação esperada para o GAD (-48°) na localidade estudada. A variação mais significativa no registro de inclinação é observada à medida que a inclinação magnética aumenta constantemente de cerca de 42,25 ka AP para aproximadamente 40,5 ka AP, com uma duração de aproximadamente 1,75 ka, que foi interpretada como a excursão Laschamp (Bonhommet & Zahringer, 1969; Lund *et al.*, 2005, 2017; Channell *et al.*, 2017). Isto não está claro em outros locais estudados nesta região.

Nossos resultados de magnetismo de rochas da Bacia de Pelotas indicam uma componente de magnetização bem definida por magnetita pseudo-domínio simples (PSD). A concentração magnética apresenta variações inferiores a um fator de 10, considerado adequado para reconstruir as curvas RPI (Tauxe, 1993).

Os registros RPI dos testemunhos SIS-188 e SAT-048A da Bacia de Pelotas foram comparados com os modelos globais (CAL510k.2, SHA.DIF.14 k, GGF100k e GGFSS70k) abrangendo o intervalo entre 46,5 e 5,45 ka AP. A curva média da Bacia de Pelotas apresenta variações consistentes com os registros mais próximos disponíveis para comparação, por exemplo, Lago Escondido, Lago El Trébol, Lago Potrok Aike (Gogorza *et al.*, 2002; Irurzun *et al.*, 2006; Gogorza *et al.*, 2012; Lisé-Pronovost *et al.*, 2013) e os testemunhos marinhos 21PC02 e 10PC03 (Channell *et al.*, 2000). Todos esses registros, incluindo previsões globais de paleointensidade, obtidas a partir dos modelos CAL510k.2, SHA.DIF.14 k, GGF100k e GGFSS70k (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014; Constable *et al.*, 2016; Panovska *et al.*, 2018; Panovska *et al.*, 2021), apresentam padrões de variação consistentes, confirmando assim a confiabilidade dos dados da nossa curva média dos testemunhos SIS-188 e SAT-048A. Na curva média da Bacia de Pelotas, é observada uma tendência de decréscimo na paleointensidade relativa relacionada à excursão Laschamp em ~ 40 ka AP (Bonhommet & Zahringer, 1969; Lund *et al.*, 2005, 2017; Channell *et al.*, 2017, 2020).

Os dados da curva média de $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\text{ARM}_{10\text{mT}}$ foram comparados com a curva ^{10}Be . A quantidade de ^{10}Be na atmosfera está inversamente relacionada à intensidade do campo geomagnético. É notável que o máximo de ^{10}Be ocorre pouco depois do mínimo de $\text{NRM}_{10\text{mT}}/\text{ARM}_{10\text{mT}}$ correspondente à excursão de Laschamp. Além disso, parece existir uma semelhança entre as duas curvas no período entre 46,5 e 22,5 ka AP. A não coincidência temporal entre os máximos (mínimos) de paleointensidade e mínimos (máximos) de fluxo de ^{10}Be pode ser explicada em razão de que os dados paleomagnéticos são uma medida relativa, pela diferença nas resoluções temporais

das séries analisadas, e pelo tempo decorrido entre as variações do campo geomagnético e do fluxo de ^{10}Be e o seu registro nos sedimentos.

4.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir do estudo de dados de sedimentos de quatro testemunhos foi possível obter um registro contínuo e de alta resolução da PSV no período entre 4,54 e 3,32 ka AP e 46,5 a 5,45 ka AP. Nossos testemunhos estão localizados em uma região que contribui apenas com uma pequena fração dos dados paleodirecionais e de paleointensidade relativa para o banco de dados global. Os dados dessa tese são inéditos e, portanto, valiosos, pois contribuirão no aperfeiçoamento e reconstrução do campo geomagnético no passado para o hemisfério sul.

Com base nos dados expostos nesta tese e em pesquisas anteriores, podemos afirmar que:

- i) Os sedimentos quando bem preservados e recuperados sob boas condições são ótimos registradores do CMT ao longo do tempo.
- ii) A paleointensidade relativa registrada nos quatro testemunhos apresentam características semelhantes quando comparadas com os registros da América do Sul e de regiões oceânicas próximas e com previsões de modelos geomagnéticos para essa região. No entanto, em alguns intervalos apresentam diferenças significativas que devem ser corroboradas futuramente com novos estudos e com os modelos teóricos de campo.
- iii) Variações significativas de inclinação, provavelmente refletindo a excursão Laschamp foram identificadas. A paleointensidade relativa também apresenta uma diminuição durante o máximo de variação da inclinação, o que é esperado neste intervalo. Durante a excursão Laschamp, nossos dados mostram uma diminuição na paleointensidade relativa pouco antes do aumento no fluxo de ^{10}Be .
- iv) As mudanças que observamos na PSV podem estar associadas à presença da AMAS nessa região. No entanto, ressaltamos que os dados existentes para a região são insuficientes para maiores conclusões.

Os resultados apresentados fornecem uma curva da variação paleosecular que somado a outros estudos são capazes de descrever um comportamento mais

confiável do campo geomagnético nesses períodos. Estes registros agora farão parte de um banco de dados global e poderão ser utilizados para refinar os modelos geomagnéticos, permitindo que estes representem mais fielmente as variações geomagnéticas ocorridas no passado. A partir de modelos mais confiáveis será possível abordar questões sobre o funcionamento do núcleo, excursões, reversões e anomalias magnéticas de forma mais assertiva.

4.3 REFERÊNCIAS

- Bonhommet, N. & Zähringer, J. 1969. Paleomagnetism and potassium argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth and Planetary Science Letters*, 6 (1): p. 43-46. doi:10.1016/0012-821X(69)90159-9
- Brachfeld, S. & Banerjee, S.K. 2000. A new high-resolution geomagnetic paleointensity record for the North American Holocene: a comparison of sedimentary and absolute intensity data. *J. Geophys. Res.* 105 (B1), 821 e 834.
- Brown, M.C., Donadini, F., Nilsson, A., Panovska, S., Frank, U., Korhonen, K., Schuberth, M., Korte, M. & Constable, C.G. 2015. GEOMAGIA50.v3: 2. A new paleomagnetic database for lake and marine sediments. *Earth Planets Space* 67. <http://dx.doi.org/10.1186/s40623-015-0233-z>.
- Channell, J.E.T., Vázquez Riveiros, N., Gottschalk, J., Waelbroeck, C. & Skinner, L.C. 2017. Age and duration of Laschamp and Iceland Basin geomagnetic excursions in the South Atlantic Ocean, *Quat. Sci. Rev.*, **167**, 1–13, doi:10.1016/j.quascirev.2017.04.020.
- Channell, J.E.T., Singer, B.S. & Jicha, B.R. 2020. Timing of Quaternary geomagnetic reversals and excursions in volcanic and sedimentary archives, *Quaternary Science Reviews*, **228**, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106114>.
- Collins, L.G., Hounslow, M.W., Allen, C.S., Hodgson, D.A., Pike, J. & Karloukovski, V.V. 2012. Paleomagnetic and biostratigraphic dating of marine sediments from the Scotia Sea, Antarctica: first identification of the Laschamp excursion in the Southern Ocean. *Quat. Geochronol.* 7, 67–75.
- Constable, C., Korte, M. & Panovska, S. 2016. Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 453, 78–86. doi: 10.1016/j.epsl.2016.08.015.

- Donadini, F., Korte, M. & Constable, C.G. 2009. Geomagnetic field for 0–3ka: 1. New data sets for global modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, 6, Q06007.
- Dormy, E., Valet, J.-P. & Courtillot, V. 2000. Numerical models of the geodynamo and observational constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(10).
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M.A.E. & Vilas, J.F. 2002. Paleosecular variations 0–19,000 years recorded by sediments from Escondido Lake (Argentina), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 133, 35–55, doi:10.1016/S0031-9201(02)00086-9.
- Gogorza, C.S.G., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M.A.E., Bertorello, H.R. & Sinito, A.M. 2004. Paleointensity studies on Holocene–Pleistocene sediments from Lake Escondido, Argentina, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 145, 219–238, doi:10.1016/j.pepi.2004.03.010.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Chaparro, M.A.E., Lirio, J.M. Nuñez, H., Bercoff, P.G. & Sinito, A.M. 2006. Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 21,000 years BP from sediment cores, Lake El Trébol (Patagonia, Argentina), *Earth Planets Space*, 58, 1323–1332, doi: 10.1186/BF03352628.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Sinito, A.M., Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Haberzettl, T., Ohlendorf, C., Kastner, S. & Zolitschka, B. 2012. High-resolution paleomagnetic records from Laguna Potrok Aike (Patagonia, Argentina) for the last 16,000 years, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q12Z37, doi:10.1029/2011GC003900.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Orgeira, M.J., Palermo, P. & Llera, M. 2018. A continuous Late Holocene paleosecular variation record from Carmen Lake (Tierra del Fuego, Argentina), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 280, 40–52, doi: 10.1016/j.pepi.2018.04.006.
- Hare, V.J., Tarduno, J.A., Huffman, T., Watkeys, M., Thebe, P.C., Manyanga, M., Bono, R.K. & Cottrell, R.D. 2018. New archeomagnetic directional records from Iron Age southern Africa (ca. 425–1550 CE) and implications for the South Atlantic Anomaly. *Geophys. Res. Lett.* 45, 1361–1369. <https://doi.org/10.1002/2017GL076007>.
- Hartmann, G.A. & Pacca, I.G. 2009. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 81, 243–255. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652009000200010>.

- Hartmann, G.A., Genevey, A., Gallet, Y., Trindade, R.I.F., Etchevarne, C., Le Goff, M. & Afonso, M.C. 2010. Archeointensity in Northeast Brazil over the past five centuries. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296, 340-352.
- Hartmann, G., Genevey, A., Gallet, Y., Trindade, R. & Le Goff, M. 2011. New historical archeointensity data from Brazil: evidence for a large regional non-dipole field contribution over the past few centuries. *Earth Planet. Sci. Lett.* 306, 66–77.
- Hartmann, G., Poletti, W., Trindade, R., Ferreira, L.M. & Sanches, P.L.M. 2019. New archeointensity data from South Brazil and the influence of the South Atlantic Anomaly in South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 512, 124–133
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Lirio, J.M., Nuñez, H. & Chaparro, M.A.E. 2006. Paleosecular variations recorded by sediments from Lake El Trébol, Argentina. *Phys. Earth Planet. Int.* 154, 1-17.
- Jaqueto, P., Trindade, R.I.F., Terra-Nova, F., Feinberg, J.M., Novello, V.F., Strikís, N.M., Schroedl, P., Azevedo, V., Strauss, B.E., Cruz, F.W., Cheng, H. & Edwards, R.L. 2022. Stalagmite paleomagnetic record of a quiet mid-to-late Holocene field activity in central South America. *Nature Communications*, 13, 1349.
- Kaiser, J., Lamy, F. & Hebbeln, D. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009.
- Korte, M., Donadini, F. & Constable, C.G. 2009. Geomagnetic field for 0–3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q06008
- Korte, M. & Constable, C. 2011. Improving geomagnetic field reconstructions for 0–3 ka. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 188, 247–259. doi:10.1002/2017GL076007.
- Korte, M., Constable, C., Donadini, F. & Holme, R. 2011. Reconstructing the Holocene geomagnetic field. *Earth Planet. Sci. Lett.* 312, 497 e 505.
- Korte, M., Brown, M.C., Gunnarson, S.R., Nilsson, A., Panovska, S., Wardinski, I. & Constable, C.G. 2019. Refining Holocene geochronologies using paleomagnetic records. *Quat. Geochron.* 50, 47–74. doi: 10.1016/j.quageo.2018.11.004.
- Laj, C., Guillou, H. & Kissel, C. 2014. Dynamics of the Earth Magnetic Field in the 10-75 kyr Period Comprising the Laschamp and Mono Lake Excursions: New Results from the French Chaîne des Puys in a Global Perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, 387, 184-197. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.031
- Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Gogorza, C., Haberzettl, T., Preda, M., Kliem, P., Francus, P. & Zolitschka, B. 2013. The PASADO Science Team. High-resolution

- paleomagnetic secular variations and relative paleointensity since the Late Pleistocene in southern South America. *Quat. Sci. Rev.* 71, 91-108.
- Lopes, C.T., Savian, J.F., Frigo, E., Endrizzi, G., Hartmann, G.A., Santos, N.O., Trindade, R.I.F., Ivanoff, M.D., Toldo, E.E., Fauth, G., Oliveira, L.V. & Bom, M.H.H. 2022. Late Holocene paleosecular variation and relative paleointensity records from Lagoa dos Patos (southern Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 332. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2022.106935>.
- Lund, S. P., Schwartz, M., Keigwin, L. & Johnson, T. 2005. Deep-sea sediment records of the Laschamp geomagnetic field excursion (~ 41,000 calendar years before present). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B4).
- Lund, S.P., Stoner, J. & Lamy, F. 2006. Late Quaternary paleomagnetic secular variation and chronostratigraphy from ODP sites 1233 and 1234. In: Tiedemann, R., Mix, A.C., Richter, C. & Ruddiman, W.F. (Eds.), 2006b. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 202.
- Lund, S., Benson, L., Negrini, R., Liddicoat, J. & Mensing, S. 2017. A full-vector paleomagnetic secular variation record (PSV) from Pyramid Lake (Nevada) from 47–17 ka: Evidence for the successive Mono Lake and Laschamp Excursions. *Earth and Planetary Science Letters* 458: 120-129.
- Macri, P., Sagnotti, L., Dinares-Turell, J. & Caburlotto, A. 2005. A composite record of Late Pleistocene relative geomagnetic paleointensity from the Wilkes Land Basin (Antarctica). *Phys. Earth Planet. Int.* 151, 223–242.
- Macri, P., Sagnotti, L., Dinarès-Turell, J. & Caburlotto, A. 2010. Relative geomagnetic paleointensity of the Brunhes Chron and the Matuyama-Brunhes precursor as recorded in sediment core from Wilkes Land Basin (Antarctica). *Phys. Earth Planet. Int.* 179, 72–86.
- Mazaud, A., Sicre, M.A., Ezat, U., Pichon, J.J., Duprat, J., Laj, C., Kissel, C., Beaufort, L., Michel, E. & Turon, J.L. 2002. Geomagnetic-assisted stratigraphy and sea surface temperature changes in core MD94-103 (Southern Indian Ocean): possible implications for North-South climatic relationships around H4. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201 (1), 15, 159–170.
- Nilsson, A., Muscheler, R., Snowball, I., Aldahan, A., Possnert, G., Augustinus, P., Atkin, D. & Stephens, T. 2011. Multi-proxy identification of the Laschamp geomagnetic field excursion in Lake Pupuke, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311 (1–2), 155–164.

- Nilsson, A., Holme, R., Korte, M., Suttie, N. & Hill, M. 2014. Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications. *Geophys. J. Int.* 198 (1), 229–248.
- Olson, P. & Amit, H. 2006. Changes in earth's dipole. *Naturwissenschaften* 93 (11), 519–542.
- Panovska, S., Constable, C. & Brown, M. 2018. Global and Regional Assessments of Paleosecular Variation Activity Over the Past 100 ka. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 19, 5, 1559–1580.
- Panovska, S., Korte M. & Constable C.G. 2019. One hundred thousand years of geomagnetic field evolution. *Rev. Geophys.* 57, 1289–1337.
- Panovska, S., Korte, M., Liu, J. & Nowaczyk, N. 2021. Global Evolution and Dynamics of the Geomagnetic Field in the 15-70 kyr Period Based on Selected Paleomagnetic Sediment Records. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*. doi: 10.1029/2021JB022681
- Pavón Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L. & Torta, J.M. 2014. A Matlab tool for archaeomagnetic dating. *J. Archaeol. Sci.* 38, 408–419.
- Poletti, W., Trindade, R.I., Hartmann, G.A., Damiani, N. & Rech, R.M. 2016. Archeomagnetism of Jesuit Missions in South Brazil (1657–1706 AD) and assessment of the South American database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 445, 36–47.
- Stoner, J.S., Laj, C., Channell, J.E.T. & Kissel, C. 2002. South Atlantic and North Atlantic geomagnetic paleointensity stacks (0e80 ka): implications for interhemispheric correlation. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1141e1151.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., Hodell, D.A. & Charles, C.D. 2003. A 580 kyr paleomagnetic record from the sub-Antarctic South Atlantic (Ocean Drilling Program Site 1089). *J. Geophys. Res.* 108 (B5), 2244.
- Tarduno, J., Watkeys, M., Huffman, T. Cottrell, R.D., Blackman, E.G., Wendt, A., Scribner, C.A. & Wagner, C.L. 2015. Antiquity of the South Atlantic Anomaly and evidence for top-down control on the geodynamo. *Nat. Commun.* 6, 7865. <https://doi.org/10.1038/ncomms8865>.
- Tauxe, L. 1993. Sedimentary records of relative paleointensities of the geomagnetic field: theory and practice. *Rev. Geophys.* 31, 319–354.
- Terra-Nova, F., Amit, H., Hartmann, G.A., Trindade, R.I.F. & Pinheiro, K.J. 2017. Relating the South Atlantic Anomaly and geomagnetic flux patches. *Physics of the Earth and planetary interiors*, v. 266, p. 39-53.

- Trindade, R.I.F., Jaqueto, P., Terra-Nova, F., Brandt, D., Hartmann, G.A., Feinberg, J., Strauss, B., Novello, V., Cruz Jr., F.W., Karmann, I., Cheng, H. & Edwards, R. 2019. Speleothem record of geomagnetic South Atlantic Anomaly recurrence. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 115 (52), 13198–13203
- Turner, G.M., Howarth, J.D., de Gelder, G.I.N.O. & Fitzsimons, S.J. 2015. A new high-resolution record of Holocene geomagnetic secular variation from New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 296–307.
- Willmott, V., Domack, E.W., Canals, M. & Brachfeld, S. 2006. A high resolution paleointensity record from the Gerlache-Boyd palaeo-ice stream region, northern Antarctic Peninsula. *Quat. Res.* 66, 1–11.

CAPÍTULO 5 – ARQUIVOS COMPLEMENTARES

5.1 COMPROVANTE DE PUBLICAÇÃO DO ARTIGO I

Physics of the Earth and Planetary Interiors 332 (2022) 106935



Contents lists available at ScienceDirect

Physics of the Earth and Planetary Interiors

journal homepage: www.elsevier.com/locate/pepi

Late Holocene paleosecular variation and relative paleointensity records from Lagoa dos Patos (southern Brazil)

Camila T. Lopes^{a,*}, Jairo F. Savian^b, Everton Frigo^{b,c}, Gabriel Endrizzi^b,
 Gelvam A. Hartmann^d, Nicolau O. Santos^e, Ricardo I.F. Trindade^f, Michel D. Ivanoff^a,
 Elirio E. Toldo Jr^b, Gerson Fauth^g, Lucas V. Oliveira^g, Marlene H.H. Bom^g

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91540-000, Porto Alegre, Brazil

^b Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91540-000 Porto Alegre, Brazil

^c Universidade Federal do Pampa, Avenida Pedro Anunciação, 111, 96570-000, Capão do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil

^d Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Rua Carlos Gomes, 250, 13083-855, Campinas, SP, Brazil

^e Instituto de Informática, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900 Porto Alegre, Brazil

^f Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, 05508-090, São Paulo, Brazil

^g Instituto Tecnológico de Paleogeografia e Mudanças Climáticas (itt Oceanon), UNISINOS, Av. UNISINOS, 950, 93022-750 São Leopoldo, RS, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:
 Paleomagnetism
 Paleosecular variation
 Late Holocene
 Lake sediments
 South Brazil

ABSTRACT

Lake and lagoon sediments are important recorders of the Earth's magnetic field variations. However, the Southern Hemisphere, particularly the South American continent, contributes only a small fraction of the global paleosecular variation (PSV) and relative paleointensity data, which hinders a better understanding of the global PSV. Moreover, the scarcity of information on the geomagnetic field in South Brazil for the past few millennia impedes, for example, a detailed analysis of the evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA), which encompasses the weakest geomagnetic field on the Earth's surface. Here, we present high-resolution paleomagnetic and rock magnetic data of two cores collected at the lagoon of Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul State, Brazil. Sediment cores from Lagoa dos Patos represent the period from ~4540 to 3320 cal years BP. Rock magnetic results show the remanent magnetization resides in pseudo single-domain (PSD) magnetite and/or titanomagnetite. Magnetization inclinations and declinations were isolated after alternating field demagnetization (AFD) and principal component analysis (PCA). Mean inclinations are -39.6° and -30.4° for cores PT-04 and PT-06, respectively. Relative paleointensity results are compatible with geomagnetic field models, implying very promising results in the reconstruction of a reference curve for the region. As there is no PSV and relative paleointensity data for this region in this period, this study helps to elucidate the past field and the presence of SAMA in South America.

5.2 COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO II

14/03/2024, 23:44

ScholarOne Manuscripts

ScholarOne Manuscripts™

Camilla Lopes

Instructions & Forms

Help

Log Out



Geophysical Journal International

[Home](#) | [Author](#) | [Review](#)[Author Dashboard](#) / [Submission Confirmation](#)

Submission Confirmation

[Print](#)

Thank you for your submission

Submitted to Geophysical Journal International

Manuscript ID GJI-S-24-0150

Title Paleodirectional and relative paleointensity variations since the Late Pleistocene to the Middle Holocene in South Brazil

Authors Lopes, Camila
Savian, Jairo
Frigo, Everton
Hartmann, Gelvam
Pivel, Maria
Panovska, Sanja
Coimbra, João
Petró, Sandro

<https://mc.manuscriptcentral.com/gji>



1/2

5.3 PARTICIPAÇÃO EM EVENTOS CIENTÍFICOS

5.3.1 I Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Rio de Janeiro, RJ, Brasil)



I Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (I SBGGM)

49ª Reunião Anual do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM)
3º Workshop International Ocean Drilling Program (IODP / CAPES)
1º Workshop de Hidrografia Portuária e Petrolífera
3º Workshop de Geologia e Geofísica Marinha



UM ESTUDO DA VARIAÇÃO SECULAR PALEOMAGNÉTICA E PALEOINTENSIDADE RELATIVA DE SEDIMENTOS DA BACIA DE PELOTAS: RESULTADOS PRELIMINARES

LOPES, C.¹; ENDRIZZI, G.¹; SAVIAN, F.¹; HARTMANN, A.²; TRINDADE, R.³; FRIGO, E.⁴;
IVANOFF, M.¹; TOLDO JR, E.¹; MACARIO, K.⁵; PIVEL, M.¹; COIMBRA, J.¹; PETRO, S.¹;
LEONHARDT, A.⁶

Universidade Federal do Rio Grande do Sul¹ (Camilla Trindade Lopes, camilla.trindade.lopes@hotmail.com); Universidade Estadual de Campinas²; Universidade de São Paulo³; Universidade Federal do Pampa⁴; Universidade Federal Fluminense⁵; Universidade Federal do Rio Grande⁶

As variações do campo magnético terrestre (CMT) podem ser estudadas a partir de observações da sua direção (declinação e inclinação) e intensidade total determinadas na superfície e subsuperfície da Terra para diferentes intervalos de tempo, permitindo estudos da evolução do campo no passado. Os dados de variação secular do CMT são a principal fonte de informação sobre o funcionamento do geodínamo e, por consequência, sobre a formação e a dinâmica do núcleo terrestre. Variações da escala de tempo de 102-103 anos são ainda mal compreendidas em função da distribuição irregular dos dados existentes no globo, existe um desequilíbrio em termos de distribuição espacial e qualidade, entre os dados magnéticos direcionais e de intensidade na literatura mundial. O hemisfério Sul contribui com menos de 3% dos dados direcionais e com aproximadamente 5% dos dados de intensidade para o banco de dados mundial. Além disso, encontra-se no continente sul-americano a mais notável anomalia magnética da Terra – a Anomalia Magnética do Atlântico Sul (ASA) - responsável pela maior decadência de dipolos registrados nos séculos passados. Saber qual a influência da ASA no CMT no Hemisfério Sul é uma das tantas questões a serem respondidas a respeito do CMT. Sedimentos são importantes registros do CMT no passado e também na dinâmica do paleoambiente. Neste trabalho, mostramos dados paleomagnéticos e de paleointensidade preliminares baseados em dois testemunhos (SIS-188 e SAT-048A) amostrados a 228 km da costa do sul do Brasil, na Baía de Pelotas, que cobrem, aproximadamente os últimos 40 mil anos. A variação do CMT foi estudada a partir de dados de declinação, inclinação e intensidade medidas nos sedimentos. Para determinar as variações do portador e tamanho de grão magnético foram obtidos dados de susceptibilidade magnética (χ), magnetização remanente anisotrópica (ARM), magnetização remanente isotérmica (IRM) e curvas de histerese. O portador magnético principal é um mineral de baixa coercividade (e.g., magnetita) pseudo-domínio simples (PSD). Dados de declinação e inclinação foram obtidos através da desmagnetização das amostras por campos alternados. Os valores de inclinação do campo variam entre $-86,6^\circ$ e $17,7^\circ$ para ambos os testemunhos, coincidindo com valores previamente obtidos no Sul da Argentina para o mesmo período. A partir desses dados serão construídas curvas de variação do CMT e modelos de idade baseados em datações de radiocarbono e no registro de isótopos de oxigênio em foraminíferos bentônicos, que consequentemente contribuirão para determinar os períodos de maior variação do campo geomagnético, bem como realizar a comparação com modelos geomagnéticos de dados já existentes. Esta nova base de dados contribuirá para discutir e entender melhor as variações seculares geomagnéticas na América do Sul, particularmente as variações dipolares e não-dipolares do CMT.

5.3.2 II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Porto Alegre, RS, Brasil)



II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (II SBGGM)
 50ª Reunião Anual do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM)
 4º Workshop International Ocean Drilling Program (IODP / CAPES)
 2º Workshop de Hidrografia Portuária e Petrolífera
 4º Workshop de Geologia e Geofísica Marinha



UM ESTUDO DA VARIAÇÃO PALEOSECULAR ATRAVÉS DE REGISTROS DE SEDIMENTO DO HOLOCENO TARDIO NO EXTREMO SUL DA AMÉRICA DO SUL

LOPES, T.C.¹; SAVIAN, F.J.¹; FRIGO, E.^{1,2}; ENDRIZZI, G.¹; HARTMANN, G.A.³; SANTOS, N.O.⁴; TRINDADE, R.I.F.⁴; IVANNOFF, M.D.¹; TOLDO JR, E.E.¹; ROBERTS, A.P.⁵

Universidade Federal do Rio Grande do Sul¹ (Camila Trindade Lopes, camila.trindade@ufrgs.br); Universidade Federal do Pampa²; Universidade Estadual de Campinas³; Universidade de São Paulo⁴; The Australian National University⁵

A variação no campo geomagnético terrestre (CMT) ocorre em escalas de tempo variando de minutos (tempestades magnéticas) a milhões de anos (inversão de polaridade). A variação secular opera com uma escala de tempo da ordem de 10^2 - 10^4 anos, durante o qual a direção do campo é medida em um determinado ponto da superfície da Terra. A variação paleosecular (PSV) descreve o comportamento do campo geomagnético nas escalas anuais e milenares, registradas por remanescentes paleomagnéticos. As sequências sedimentares podem registrar a sedimentação contínua a taxas altas o suficiente para permitir a extração de um registro em série da variação secular do CMT. Os dados de variação secular do CMT são a principal fonte de informação sobre o funcionamento do geodínamo, e, por consequência, sobre a formação e a dinâmica do núcleo terrestre. No entanto, nota-se um desequilíbrio muito grande na distribuição espacial dos dados magnéticos direcionais e de intensidade na literatura mundial. Para os últimos 4 ka, o Hemisfério Sul contribui com menos de 3% dos dados direcionais e com aproximadamente 5% dos dados de intensidade para o banco de dados mundial. A forte discrepância no banco de dados entre os hemisférios é um fator limitante no desenvolvimento dos modelos que traçam a evolução do campo, consequentemente, no avanço do conhecimento dos processos de geração do campo para os últimos milênios. Neste trabalho apresentamos dados paleomagnéticos de dois testemunhos (PT04 e PT06) de um projeto de perfuração localizado na Lagoa dos Patos no extremo sul do Rio Grande do Sul. A recuperação das sequências sedimentares da Lagoa dos Patos nos permite obter um arquivo geológico para reconstruir a variabilidade milenar do campo geomagnético nessa região entre 4200 e 3200 ka, Holoceno tardio. A variação do CMT foi estudada a partir de dados de declinação, inclinação e intensidade medidas nos sedimentos. Curvas de histerese e de magnetização remanente isotérmica (IRM) foram obtidas para análises da mineralogia magnética. Os dados adquiridos possuem uma alta resolução apresentando informações do campo a cada dez anos aproximadamente. As curvas paleodirecionais obtidos para essa região são correlacionáveis entre si, assim como, os dados dos parâmetros de paleointensidade relativa (NRM/ χ , NRM/SIRM, e NRM/ARM). Com base nesses dados, discutiremos algumas questões que são temas atuais de debate ao mesmo tempo em que estaremos abastecendo o banco de dados mundial. Os dados em escalas de tempo de poucos milhares de anos auxiliarão a estudar as variações do campo dipolar, também a compreender as oscilações do campo não-dipolar na América do Sul entre 4200 e 3200 ka.

5.3.3 AGU Fall Meeting 2019 (San Francisco, CA, Estados Unidos)

AGU Fall Meeting 2019 Abstract Status Notification (#586608)

agumeetingsinfo@agu.org <agumeetingsinfo@agu.org>

Qua, 02/10/2019 21:31

Para: camila.trindade.lopes@hotmail.com <camila.trindade.lopes@hotmail.com>



Dear Camila Trindade:

On behalf of the AGU Fall Meeting 2019 Program Committee, I am pleased to inform you that the abstract listed below is accepted for presentation at AGU's Fall Meeting 2019, taking place on 9-13 December in San Francisco, CA. You are receiving this email as you are listed as the presenting author on this abstract.

The full scientific [online program](#) is available on the [Fall Meeting website](#).

Abstract ID: 586608

Abstract Title: Late Holocene paleosecular variation and relative paleointensity record from Lagoa dos Patos (Rio Grande do Sul, Brazil)

Final Paper Number*: GP41A-0779

Presentation Type: Poster

Session Date and Time: Thursday, 12 December 2019; 08:00 - 12:20



Session Number and Title: GP41A: Refining Our Understanding of Earth's Magnetic Field Variations: Methods, Data, and Models Across All Timescales III Posters

Location: Moscone South, Poster Hall

***Your poster board number is the last four digits of your final paper number: GP41A-0779. Please retain this number.**

5.4 HISTÓRICO DO CURSO

Data 15/03/2024 08:40 -- Página 2 1/2

	Universidade Federal do Rio Grande do Sul Programa de Pós-Graduação em Geociências	
Histórico Curso		

Nome: Camila Trindade Lopes

Cartão: 279123

Situação: ATIVO

Identidade: 4105066734

CPF: 02550514092

Data de Nascimento: 10/06/1991

Curso: GEOCIÊNCIAS - Doutorado

Área de Concentração: GEOLOGIA MARINHA

Orientador: JAIRO FRANCISCO SAVIAN

Proficiência no(s) Idioma(s): Espanhol

Período	Código	Atividade de Ensino/Professor	Créditos	Carga Horária	Conceito	Frequência (%)	Situação	Instituição
24/01/2020		Exame de Qualificação	-	-	-	-	Aprovado	UFRGS
2023/02		Projeto Tese/Dissertação em andamento	-	-	-	-	-	UFRGS
2023/01		Projeto Tese/Dissertação em andamento	-	-	-	-	-	UFRGS
2022/02		Projeto Tese/Dissertação em andamento	-	-	-	-	-	UFRGS
2022/01		Projeto Tese/Dissertação em andamento	-	-	-	-	-	UFRGS
2021/02		Projeto Tese/Dissertação em andamento	-	-	-	-	-	UFRGS
2020/01	GEB00031	Ambientes glaciais modernos Professor: Professor: JEFFERSON CARDIA SIMOES Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2020/01		Estágio Docência Disciplina - GEO02231 - GEOFÍSICA I - 20 horas Professor: JAIRO FRANCISCO SAVIAN Titulação: Doutorado	-	-	-	-	Matriculado	UFRGS
2019/02	GEB27-38	T.E. EM GEOLOGIA MARINHA: Campo geomagnético dos últimos milênios Professor: Palestrante: Wilbor Poletti Professor: Professor: JAIRO FRANCISCO SAVIAN Titulação: Doutorado	2	30	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2019/01	GEB27-32	T.E. em Geologia Marinha: Ferramentas Matemáticas e Computacionais para - Ferramentas Matemáticas e Computacionais para a Análise de Dados Magnéticos de Sedimentos I Professor: Palestrante: Everton Frigo Professor: Professor: JAIRO FRANCISCO SAVIAN Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2018/02	GEB00137	Métodos micropaleontológicos e geoquímicos aplicados à paleoceanografia Professor: Professor: MARIA ALEJANDRA GOMEZ PIVEL Titulação: Doutorado	4	60	A	-	Aprovado	UFRGS
		Aproveitamento de Crédito neste Ingresso	24	-	-	-	Aprov. neste ingresso	
		Espanhol em 08/08/2019	-	-	-	-		

Totais

Créditos cursados com Aprovação neste Curso:	15
Aproveitamento de Créditos neste Ingresso:	24
Total:	39

Conceitos
A - Conceito Ótimo
B - Conceito Bom
C - Conceito Regular
D - Conceito Insatisfatório
FF - Falta de Frequência

Documento gerado sob autenticação Nº GQO.838.970.214

Podendo ser constatada em até 45 dias a partir da data de emissão, na Internet, pelo endereço <http://www.ufrgs.br/autenticacao>, tendo validade sem carimbo e assinatura.

ANEXO I

Título da Tese:

“VARIÇÃO PALEOSECULAR E PALEOINTENSIDADE RELATIVA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO SUL DO BRASIL ENTRE 45 E 3 MIL ANOS”

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **Camila Trindade Lopes**

Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savia

Examinadora: Profa. Dra. Daniele Cornello de Paiva Caldeira Brandt

Data: 18/04/2024

Conceito: A

PARECER:

A candidata apresentou uma tese bem escrita com fundamentação teórica adequada e resultados de alto impacto para a comunidade de Paleomagnetismo e Geomagnetismo. Os resultados estão contidos em dois trabalhos já submetidos a periódicos relevantes da área, um está publicado e outro em revisão.

Durante a defesa e arguição, a candidata demonstrou domínio sobre o assunto abordado.

Assinatura:



Documento assinado digitalmente
DANIELE CORNELLO DE PAIVA CALDEIRA BRANDT
Data: 22/04/2024 13:17:02-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Data: 18/04/2024

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Tese:

“VARIÇÃO PALEOSECULAR E PALEOINTENSIDADE RELATIVA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO SUL DO BRASIL ENTRE 45 E 3 MIL ANOS”

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **Camila Trindade Lopes**

Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savia

Examinador: Dr. Daniel Franco

Data: 18/04/2024

Conceito: A

PARECER:

Considero a aluna aprovada, com máximo conceito. A candidata exibiu erudição e pleno domínio das temáticas associadas à sua tese – o que se espera para a obtenção do título. Obteve novos e relevantes resultados de paleointensidade relativa para o Hemisfério Sul – algo ainda muito escasso na literatura -, tendo já publicado um artigo em um importante periódico internacional indexado. O texto integrador apresenta problemas característicos deste estágio da carreira acadêmica, além de outros ocasionados, provavelmente, pelo modelo de tese adotado atualmente na instituição – o que, sob meu ponto de vista, não compromete a qualidade do trabalho. Por fim, gostaria de salientar o notável conjunto de resultados compreendidos por este trabalho de doutoramento diante do difícil período de desenvolvimento de nossa história. Diante disso, parablenizo a candidata e os orientadores pelo sucesso obtido.

Assinatura:



Data: 18 de abril de 2024.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Tese:	
“VARIÇÃO PALEOSECULAR E PALEOINTENSIDADE RELATIVA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO SUL DO BRASIL ENTRE 45 E 3 MIL ANOS”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autora: Camila Trindade Lopes	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savia	
Examinador: Prof. Dr. Wilbor Poletti	
Data: 18/04/2024	
Conceito: B	
PARECER:	
<p>A tese defendida pela candidata Camila Trindade Lopes apresenta um tema que atualmente está na fronteira do conhecimento da área de Geomagnetismo e Paleomagnetismo (Geociências). A tese contribui com uma quantidade significativa de novos dados (478 registros) de magnetismo de rochas, direcionais e de intensidade relativa. Esses dados são divididos em dois conjuntos com resoluções temporais distintas, e se complementam. Em adicional, o material utilizado advém da colaboração com outros projetos, demonstrando assim, uma ampla alçada em termos de trabalho em equipe. O volume apresentado foi organizado em quatro capítulos. Destaco o capítulo dois, que apresenta um artigo publicado em revista indexada e de relevante importância para a área (Qualis CAPES A2), e o capítulo três que apresenta um manuscrito submetido que se encontra em revisão em revista também indexada e com mesmo conceito CAPES. Não tenho dúvidas da importância de todo material gerado pela tese e reconheço a qualidade de todo trabalho que foi apresentado, do grande comprometimento e qualidade analítica da candidata, assim como da excelência de todo o grupo de pesquisa da qual a tese foi desenvolvida. Meu conceito B se justifica por eu entender que faltou um melhor direcionamento das análises e interpretações dos resultados. No entanto, não tenho dúvidas de que utilizando todo o material que foi obtido, há grandes possibilidades de mais trabalhos relevantes serem publicados. Portanto, concluo que a tese deixa um volume de trabalho consolidado e que tem grande potencial de ser muito explorado em trabalhos futuros tanto na área de concentração da tese quanto em outras áreas.</p>	
Assinatura:	Data: 19/04/2024
 <p>Documento assinado digitalmente WILBOR POLETTI SILVA Data: 19/04/2024 09:10:35-0300 Verifique em https://validar.iti.gov.br</p>	
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	