

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

**PALEOMAGNETISMO E PALEOINTENSIDADE RELATIVA
DO TESTEMUNHO SER-01 (BACIA DE SERGIPE-
ALAGOAS) DURANTE O CRETÁCEO INFERIOR**

HENRIQUE BERGER ROISENBERG

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Franciso Savian

COORIENTADOR – Prof. Dr. Gerson Fauth

Porto Alegre, 2022

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

**PALEOMAGNETISMO E PALEOINTENSIDADE RELATIVA
DO TESTEMUNHO SER-01 (BACIA DE SERGIPE-
ALAGOAS) DURANTE O CRETÁCEO INFERIOR**

HENRIQUE BERGER ROISENBERG

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Franciso Savian

COORIENTADOR – Prof. Dr. Gerson Fauth

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco – Observatório Nacional (ON), Brasil

Prof. Dr. Gelvam André Hartmann – Universidade de Campinas (Unicamp), Brasil

Prof. Dr. Wilbor Poletti – Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM), Brasil

Porto Alegre, 2022

CIP - Catalogação na Publicação

Roisenberg, Henrique Berger
PALEOMAGNETISMO E PALEOINTENSIDADE RELATIVA DO
TESTEMUNHO SER-01 (BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS) DURANTE O
CRETÁCEO INFERIOR / Henrique Berger Roisenberg. --
2022.

89 f.

Orientador: Jairo Francisco Savian.

Coorientador: Gerson Fauth.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2022.

1. Superchron Normal do Cretáceo. 2. Variação
Paleosecular. 3. Paleointensidade Relativa. 4.
Magnetoestratigrafia. I. Savian, Jairo Francisco,
orient. II. Fauth, Gerson, coorient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente ao povo brasileiro, que por meio dos seus impostos permitiu que eu estudasse numa universidade pública, gratuita e de qualidade. Tenho esperança que um dia a educação no meu país será a prioridade.

Agradeço à minha família, meu pai Mauro Roisenberg, minha mãe Mariane Cristine Berger Roisenberg e minha irmã Bruna Berger Roisenberg, por todo o apoio, carinho, consideração e amor incondicionais durante meus estudos. Sem eles eu nunca teria chegado onde cheguei e nunca conseguiria alçar vôos ainda mais altos.

Ao meu orientador Prof. Jairo Francisco Savian e ao meu coorientador Prof. Gerson Fauth meus mais sinceros agradecimentos por terem me auxiliado e orientado durante esse mestrado.

Agradeço também ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que por meio de bolsa me permitiu que eu pudesse me dedicar integralmente aos estudos do mestrado.

À Petrobras, por financiar a pesquisa por meio dos projetos desenvolvidos em colaboração com o Professor Jairo, permitindo que eu pudesse fazer todas as análises necessárias, o meu muito obrigado.

Agradeço à equipe do Laboratório de Paleomagnetismo e do Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos da Universidade de São Paulo por abrirem as portas de seus laboratórios para que pudéssemos passar 15 dias ininterruptos fazendo as análises. Agradeço em especial ao carinho e atenção da Dra. Daniele Brandt, que tanto nos ensinou durante os dias no laboratório.

Meu muito obrigado aos amigos do Laboratório de Paleomagnetismo da UFRGS, com quem durante o período de mestrado tive trocas muito importantes no meu desenvolvimento. Devo um agradecimento especial à Caroline Azzolini Pontel, querida amiga e futura geóloga, que não mediu esforços para me auxiliar na aquisição de dados pro mestrado durante nossos 15 dias em São Paulo. Sem ela essa dissertação não seria possível.

Por fim, agradeço aos meus amigos, que me apoiaram nos momentos agradáveis e nos momentos difíceis da minha caminhada acadêmica.

Não é fácil produzir uma dissertação em meio à uma pandemia, mas quando se está rodeado de pessoas extraordinárias, o caminho fica mais agradável.

“Viver é partir, voltar e repartir.”

(Emicida)

RESUMO

O Cretáceo inferior é caracterizado por importantes mudanças na paleoceanografia e paleoclima da Terra. Estas mudanças incluem o campo magnético da Terra, que apresentou um evento de polaridade normal de 121.4 a 83.65 Ma, estendendo-se do Aptiano Inferior até aproximadamente o limite Santoniano/Campaniano, conhecido como Superchron Normal do Cretáceo (SNC). O comportamento do campo geomagnético durante o SNC não é bem conhecido e há poucos registros deste evento no hemisfério sul. Este trabalho apresenta os primeiros resultados paleomagnéticos de alta resolução dos sedimentos do Aptiano Superior – Albiano Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil, e suas implicações para a variação paleosecular e paleointensidade relativa (PIR) na região equatorial. O modelo de idades foi construído utilizando dados bioestratigráficos. Estudos de magnetismo de rocha foram realizados no testemunho SER-01 para identificar o portador magnético dos sedimentos através da análise de curvas de histerese, aquisição da magnetização remanente isotérmica (MRI) e magnetização remanente anisterética (MRA), curvas termomagnéticas, bem como dados de magnetismo ambiental. O mineral portador magnético é de baixa coercividade, provavelmente magnetita de origem detrítica. A contribuição relativa dos portadores magnéticos apresentou uma pequena variação, sendo manifestada através dos parâmetros de magnetismo ambiental. Dados direcionais de alta qualidade foram obtidos após a desmagnetização progressiva por campos alternados definindo uma grande zona de polaridade normal (provavelmente o SNC), mas com pequena reversão próximo à transição Aptiano-Albiano. Os resultados encontrados apresentam semelhanças quando comparados com estudos anteriores no Tétis. Registros de PIR foram obtidos utilizando três diferentes métodos que mostram semelhança nas curvas de variação da paleointensidade relativa, sugerindo que as variações são mesmo relacionadas às variações do campo geomagnético, e não da mineralogia magnética. Os dados mostram que o SNC foi caracterizado por uma baixa dispersão angular e baixa variação da PIR. Este trabalho apresenta os primeiros estudos de PIR, apenas o terceiro registro global e o primeiro registro no hemisfério sul de um evento de polaridade reversa que ocorreu entre o ISEA e o Mⁿ-2rⁿ em $113,3 \pm 1,6$ Ma. Este evento foi acompanhado por uma fraca intensidade do campo geomagnético seguido por um aumento brusco.

Palavras-chave: Superchron Normal do Cretáceo; Variação Paleosecular; Paleointensidade Relativa; Magnetoestratigrafia.

ABSTRACT

The Early Cretaceous is characterized by important changes in the Earth's paleoceanography and paleoclimate. These changes include the Earth's magnetic field, which presented a normal polarity event from 121.4 to 83.65 Ma, extending from the Early Aptian to approximately the Santonian/Campanian boundary, known as the Cretaceous Normal Superchron (CNS). The behavior of the geomagnetic field during the CNS is not well known, and there are few records of this event in the southern hemisphere. This work presents the first high resolution paleomagnetic results of Late Aptian – Early Albian sediments from the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil, and their implications for paleosecular variation and relative paleointensity (RPI) in the equatorial region. The age model was built using biostratigraphic data. Rock magnetism studies were performed on the SER-01 core to identify the magnetic carrier of the sediments through the analysis of hysteresis curves, acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) and anhysteretic remanent magnetization (MRA), thermomagnetic curves, as well as environmental magnetism. The magnetic carrier mineral is of low coercivity, probably magnetite of detrital origin. The relative contribution of the magnetic carriers presented a small variation, being manifested through the parameters of environmental magnetism. High-quality directional data were obtained after progressive alternating field demagnetization defining a large zone of normal polarity (probably the CNS), but with a small reversal close to the Aptian-Albian transition. Results show similarities when compared with previous studies in Tethys. RPI records were obtained using three different methods that show similarity in the variation curves, suggesting that these variations are related to changes in the geomagnetic field, and not in the magnetic mineralogy. The data show that the CNS was characterized by low angular dispersion and low RPI variation. This work presents the first RPI studies, only the third global record, and the first record in the southern hemisphere of a reverse polarity event that occurred between ISEA and M^{2r} at 113.3±1.6 Ma. This event was accompanied by a low intensity of the geomagnetic field followed by a sharp increase.

Keywords: Cretaceous Normal Superchron; Paleosecular Variation; Relative Paleointensity; Magnetostratigraphy

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1. Descrição do vetor campo geomagnético. Este pode ser decomposto em uma componente horizontal e vertical. Extraído de Butler (2004).....	17
Figura 1.2. Modelo do dipolo geocêntrico axial inclinado. O campo geomagnético do presente pode ser melhor representado por um dipolo inclinado em $9,4^\circ$ em relação aos polos geográficos. O mesmo não coincide exatamente com os polos magnéticos. Extraído de Butler (2004).	18
Figura 1.3. (a) Escala de polaridade geomagnética de 0-154,9 Ma baseado em Ogg (2020) e curva de frequência de reversões magnéticas. Possíveis eventos de reversão de polaridade magnética dentro do SNC estão representados por linhas brancas tracejadas. (b) Momentos dipolos axiais virtuais durante o SNC. Extraído de Yoshimura (2022).....	21
Figura 1.4. Comparação da variabilidade do campo geomagnético durante o SNC. (a) Envelope de amplitude de contrastes magnéticos do perfil deep-tow invertido. Seta indica o envelope de amplitude típico de contrastes magnéticos dos chrons C1 e C5. (b) Momentos dipolos axiais virtuais (círculos abertos) e momentos dipolos virtuais (círculos fechados) da base de dados de paleointensidade absoluta. Extraído de Granot et al. (2012).	22
Figura 1.5. Registros globais de reversões de polaridade no SNC mostrando a localização dos sítios de amostragem e suas conseqüentes sequências de polaridade. Números em azul ao lado das zonas de polaridade reversa indicam o número de registros globais disponíveis, enquanto o ponto de interrogação indica a incerteza da correlação. Abreviações: D.T., profundidade/espessura em metros; G., geocronologia; L., litologia; Ms., a sequência M no GPTS2012; P., polaridade; ChRM, magnetização remanente característica; CNS, Superchron Normal do Cretáceo. Extraído de Zhang et al. (2021).	23
Figura 1.6. Ilustração esquemática da aquisição de (a) magnetização remanente detrítica (DRM), (b) magnetização remanente pós-deposicional (PDRM), onde processos pós-deposicionais como bioturbação afetam o alinhamento das partículas e onde o aprisionamento ocorre em determinada faixa de profundidade, e (c) magnetização remanente biogeoquímica (BRM), em que bactérias magnetotáticas abaixo da camada de mistura da superfície registram o campo geomagnético. Extraído de Roberts et al. (2013).....	25

Figura 1.7. Seções estratigráfica dos testemunhos SER-01, SER-03 e SER-04. Extraído de Fauth et al. (2021).....	26
Figura 1.8. a) Mapa paleogeográfico durante o Cretáceo (115 Ma) com a posição do testemunho SER-01 (gerado em odsn.de). b) Mapa geológico da porção onshore da Bacia de Sergipe-Alagoas (modificado de Fauth et al., 2021). c) Litologia da porção do testemunho SER-01 objeto de estudos paleomagnéticos (ver Fauth et al., 2021).....	27
Figura 1.9. Amostras cúbicas de 8 cm ³ do testemunho SER-01.	28
Figura 1.10. Susceptibilímetro MKF1-FA Multi-Function Kappabridge, localizado no USPMag, onde as medidas de susceptibilidades magnéticas das amostras foram realizadas.....	29
Figura 1.11. Magnetômetro de três eixos 2G Enterprises modelo 755 SQUID localizado na sala blindada do USPMag.	30
Figura 1.12. Indutor de pulso de campo magnético 2G localizado no USPMag utilizado para fazer medidas de magnetização remanente isotérmica.	32
Figura 1.13. Magnetômetro de Amostra Vibrante VSM MicroMag TM 3900 localizado no USPMag.....	33

CAPÍTULO II

Figure 2.1. a) Paleoreconstruction map during the Cretaceous (115 Ma) with the position of Core SER-01 (generated from odsn.de). b) Geological map of the onshore portion of the Sergipe-Alagoas Basin (modified from Fauth et al., 2021). c) Lithology of the portion of Core SER-01 object of paleomagnetic studies (see Fauth et al., 2021).	51
Figure 2.2. Rock magnetic parameters. a) Low-field (χ_{lf}) and high-field (χ_{hf}) magnetic susceptibility. b) Frequency-dependent magnetic susceptibility (χ_{fd}). c) Natural remanent magnetization (NRM). d) Anhytheretic remanent magnetization at 100 mT (ARM_{100mT}). e) Saturation isothermal remanent magnetization (SIRM). f) S-ratio. g) Remanent coercivity (B_{cr}). h) Ratio between ARM at 100 mT and SIRM. i) Ratio between SIRM and χ_{lf} . j) Hard isothermal remanent magnetism (HIRM).....	55
Figure 2.3. a) Hysteresis loops of five representative samples. b) IRM acquisition and backfield curves for the same samples measured by hysteresis. c) Day plot of all samples measured in the SER-01 core. d) Scattergram of SIRM vs. low-field susceptibility. Pearson's correlation coefficient of the pink line is 0.58.	57

Figure 2.4. a-d) Thermomagnetic curves of four representative samples. The red curve is the heating trajectory, and the blue curve is the cooling one.	58
Figure 2.5. a-f) Vector end-point demagnetization diagrams, Lambert stereographic projections, and magnetization intensity curves of representative samples along the SER-01 core.....	59
Figure 2.6. a) Median destructive field (MDF). b) Declination of the magnetic field. c) Inclination of the magnetic field. The dashed straight line at -30.4° represent the magnetic inclination of the site according to the IGRF 2020 model on April 30th, 2015 date when the core was obtained. d) Virtual geomagnetic poles calculated from the inclination measurements. e) Maximum angular deviation (MAD).....	60
Figure 2.7. Relative paleointensity records. a) Normalized NRM_{20mT} by the low-field susceptibility. b) Normalization of NRM_{20mT} by the ARM at 20 mT. c) Using the pseudo-Thellier method. The gray shaded area represents the standard deviation. The black curves are the moving averages calculated with a sliding window of length three. ...	61
Figure 2.8. a-f) Pseudo-Arai plots of representative samples. The slopes (b) of the straight lines are the RPIs, and the uncertainty in the slopes is 2σ	62
Figure 2.9. Correlation between the reversed polarity zone found in Core SER-01 and the same event recorded in Tarduno (1990) and Gilder et al. (2003), and its position on GPTS2020. The black shaded areas represent the normal polarity, while the white area the reversed polarity event. The numbers at each reversed polarity event on the GPTS2020 section represent the number of records of that event in the literature. The red star indicates the age of this event according to Gilder et al. (2003).	64
Figure 2.10. Dispersion of the VGP of Core SER-01 compared to Model G of McFadden et al. (1988, 1991) for 80 to 110 Ma. A good agreement was found between the data and the model, supporting the conclusion that the CNS was characterized by a low angular dispersion.....	66
Figure S01. Biostratigraphy of Core SER-01, indicating Aptian-Albian age.	69
Figure S02. The most important microfossil species from SER-01. 1a-c. <i>Favusella washitensis</i> (28.70 m); 2a-b. <i>Sergipella viviersae</i> Do Carmo et al., 2012 (3.13 m); 3. <i>Crucella</i> cf. <i>baliarica</i> ? O'Dogherty, 1994 (40.70 m); 4a-b. <i>Braarudosphaera africana</i> (111.74 m); 5a-b. <i>Nannoconus quadriangulus apertus</i> (31.05 m); 6. <i>Prediscosphaera columnata</i> (circular) (31.05 m); 7. <i>Prediscosphaera columnata</i> (circular) (94.00 m); 8a-b. <i>Sergipea variverrucata</i> (13.56 m); 9a-b. <i>Subtilisphaera perlucida</i> ; (74.49 m). Scale bar: 1; 3; 8 and 9 are 20 μm , 2 is 100 μm , while 4; 5; 6 and 7 are 5 μm	70

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO I**

Tabela 1.1 Nomenclatura para intervalos de polaridades (Modificado de Laj e Channell, 2015).	19
----------------------------------------------------------------------------------------------------	----

CAPÍTULO II

Table 2.1. Measured hysteresis parameters and their ratios for the studied sediments of Core SER-01.	56
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ARM – magnetização remanente anisterética

Bc – coercividade

Bcr – coercividade de remanência

BRM – magnetização remanente biogeoquímica

CDM ou MDF – campo destrutivo médio

ChRM – magnetização remanente característica

DGA – dipolo geocêntrico axial

DRM – magnetização remanente detrítica

GPTS – *Geomagnetic Polarity Time Scale*

HIRM – magnetização remanente isotérmica “hard”

IRM – magnetização remanente isotérmica

Mrs – remanência de saturação

Ms – magnetização de saturação

NRM – magnetização remanente natural

PCA – análise de componentes principais

pDRM – magnetização remanente pós-deposicional

PIR ou RPI – paleointensidade relativa

PGV ou VGP – polos geomagnéticos virtuais

SIRM – magnetização remanente isotérmica de saturação

SNC ou CNS – Superchron Normal do Cretáceo

VPS ou PSV – variação paleosecular

VRM – magnetização remanente viscosa

LISTA DE SÍMBOLOS

A – Ampére

D – Declinação

H – Magnitude do campo magnético

H_h – Componente horizontal do campo magnético

H_v – Componente vertical do campo magnético

H_N – Componente geográfico norte do campo magnético

H_E – Componente geográfico leste do campo magnético

Hz – Hertz

I – Inclinação

sin – Seno

cos – Cosseno

M – Magnetização

Ma – Milhões de anos

m – Metro

N – Norte

S – Sul

E – Leste

W – Oeste

NE – Nordeste

χ_{fd} – Susceptibilidade dependente da frequência

χ_f – Susceptibilidade medida em 976 Hz

χ_{hf} – Susceptibilidade medida em 15616 Hz

mT – Militesla

T – Tesla

g – Grama

°C – Graus Celsius

σ – Desvio padrão

SUMÁRIO

ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	12
CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR	13
1.1. INTRODUÇÃO	14
1.1.1. Objetivos.....	15
1.2. O CAMPO GEOMAGNÉTICO NO CRETÁCEO	16
1.2.1. O campo geomagnético.....	16
1.2.2. Superchron Normal do Cretáceo: estado da arte.....	18
1.2.3 Aquisição de magnetização em sedimentos.....	23
1.3 MATERIAIS E MÉTODOS	25
1.3.1 Arcabouço geológico.....	25
1.3.2 Caracterização dos portadores magnéticos.....	27
1.3.3 Dados direcionais e paleointensidade relativa.....	33
1.4 SUMÁRIO DOS RESULTADOS E DISCUSSÕES	34
1.5 CONCLUSÃO	36
1.6 REFERÊNCIAS	37
CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO	46
2.1 ABSTRACT	48
2.2 PLAIN LANGUAGE SUMMARY	48
2.3 INTRODUCTION	48
2.4 GEOLOGICAL SETTING	50
2.5 MATERIALS AND METHODS	51
2.6 RESULTS	54
2.6.1 Rock magnetism proprieties.....	54
2.6.2 Paleomagnetic direction records.....	58
2.6.3 Relative paleointensity records.....	60
2.7 DISCUSSION	62
2.7.1 Rock magnetism characterization.....	62

2.7.2 Paleosecular variation evaluation	63
2.7.3 Relative paleointensity	66
2.7.4 Biostratigraphic overview	67
2.8 CONCLUSIONS.....	68
2.9 ACKNOWLEDGMENTS	68
2.10 OPEN RESEARCH.....	69
2.11 REFERENCES.....	69
2.12 SUPPORTING MATERIALS.....	77
2.12.1 Introduction	77
Text S01. Microfossil procedures – Methods (Ostracods, Palynology, and Radiolarian)	77
Text S02. Micropaleontological framework	78
2.12.2 References	81
CAPÍTULO III: ANEXOS.....	83
3.1 COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO.....	84

ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação contempla resultados paleomagnéticos de sedimentos do Cretáceo Inferior do Oceano Atlântico Sul e as suas implicações para a variação paleosecular e a paleointensidade relativa. O estudo foi realizado no testemunho SER-01 da Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil e é resultado do trabalho desenvolvido para obtenção do título de Mestre em Geociências pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Esta dissertação está estruturada em torno de um artigo científico submetido ao periódico *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* da *American Geophysical Union* (AGU) que apresenta fator de impacto 3.624 e estrato qualis CAPES A2, seguindo a norma 118 do PPGGEO da UFRGS. Essa dissertação é dividida em três capítulos, conforme descrito a seguir:

O Capítulo I corresponde ao texto integrador da dissertação que apresenta a introdução ao tema, os objetivos do trabalho, uma revisão conceitual a respeito do campo geomagnético no Cretáceo, a metodologia empregada no estudo, o sumário dos resultados e discussões obtidos e as conclusões do trabalho.

O Capítulo II compreende o artigo científico “*Paleomagnetic results of early Cretaceous sediments from South Atlantic ocean: implications for paleosecular variation and relative paleointensity*” e o material suplementar.

O Capítulo III é composto pelo comprovante de submissão do artigo e os pareceres da banca examinadora.

CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR

1.1. INTRODUÇÃO

O comportamento do campo geomagnético varia no tempo e no espaço. As mudanças de direção e intensidade que ocorrem em períodos entre 1 e 10^5 anos constituem a variação geomagnética secular, que tem sua origem associada à componentes não-dipolares do campo, com curto período, e às mudanças dipolares, com período longo (Butler, 2004). Além disso, reversões de polaridade são comumente observadas no registro geológico (Ogg, 2020), ocorrendo uma mudança de 180° na direção do dipolo geocêntrico. A magnetoestratigrafia é uma subdisciplina da estratigrafia que tem por objetivo estudar o comportamento do campo geomagnético registrado em rochas sedimentares e vulcânicas, permitindo um registro de alta resolução das polaridades magnéticas (Muttoni, 2021; Garcés e Beamud, 2021).

O Cretáceo Inferior (143.1-100.5 Ma, Gradstein et al., 2020) representa um intervalo de tempo geológico em que o planeta passou por diversas mudanças em termos paleogeográficos, paleoceanográficos e paleoclimáticos. Este período é caracterizado, entre outros, por uma aceleração na produção de crosta oceânica (Skelton et al., 2003), alterações nas condições redox do fundo oceânico (Wang et al., 2009), rotatividade biótica acelerada (Leckie et al., 2002), ocorrência episódica de eventos oceânicos anóxicos (Schlanger e Jenkyns, 1976), clima quente, concentrações de dióxido de carbono em torno de 1000 ppm, mais que o dobro da concentração atual (Foster et al., 2017), e os maiores valores de nível médio do mar do Fanerozoico. Além disso, o campo geomagnético permaneceu com polaridade normal por aproximadamente 38 Ma, que é chamado de Superchron Normal do Cretáceo (SNC) (Helsley e Steiner, 1968).

Os eventos registrados na litosfera, biosfera e atmosfera em diversos momentos da história da Terra são correlacionados com o comportamento do geodínamo (Larson e Olson, 1991; Courtillot e Olson, 2007). Um exemplo disso é a correlação existente entre períodos com duração da ordem de 10^7 anos, em que a polaridade do campo geomagnético não se altera, chamados de superchrons, com eventos de extinção em massa associados à picos de atividades vulcânicas. Courtillot e Olson (2007), por exemplo, identificam que três dos quatro superchrons que já existiram precedem quatro das maiores extinções do Fanerozoico, propondo uma relação entre plumas do manto profundas e eventos de depleção em massa.

O Superchron Normal do Cretáceo (SNC), também conhecido como Superchron C34n, ocorreu entre 121 e 84 milhões de anos atrás (Ma), se estendendo do Aptiano Inferior ao limite Santoniano/Campaniano (Ogg, 2020), após um período de significativas mudanças no campo magnético terrestre, com alta frequência de reversões entre o Hauteveriano e o Aptiano (133 - 121 Ma) (Channel et al., 1995; Biggin et al., 2012; Franco et al., 2019). A compreensão a respeito do comportamento do campo geomagnético durante o SNC ainda é muito limitada. Diversos autores identificam dentro do superchron eventos de reversão de polaridade (Larson e Chase, 1972; Ryan et al., 1978; Zhang et al., 2021) e o comportamento do campo durante este período não é simples, havendo diversas hipóteses a respeito da variabilidade do campo geomagnético (Cronin et al., 2001; Granot et al., 2012; Zhang et al., 2021; Yoshimura, 2022).

Cronin et al. (2001) relataram uma menor variação na paleointensidade relativa (PIR) durante o SNC quando comparado com o Oligoceno. Granot et al. (2012) encontraram uma variabilidade crescente do campo geomagnético no início do SNC que culminou entre 110 e 100 Ma para um campo altamente flutuante e um sinal magnético moderado nos últimos 9 milhões de anos do superchron, indicando um retorno a um campo geomagnético mais estável. Yoshimura (2022) por sua vez conclui que a frequência de reversões observadas durante o SNC é significativamente menor do que em outros períodos. No entanto, a paleointensidade no SNC permanece ambígua e a variação paleosecular (VPS) deve ser mais investigada.

A presente dissertação apresenta novos dados paleomagnéticos do testemunho SER-01 da Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil, promovendo um registro magnético do SNC durante o início da fase drifte desta bacia. Nele são apresentados os resultados e interpretação de magnetismo de rocha, variação paleossecular, e paleointensidade relativa para um intervalo de 77,15 metros do Membro Maruim da Formação Riachuelo, uma rampa carbonática formada durante a abertura do Oceano Atlântico na base do Aptiano (Fauth et al, 2021).

1.1.1. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é realizar um estudo de mineralogia magnética, variação paleossecular e paleointensidade relativa no testemunho SER-01 da Bacia de Sergipe-Alagoas. Com este estudo pretende-se alcançar os seguintes

objetivos específicos: (i) estudar a origem da magnetização dos sedimentos do testemunho, isto é, os componentes da magnetização; (ii) obter as direções e a paleointensidade do campo geomagnético próximo à transição Aptiano-Albiano; (iii) dar mais subsídios, através dos dados gerados, para compreender melhor o comportamento e a variabilidade do campo geomagnético durante o SNC; (iv) correlacionar os dados obtidos e as interpretações para o testemunho SER-01 com os dados e interpretações de outros testemunhos que registram o SNC de mesma idade.

1.2. O CAMPO GEOMAGNÉTICO NO CRETÁCEO

1.2.1. O campo geomagnético

O Paleomagnetismo é a área da Geofísica que estuda o comportamento do campo geomagnético do passado. O campo geomagnético é gerado por correntes de convecção no núcleo externo da Terra, composto de ferro, níquel, e outros componentes mais leves e menos conhecidos. O resfriamento do núcleo e a fluutuabilidade do líquido de ferro e níquel do núcleo externo causado pela cristalização do ferro puro no núcleo interno são duas possíveis fontes da energia para a convecção do líquido que gera o campo geomagnético. O movimento de convecção é controlado pela fluutuabilidade do líquido, o movimento de rotação da Terra em torno do seu eixo e pela interação do fluido condutor com o campo magnético (Tauxe, 2005)

O campo geomagnético na superfície da Terra pode ser explicado por um vetor que apresenta componente vertical e componentes horizontais (Fig. 1.1). A componente vertical do campo geomagnético é positiva para baixo e dada pela eq. 1

$$H_v = H \sin I \quad (\text{eq. 1})$$

onde H é a magnitude do campo magnético, I é a inclinação de H a partir da horizontal (entre -90° a $+90^\circ$, definido como positivo para baixo). O componente horizontal por sua vez é dado pela eq. 2

$$H_h = H \cos I \quad (\text{eq. 2})$$

sendo os componentes geográficos norte (eq. 3) e leste (eq. 4) respectivamente

$$H_N = H \cos I \cos D \quad (\text{eq. 3})$$

$$H_E = H \cos I \sin D \quad (\text{eq. 4})$$

onde D é o ângulo do norte geográfico ao componente horizontal (de 0° a 360° , positivo no sentido horário) chamado de declinação. A intensidade do campo geomagnético por sua vez é dada pela eq. 5:

$$H = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_V^2} \quad (\text{eq. 5})$$

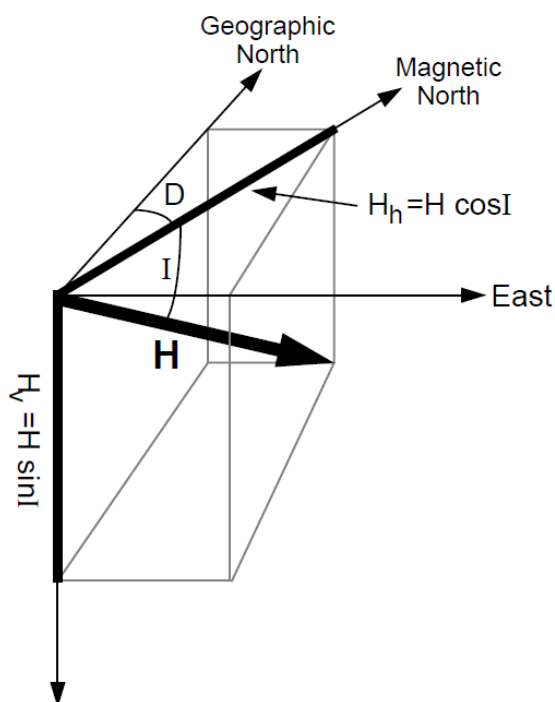


Figura 1.1. Descrição do vetor campo geomagnético. Este pode ser decomposto em uma componente horizontal e vertical. Extraído de Butler (2004).

A premissa básica do paleomagnetismo considera que o campo geomagnético é gerado por um dipolo no centro da Terra alinhado ao eixo de rotação. A este modelo damos o nome de dipolo geocêntrico axial (DGA) (Butler, 2004).

Em média, considerando tempo suficiente, o campo geomagnético realmente coincide com o modelo DGA (Tauxe, 2005). Entretanto, no momento presente, sem considerar essa média no tempo, observa-se que o campo magnético terrestre é mais complexo que o campo DGA (Fig. 1.2). Os polos magnéticos, onde $I = \pm 90^\circ$, não coincidem com os polos geográficos, como era de se esperar em um campo DGA. Atualmente o dipolo geocêntrico que melhor descreve o campo geomagnético presente tem um ângulo de $\sim 11,5^\circ$ com o eixo de rotação da Terra. Entretanto esse

dipolo geocêntrico também não coincide exatamente com os polos magnéticos. Apenas ~90% do campo geomagnético atual pode ser explicado pelo dipolo axial geocêntrico inclinado (e.g., Merrill et al., 1998). Os outros ~10% do campo são explicados por componentes não-dipolares (Butler, 2004).

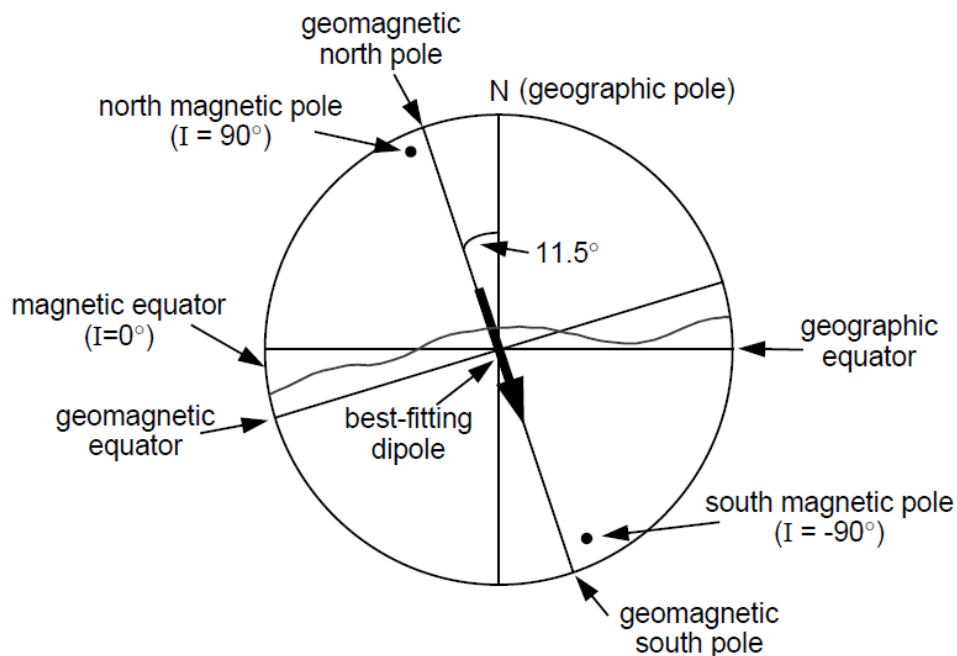


Figura 1.2. Modelo do dipolo geocêntrico axial inclinado. O campo geomagnético do presente pode ser melhor representado por um dipolo inclinado em $9,4^\circ$ em relação aos polos geográficos. O mesmo não coincide exatamente com os polos magnéticos. Extraído de Butler (2004).

A direção e a magnitude do campo geomagnético se alteram com o tempo. As mudanças que nele ocorrem em períodos de 1 a 10^5 anos são chamadas variações geomagnéticas seculares. As origens dessas variações estão associadas às mudanças não-dipolares de curto período e às mudanças dipolares de longo período (Butler, 2004).

1.2.2. Superchron Normal do Cretáceo: estado da arte

O campo geomagnético apresenta em diferentes frequências reversões de polaridade, isto é, de tempos em tempos o campo magnético terrestre sofre uma reversão de 180° na sua direção. Brunhes (1906) foi o primeiro a medir em rochas

uma direção de magnetização antiparalela ao campo geomagnético atual. Mais tarde Matuyama (1929) atribuiu magnetizações reversas encontradas em rochas à reversões da polaridade geomagnética, sendo o primeiro a utilizar estratigrafia magnética para ordenar sequências de rochas.

Os primeiros estudos de magnetoestratigrafia em rochas sedimentares são da década de 1950 (Creer et al., 1954; Irving e Runcorn, 1957), em que magnetizações normais e reversas foram observadas em diversos afloramentos. Por sua vez, a escala de tempo de polaridade geomagnética moderna (*Geomagnetic Polarity Time Scale - GPTS*) teve início com os trabalhos de Cox et al. (1963) e McDougall e Tarling (1963a,b; 1964) em rochas vulcânicas. Estes estudos que se seguiram em meados dos anos 1960 estabeleceram que rochas da mesma idade apresentam a mesma polaridade magnética por pelo menos alguns milhões de anos (Laj e Channell, 2015).

Excursões são definidas como breves ($<10^4$ anos) desvios dos polos geomagnéticos virtuais (PGVs) do dipolo geocêntrico axial, fora da variação secular para uma determinada população de PGVs (Laj e Channell, 2015). As primeiras excursões do campo geomagnético foram identificadas no final da década de 1960 (Bonhommet e Babkine, 1967; Smith e Foster, 1969), mas somente a partir da década de 1980 que estudos de alta resolução em registros sedimentares permitiram identificar com maior frequência as excursões (Laj e Channell, 2015). A nomenclatura para diferentes intervalos de polaridade é dada na Tabela 1.1.

Tabela 1.1. Nomenclatura para intervalos de polaridades (Modificado de Laj e Channell (2015)).

Zona de polaridade magnetoestratigráfica	Equivalente geocronológico	Equivalente cronoestratigráfico	Duração (anos)
Megazona	Megachron	Megachronozona	10^8 - 10^9
Superzona	Superchron	Superchronozona	10^7 - 10^8
Zona	Chron	Chronozona	10^6 - 10^7
Subzona	Subchron	Subchronozona	10^5 - 10^6
Microzona	Microchron	Microchronozona	$<10^4$
Zona de excursão	Excursão		Breves desvios da variação secular normal
Criptonchro	Criptonchro	Criptonchro	Existência incerta

Os eventos de reversão de polaridade magnética são considerados características intrínsecas do geodínamo e são influenciados por alterações de longo prazo no fluxo térmico do núcleo externo e nos padrões de fluxo térmico na interface manto-núcleo (Courtilot e Olson, 2007; Driscoll e Olson, 2011; Zhang et al., 2021). Períodos prolongados (10^7 - 10^8 anos) de estabilidade da polaridade magnética são chamados de superchrons e ao todo quatro destes períodos já foram identificados na história da Terra: o Superchron Normal do Cretáceo (121-84 Ma; Helsley e Steiner, 1968; Ogg et al., 2020), o Superchron Reverso do Permo-Carbonífero (318-262 Ma; Opdyke e Channell, 1996), o Superchron Reverso do Ordoviciano (485-463 Ma; Pavlov e Gallet, 2005, 2009), e o Superchron Normal Maya no Mesoproterozoico (1.060-1.000 Ma; Pavlov e Gallet, 2010).

O mecanismo para o início dos superchrons ainda é controverso, sendo a relação entre as características do campo geomagnético, como frequência de reversões e intensidade, e os processos do geodínamo objeto de estudos e discussões (Tarduno et al., 2002; Biggin et al., 2012; Olierook et al., 2019; Franco et al., 2019). O SNC foi o mais longo período de polaridade normal do Fanerozoico, compreendendo aproximadamente 38 Ma (Fig. 1.3 a). Ele foi descrito pela primeira vez por Helsley e Steiner (1968) através da sumarização de medições paleomagnéticas de rochas ígneas e sedimentares de mais de 35 sítios que registraram um período de polaridade magnética normal de pelo menos 25 Ma durante o Cretáceo. Estudar a variação paleosecular (PSV) e a paleointensidade do campo magnético durante o SNC é fundamental como uma janela para a dinâmica núcleo-manto durante o Cretáceo (Zhang et al., 2021).

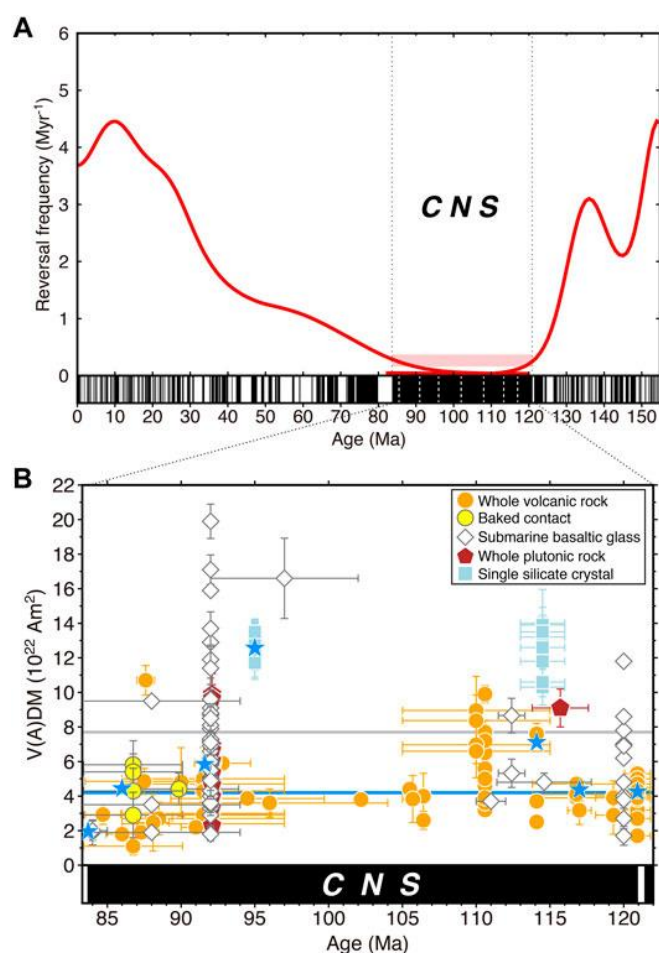


Figura 1.3. (a) Escala de polaridade geomagnética de 0-154,9 Ma baseado em Ogg (2020) e curva de frequência de reversões magnéticas. Possíveis eventos de reversão de polaridade magnética dentro do SNC estão representados por linhas brancas tracejadas. (b) Momentos dipolos axiais virtuais durante o SNC. Extraído de Yoshimura (2022).

O comportamento do campo geomagnético durante o SNC não é simples. Modelos geodinâmicos supersimplificados indicam que o CNS foi um período de baixa variabilidade de campo, enquanto estudos magnetoestratigráficos mostram que uma interpretação da variabilidade de campo durante o CNS não é direta (Granot et al., 2012; Zhang et al., 2021; Yoshimura, 2022). Medidas de paleointensidade para o SNC apresentam um grande intervalo de valores, de $1,71 \times 10^{22}$ a 19×10^{22} Am² (Fig. 1.3 b) (Pick e Tauxe, 1993; Tanaka e Kono, 2002; Tarduno et al., 2002; Zhu et al., 2003; Tauxe e Staudigel, 2004; Shcherbakova et al., 2011, Di Chiara et al., 2021, Zhang et al., 2021). Simulações numéricas do dínamo preveem que momentos de não-reversão durante o superchron tendem a ter menores VPSs e momentos dipolo mais elevados do que em intervalos com elevada frequência de reversões (Cox, 1968; McFadden et al., 1991; Glatzmaier et al., 1999; Tarduno et al., 2001; Aubert et al., 2010; Zhang et

al., 2021). No entanto, um grande problema ainda em aberto é a cobertura contínua da variação do campo geomagnético no SNC.

Cronin et al. (2001) relataram que durante o SNC a variação da PIR foi menor do que durante os períodos de não superchron do Oligoceno. Estudando os perfis de anomalias magnéticas oceânicas, Granot et al. (2012) encontraram uma variabilidade crescente do campo geomagnético no início do SNC que culminou entre 110 e 100 Ma para um campo altamente flutuante e um sinal magnético moderado nos últimos 9 milhões de anos do superchron, indicando um retorno a um campo geomagnético mais estável (Fig. 1.4).

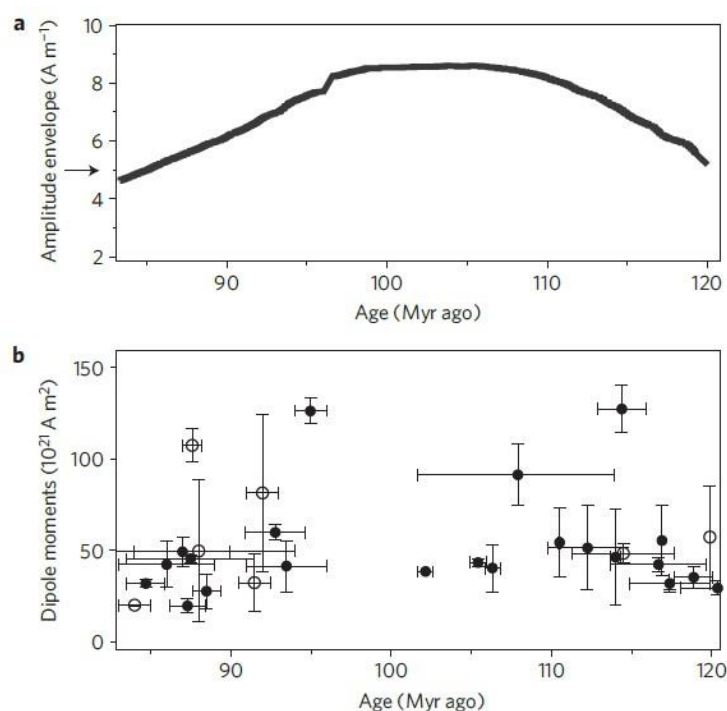


Figura 1.4. Comparação da variabilidade do campo geomagnético durante o SNC. (a) Envelope de amplitude de contrastes magnéticos do perfil *deep-tow* invertido. Seta indica o envelope de amplitude típico de contrastes magnéticos dos chrons C1 e C5. (b) Momentos dipolos axiais virtuais (círculos abertos) e momentos dipolos virtuais (círculos fechados) da base de dados de paleointensidade absoluta. Extraído de Granot et al. (2012).

Curtos eventos de reversão de polaridade foram identificados durante o SNC (Larson e Chase; 1972; Ryan et al., 1978; VandenBerg et al., 1978; Lowrie et al., 1980; Tarduno, 1990; Das et al., 1996; Gilder et al., 2003; Zhu et al., 2004; Benammi et al., 2006; He et al., 2012; Kollofrath, 2012; Shcherbakova et al., 2012; Zhang et al., 2021), entretanto extenso debate permanece a respeito do tempo de ocorrência, frequência e se essas reversões observadas são mesmo eventos de polaridade (Cronin et al.,

2001). Períodos de reversões geomagnéticas dentro do SNC foram revelados pela primeira vez por Larson e Chase (1972). Mais tarde Ryan et al. (1978) resumizou três breves eventos de reversão de polaridade: Chron M^{-1r}, também conhecido como evento ISEA, Chron M^{-2r}, e Chron M^{-3r}. Zhang et al. (2021) promovem os primeiros registros detalhados de M^{-2r} e M^{-3r} em sedimentos terrestres, confirmando a existência de reversões de polaridade no SNC. A revisão apresentada em seu trabalho indica que pelo menos sete eventos ou agrupamentos de eventos de reversão ocorreram durante o SNC (Fig. 1.5). Yoshimura (2022) traz uma breve revisão da história desde a descoberta do SNC e as reversões que nele se encontram e conclui que a frequência de reversões observadas durante o SNC é significativamente menor do que em outros períodos.

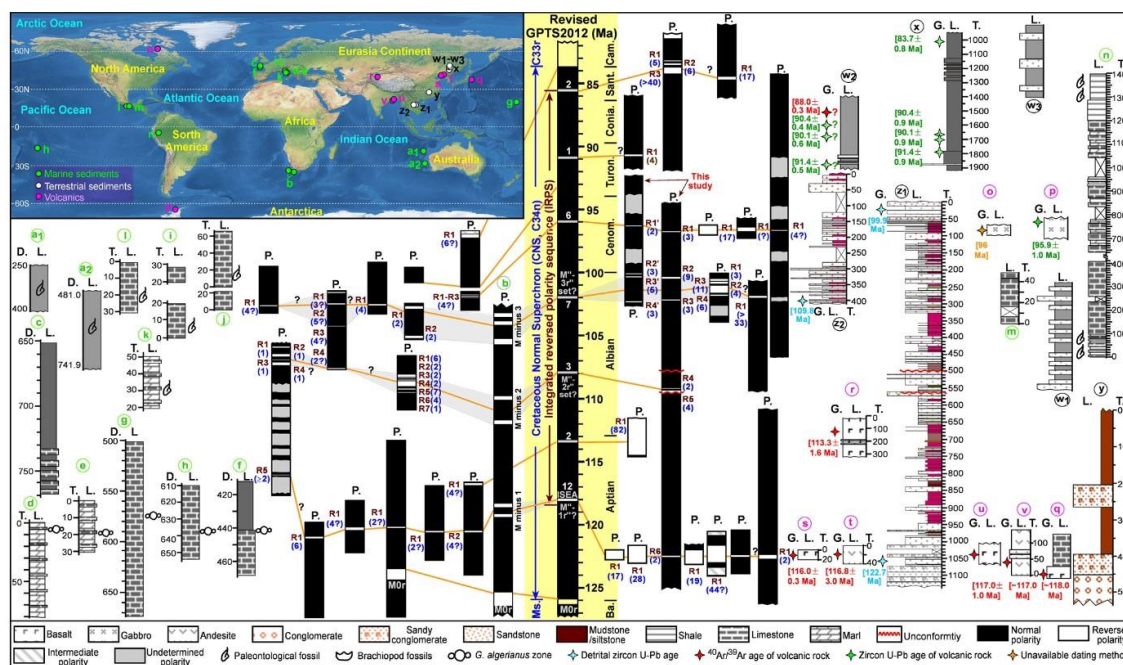


Figura 1.5. Registros globais de reversões de polaridade no SNC mostrando a localização dos sítios de amostragem e suas consequentes seqüências de polaridade. Números em azul ao lado das zonas de polaridade reversa indicam o número de registros globais disponíveis, enquanto o ponto de interrogação indica a incerteza da correlação. Abreviações: D.T., profundidade/espessura em metros; G., geocronologia; L., litologia; Ms., a seqüência M no GPTS2012; P., polaridade; ChRM, magnetização remanente característica; CNS, Superchro Normal do Cretáceo. Extraído de Zhang et al. (2021).

1.2.3 Aquisição de magnetização em sedimentos

O magnetismo em rochas sedimentares é adquirido por meio da magnetização remanente detrítica (DRM, na sigla em inglês). Essa magnetização é adquirida

durante a deposição e litificação de rochas sedimentares. O modelo clássico de aquisição de DRM considera a influência de um campo magnético em uma partícula ferromagnética no momento em que essa encontra a interface água-sedimento. Este modelo implica na rotação da partícula ferromagnética de maneira que o momento magnético do grão ferromagnético fique alinhado ao campo magnético (Fig. 1.6a) (Butler, 2004; Kodama, 2012; Roberts et al., 2013).

A DRM no entanto envolve diversos processos complexos relacionados à formação de rochas sedimentares. Processos físicos pós-deposicionais, como a bioturbação podem afetar a aquisição da magnetização. A compactação, por exemplo, é outro processo pós-deposicional importante que também afeta o registro da DRM. Os processos pós-deposicionais que interferem no registro paleomagnético das partículas são denominados de magnetização remanente pós-deposicional (pDRM, na sigla em inglês) (Fig. 1.6 b). Além disso, processos químicos podem alterar ou remover minerais ferromagnéticos detriticos e precipitar novos minerais, afetando o registro paleomagnético (Butler, 2004; Kodama, 2012; Roberts et al., 2013).

Um dos processos deposicionais mais importantes é o que se chama em inglês de *inclination shallowing*. O *inclination shallowing* é o registro da inclinação do campo magnético no sedimento menor do que a inclinação do campo aplicado. Isso ocorre por conta do torque gravitacional que causa a rotação das partículas alongadas na direção horizontal, causando um erro de inclinação (Butler, 2004).

Outro conceito importante é o de profundidade de aprisionamento, ou *lock-in depth* em inglês (Butler, 2004). Esse conceito descreve a profundidade em que a perda de água e a consolidação dos sedimentos restringe o movimento das partículas sedimentares. Assim que o contato físico entre as partículas adjacentes inibe a movimentação das mesmas, a DRM e a pDRM são bloqueadas, ficando registradas (Butler, 2004; Kodama, 2012; Roberts et al., 2013).

Além da DRM e pDRM, outro processo de magnetização de sedimentos é de extrema importância: a magnetização remanente biogeoquímica (BRM, na sigla em inglês) (Taruno et al., 1998). Essa magnetização geralmente é adquirida em profundidades superiores à DRM e PDRM e é responsável pela suavização e perda de informações geomagnéticas. Bactérias magnetotáticas que vivem nos sedimentos abaixo da camada de mistura da superfície vão contribuir para a BRM (Fig. 1.6c). A

BRM no entanto só é importante em ambiente microaeróbicos (Blakemore et al., 1985; Roberts et al., 2013).

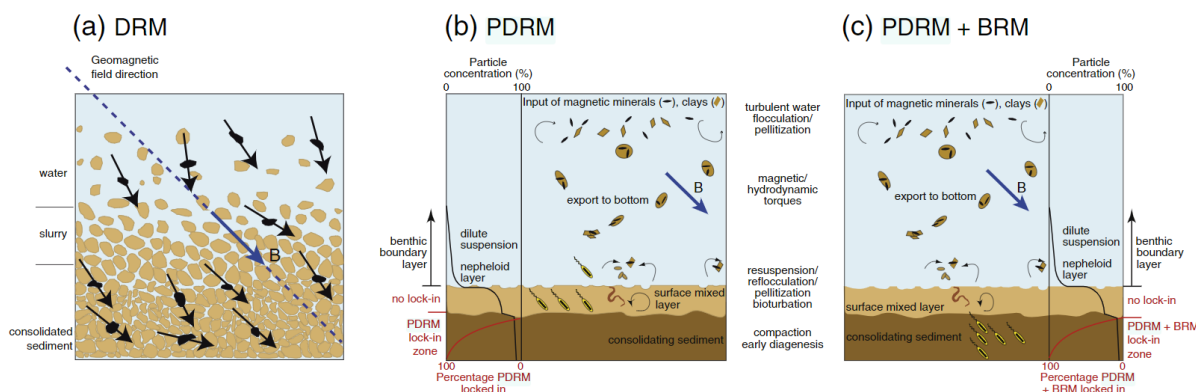


Figura 1.6. Ilustração esquemática da aquisição de (a) magnetização remanente detrítica (DRM), (b) magnetização remanente pós-deposicional (PDRM), onde processos pós-deposicionais como bioturbação afetam o alinhamento das partículas e onde o aprisionamento ocorre em determinada faixa de profundidade, e (c) magnetização remanente biogeoquímica (BRM), em que bactérias magnetotáticas abaixo da camada de mistura da superfície registram o campo geomagnético. Extraído de Roberts et al. (2013).

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

1.3.1 Arcabouço geológico

Entre agosto de 2014 e abril de 2015 três testemunhos foram perfurados na porção continental da Bacia de Sergipe-Alagoas. Estes testemunhos, denominados SER-01, SER-03 e SER-04 (Fig. 1.7) foram descritos em termos de litologia e conteúdo fóssilífero por Fauth et al. (2021). Os sedimentos identificados nestes testemunhos foram atribuídos à Formação Riachuelo, depositada no Aptiano Superior e no Albiano, durante a fase drifte da bacia (Fig. 1.8a). Por conta da litologia descrita, o testemunho SER-01 foi escolhido para ser analisado nesta dissertação, visto que apresenta características sedimentológicas propícias para o registro do campo geomagnético durante sua deposição.

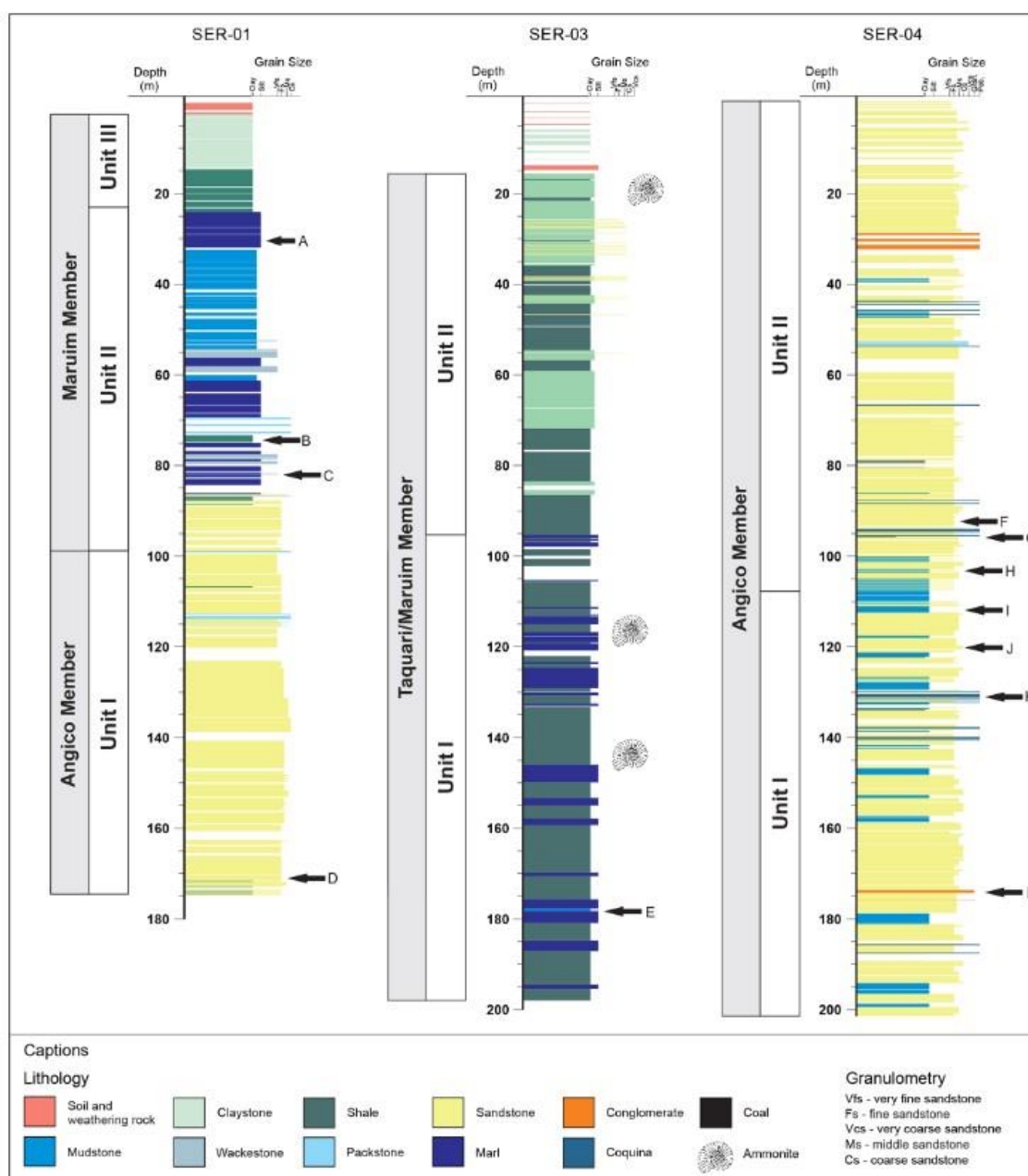


Figura 1.7. Seções estratigráficas dos testemunhos SER-01, SER-03 e SER-04. Extraído de Fauth et al. (2021)

O testemunho SER-01 (10°24'22" S, 36°42'14" W) foi perfurado no município de Pacatuba, no estado de Sergipe, na porção *onshore* da Bacia de Sergipe-Alagoas (Fig. 1.8b). A Bacia de Sergipe-Alagoas é uma bacia alongada da margem continental brasileira que apresenta registros sedimentares das fases pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte com sequências continentais que gradam para sequências marinhas (Feijó, 1994; Mohriak, 2003; Campos Neto et al., 2007; Luft-Souza, et al. 2022).

O testemunho SER-01 apresenta 174,7 metros, com uma taxa de recuperação de 82,8 % (Fauth et al., 2021). De acordo com Fauth et al. (2021) neste testemunho estão representados os membros Angico e Maruim da Formação Riachuelo. O Membro Angico é caracterizado principalmente por arenitos. Dessa forma, foi decidido que neste primeiro momento, e para esta dissertação, apenas o Membro Maruim seria objeto de análises paleomagnéticas, visto que é formado por sedimentos de granulometria mais fina, como margas, mudstones, packstones, wackestones e folhelhos (Fig. 1.8c). As rochas presentes neste testemunho depositaram-se num contexto de rampa carbonática durante a abertura do Oceano Atlântico Sul no Aptiano Superior.

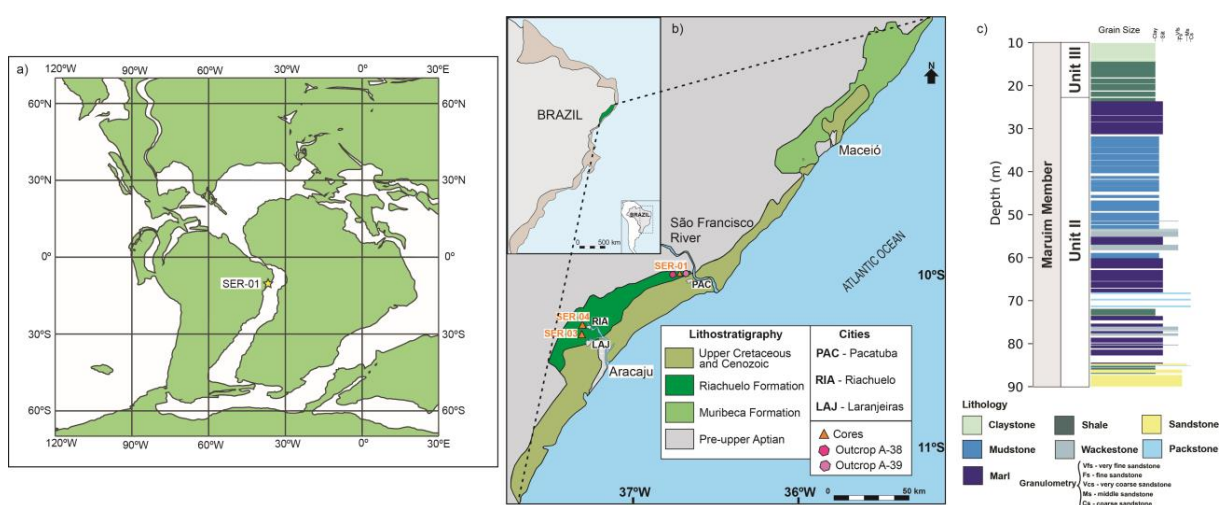


Figura 1.8. a) Mapa paleogeográfico durante o Cretáceo (115 Ma) com a posição do testemunho SER-01 (gerado em odsn.de). b) Mapa geológico da porção *onshore* da Bacia de Sergipe-Alagoas (modificado de Fauth et al., 2021). c) Litologia da porção do testemunho SER-01 objeto de estudos paleomagnéticos (ver Fauth et al., 2021).

1.3.2 Caracterização dos portadores magnéticos

As análises paleomagnéticas foram realizadas em 238 amostras cúbicas de 8 cm³ (Fig. 1.9) entre 12,70 e 89,85 metros do testemunho SER-01. A primeira etapa das análises envolveu a medida de susceptibilidade magnética das amostras, utilizando um susceptímetro *MKF1-FA Multi-Function Kappabridge* nas frequências de 976 e 15616 Hz, sob um campo de 200 A/m (Fig. 1.10). Esta primeira análise foi realizada no Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos (CORE) do Instituto Oceanográfico (IO) da Universidade de São Paulo (USP). Cada amostra foi medida

três vezes para cada frequência e a média das medidas foi feita, com o objetivo de diminuir os erros das mesmas.

A susceptibilidade magnética é definida como a razão entre a magnetização induzida (M) de um material por um campo magnético aplicado (H). Todos os minerais contribuem para a susceptibilidade de uma amostra, e portanto se trata de um parâmetro complexo que reflete a contribuição de materiais ferromagnéticos (i.e. magnetita, maghemita), aniferromagnéticos (i.e. hematita, goetita), paramagnéticos (e.g. silicatos, argilas) e diamagnéticos (e.g. quartzo, carbonatos) (Liu et al., 2012).



Figura 1.9. Amostras cúbicas de 8 cm³ do testemunho SER-01.

Os dados de susceptibilidade medidos em 976 e 15616 Hz foram utilizados no cálculo da susceptibilidade dependente da frequência, por meio da eq. 6:

$$\chi_{fd} = 100 \times \frac{(\chi_{lf} - \chi_{hf})}{\chi_{lf}} \quad (\text{eq. 6})$$

onde χ_{fd} é a susceptibilidade dependente da frequência, χ_{hf} é a susceptibilidade medida em 15616 Hz e χ_{lf} é a susceptibilidade medida em 976 Hz. O resultado dessa

equação dá a porcentagem de minerais superparamagnéticos em cada amostra (Dearing et al., 1996).



Figura 1.10. Susceptibilímetro *MKF1-FA Multi-Function Kappabridge*, localizado no USPMag, onde as medidas de susceptibilidades magnéticas das amostras foram realizadas.

As amostras foram submetidas às análises de magnetização remanente anisterética (ARM, na sigla em inglês) utilizando um magnetômetro de três eixos 2G-Enterprises modelo 755 SQUID localizado em uma sala blindada do Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPMag) (Fig. 1.11). Para tal foi realizada magnetização com campos alternados em 12 etapas (0, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT) sob efeito de um campo direto de 0,05 mT, seguido de desmagnetização por campos alternados nos mesmos passos.



Figura 1.11. Magnetômetro de três eixos 2G Enterprises modelo 755 SQUID localizado na sala blindada do USPMag.

As amostras foram também submetidas às medidas de magnetização remanente isotérmica (IRM, na sigla em inglês) utilizando um indutor de pulso de campo magnético 2G também localizado no USPMag (Fig. 1.12). Neste método as amostras são primeiramente submetidas à um campo de 1 T, e a magnetização é medida utilizando o magnetômetro de três eixos 2G Enterprises modelo 755 SQUID, obtendo-se a medida de magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM, na sigla em inglês). Estas amostras então retornam ao indutor de pulso de campo magnético 2G, dessa vez rotadas em 180° e submetidas a dois campos magnéticos: um de 100 mT e outro de 300 mT, sempre fazendo as medidas de IRM obtidas no magnetômetro entre uma indução e outra. Assim são obtidas a IRM-100mT e a IRM-300mT.

As medidas de susceptibilidade, ARM e IRM podem ser utilizados para obter informações a respeito da concentração, tamanho de grão e mineralogia magnética, de maneira que interpretações errôneas dos dados paleomagnéticos não sejam realizadas, garantindo a robustez dos resultados obtidos.

A análise de mineralogia magnética pode ser feita utilizando parâmetros como a razão-S, HIRM e medidas termomagnéticas (Kodama, 2012; Liu et al., 2012). A razão-S detecta a quantidade relativa de minerais ferromagnéticos de baixa

coercividade, comparado à quantidade de minerais antiferromagnéticos de alta coercividade. Essa razão é calculada pela eq. 7:

$$S - ratio = \frac{IRM_{-0.3T}}{SIRM} \quad (\text{eq. 7})$$

A HIRM por sua vez é uma medida da concentração em massa de minerais magnéticos de alta coercividade e ela é obtida por meio da eq. 8:

$$HIRM = \frac{SIRM + IRM_{-0.3T}}{2} \quad (\text{eq. 8})$$

Para a análise da concentração magnética utiliza-se principalmente a susceptibilidade magnética, a ARM e a IRM (Kodama, 2012).

A ARM é utilizada para quantificar a concentração de minerais magnéticos, especialmente minerais magnéticos de baixa coercividade. Um dos motivos para tal é que a maioria dos laboratórios têm capacidade para aplicar um campo alternado máximo de 100-200 mT. Assim como a ARM, a IRM também é utilizada como um parâmetro de concentração de minerais magnéticos. A IRM no entanto mede a concentração de minerais magnéticos em um intervalo bem maior de coercividades, de maneira que minerais como hematita, goetita, assim como magnetita e sulfetos de ferro podem ser ativados (Kodama, 2012).

Para estudar o tamanho de grão dos minerais magnéticos geralmente são utilizadas razões entre diferentes parâmetros magnéticos. A razão ARM/χ quantifica a quantidade relativa de magnetita fina de domínio simples em relação à magnetita grossa multidomínio. A razão ARM/IRM também é utilizada para quantificar o tamanho dos grãos magnéticos, podendo ser utilizada apenas quando minerais ferromagnéticos predominam na mineralogia magnética de uma amostra. Nesta razão a ARM responde de maneira mais eficaz à partículas finas de domínio simples de magnetita enquanto a IRM responde à todos os tamanhos de grão magnéticos (Kodama, 2012).

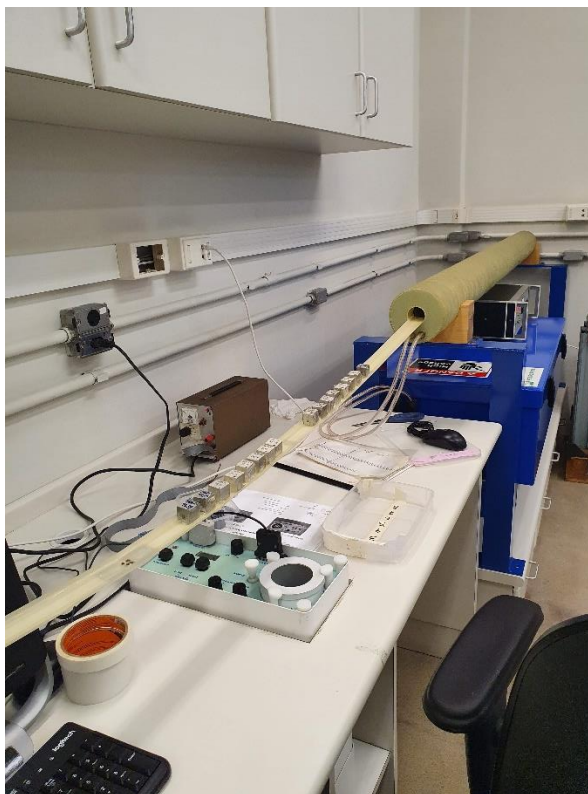


Figura 1.12. Indutor de pulso de campo magnético 2G localizado no USPMag utilizado para a realização medidas de IRM.

Vinte e oito amostras representativas foram escolhidas para medidas de histerese e IRM em um Magnetômetro de Amostra Vibrante VSM MicroMagTM3900 localizado no USPMag (Fig. 1.13). Aproximadamente 1 g de cada amostra foi moída e levada ao equipamento para geração de *loops* de histerese e de curvas de aquisição e campo reverso de IRM até 1 T em temperatura ambiente.

Parâmetros de histerese magnética também são amplamente utilizados para a análise de tamanho de grãos magnéticos. A coercividade (B_c), a magnetização de saturação (M_s), a remanência de saturação (M_{rs}) e a coercividade de remanência (B_{cr}) são parâmetros utilizados para estimar o estado de domínio e portanto o tamanho de grão magnético por meio da plotagem das razões M_{rs}/M_s em função de B_{cr}/B_c em um diagrama de Day (Day et al., 1977). Grãos de domínio simples apresentam razão M_{rs}/M_s maior que 0,5 e B_{cr}/B_c menor que 4,0. No meio estão grãos pseudo-domínio simples, grãos multidomínio com apenas alguns domínios que se comportam magneticamente como grãos de domínio simples, apresentando geralmente tamanho em torno de 1 micron (Kodama, 2012).

Por fim, foram realizadas análises termomagnéticas em quatro amostras representativas utilizando um forno CS-4 anexado à um MFK1-FA Kappabridge no CORE do IO-USP. Nesta análise a susceptibilidade magnética foi medida enquanto a amostra era aquecida até 700°C e resfriada até a temperatura ambiente. Para evitar a oxidação do material estas medidas foram realizadas numa atmosfera de argônio.

As temperaturas de Curie ou Néel foram estimadas pelo método de Grommé et al. (1969), em que se encontra o ponto de intersecção das duas tangentes às curvas termomagnéticas. Os resultados termomagnéticos mostram caminhos irreversíveis, com valores de suscetibilidade maiores durante o resfriamento do que no aquecimento. Na trajetória de aquecimento, observa-se uma ligeira elevação na suscetibilidade magnética a ~370 °C, o que sugere uma baixa contribuição de maghemita. Análises de curvas de aquecimento mostram grandes quedas na suscetibilidade em torno de 580 °C, indicando a magnetita como o principal transportador ferromagnético

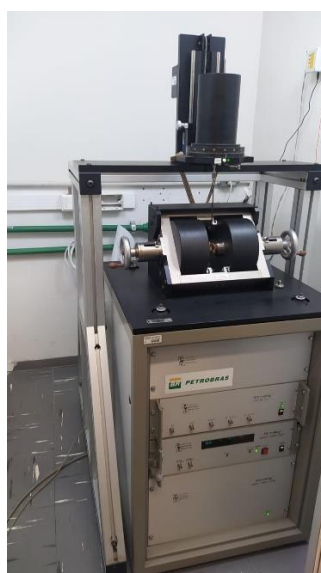


Figura 1.13. Magnetômetro de Amostra Vibrante VSM MicroMagTM3900 localizado no USPMag.

1.3.3 Dados direcionais e paleointensidade relativa

As 238 amostras foram desmagnetizadas por campos alternados em 17 etapas (0, 2, 4, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT) utilizando um magnetômetro de três eixos 2G-Enterprises modelo 755 SQUID localizado em uma sala blindada do Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPMag) (Fig. 1.11).

As medidas de desmagnetização por campos alternados permitiram que uma magnetização remanente característica (ChRM, na sigla em inglês) fosse calculada por meio da análise de componentes principais (PCA, na sigla em inglês; Kirschvink, 1980) e plotagem dos dados em diagramas de ponto final do vetor desmagnetização (Zijderveld, 1967). Assim, a análise desses diagramas e de projeções estereográficas foram utilizadas para estimar limites inferiores e superiores de campos alternados para a definição da ChRM, retirando-se as componentes secundárias.

Para obter dados de paleointensidade relativa foram realizadas normalizações por meio de três diferentes métodos. Os dois primeiros métodos consistem em comparar a razão de NRM a 20 mT por χ_{lf} , e NRM a 20 mT por ARM a 20 mT (Levi & Banerjee, 1996; King et al. 1983; Tauxe, 1993). O terceiro método é obtido usando a abordagem pseudo-Thellier (Tauxe et al. 1995). O campo de 20 mT foi escolhido com base no campo destrutivo mediano (CDM) e no PCA dos diagramas vetoriais de desmagnetização de ponto final. O método pseudo-Thellier foi aplicado para avaliar a incerteza da estimativa de paleointensidade relativa (Tauxe et al., 1995). Neste método, a NRM restante é plotada em relação à ARM ganha, nas mesmas etapas. Em seguida, uma linha reta é ajustada para essas etapas. A inclinação (b) desta linha reta é a PIR, e a incerteza na inclinação é 2σ (Tauxe et al., 1995).

1.4 SUMÁRIO DOS RESULTADOS E DISCUSSÕES

De acordo com uma análise bioestratigráfica que incluiu nanofósseis calcáreos, radiolários, palinologia, e ostracodes obteve-se uma idade Aptiano Superior – Albiano Inferior para o testemunho SER-01. Para esse intervalo foram então obtidos dados de magnetismo de rocha, variação paleosecular e paleointensidade relativa. Nesta seção será apresentado apenas o resumo dos resultados e discussões. Figuras, tabelas e gráficos são apresentados no capítulo II, de maneira que o texto da dissertação não se torne redundante.

Dados de susceptibilidade magnética de alta e baixa frequência (χ_{hf} e χ_{lf} respectivamente), susceptibilidade dependente da frequência (χ_{fd}), NRM, ARM, razão-S, HIRM, IRM, histereses e dados termomagnéticos ao longo do testemunho indicam que a magnetita domina como principal mineral magnético ao longo do testemunho e uma predominância de grãos de domínio simples e pseudo-domínio

simples com pouca variação de tamanho de grão magnético e concentração ao longo do testemunho, visto que as variações dos parâmetros mostraram-se inferiores a um fator de 15. Essa baixa variação dos parâmetros de magnetismo de rocha ao longo do testemunho torna os dados propícios à reconstrução de curvas de PIR (Tauxe, 1993; Valet et al., 2020).

Os diagramas vetoriais de pontos finais mostram que as amostras do testemunho SER-01 foram desmagnetizadas com sucesso, possibilitando a definição de um vetor ChRM. Muitas amostras tinham uma magnetização remanescente viscosa secundária (VRM) entre 0 e ~10-20 mT (e.g., Savian et al., 2016; Lopes et al., 2022). Esta magnetização secundária foi removida com sucesso das amostras no processo de cálculo usando os diagramas vetoriais de desmagnetização de ponto final (Zijderveld, 1967) e análise de componentes principais (PCA, Kirschvink, 1980). Direções bem definidas com uma linha reta em direção à origem, com um cone de confiança de 95% menor que 30° e um desvio angular máximo $<15^\circ$ são necessários para estudos de paleointensidade relativa (e.g., Valet et al., 2020).

O testemunho SER-01 registra o campo geomagnético entre o Aptiano Superior e o Albiano Inferior conforme demonstrado pelas análises bioestratigráficas sendo assim inserido no SNC. Isso é evidenciado pelas inclinações calculadas ao longo do testemunho: das 238 amostras para as quais a inclinação foi obtida, apenas nove apresentaram valor positivo. Destes nove, seis apresentaram inclinações positivas em diferentes regiões do testemunho, sendo valores isolados. No entanto, três amostras, entre 82,50 e 81,99 m apresentaram valores consecutivos de inclinações positivas. Como essas amostras não apresentam anomalias em termos de mineralogia magnética, tamanho de grão ou concentração magnética, nem apresentam qualquer sinal de retrabalhamento, pode-se dizer que se trata de uma reversão de polaridade que pode ser correlacionada o evento de reversão de polaridade que ocorreu durante o Aptiano Superior - Albiano Inferior ($113,3 \pm 1,6$ Ma) registrado em sedimentos marinhos e rochas vulcânicas (Tarduno, 1990; Gilder et al., 2003; Zhang et al., 2021).

Este evento de reversão entre o final do Aptiano e início do Albiano ainda é muito pouco descrito na literatura (Tarduno, 1990; Gilder et al., 2003; Zhang et al., 2021). De acordo com Zhang et al. (2021), que resumiu as reversões de polaridade durante o SNC, essa reversão só foi estudada em dois trabalhos anteriores (Tarduno, 1990; Gilder et al., 2003). Tarduno (1990) encontra esta reversão em rochas carbonáticas do Golfo da Biscaia, Oceano Atlântico (DSDP Site 402), enquanto Gilder

et al. (2003) recuperou esta reversão em basaltos intercalados com *red beds* cozidos na Bacia do Tarim mais ocidental, noroeste da China. Até o momento, nenhum trabalho havia estudado a paleointensidade desse evento de reversão que está localizado entre os eventos ISEA e M²-2r².

Por meio de abordagem estatística, a dispersão S dos polos virtuais geomagnéticos foram calculados e comparados ao “modelo G” de McFadden et al. (1988, 1991). Os resultados obtidos suportam a conclusão de que o SNC é caracterizado por uma baixa dispersão angular.

Utilizamos dois parâmetros de normalização (Tauxe, 1993) e o método pseudo-Thellier (Tauxe et al., 1995) para avaliar a paleointensidade do campo geomagnético durante o SNC no testemunho SER-01. Observa-se uma boa concordância entre as três curvas, indicando que estão registrando apenas as variações do campo geomagnético e que os fatores mineralógicos ou litológicos não têm grande efeito nas curvas de PIR. Consideramos a abordagem pseudo-Thellier a mais confiável para a estimativa de PIR devido ao seu longo uso em estudos do tipo (e.g., Kruiver et al., 1999; Valet, 2003; Gogorza et al., 2008; Paterson et al., 2016 ; Lopes et al., 2022) e a vantagem de dar uma estimativa de erro para cada amostra (Tauxe et al., 1995).

1.5 CONCLUSÃO

Desenvolvemos um estudo magnetoestratigráfico de alta resolução do Oceano Atlântico Sul, obtendo os primeiros resultados paleomagnéticos de sedimentos do Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas no Brasil. Estudos bioestratigráficos confirmaram a transição do final do Aptiano para o início do Albiano para o testemunho SER-01. Análises de magnetismo de rocha foram realizadas e mostraram que há uniformidade em termos de mineralogia magnética, concentração e tamanho de grão ao longo do testemunho, de forma que análises paleomagnéticas posteriores puderam ser realizadas de forma robusta. Nós investigamos a variação paleosecular e a paleointensidade relativa durante o SNC na região equatorial do Oceano Atlântico e descobrimos que o SNC foi caracterizado por uma baixa dispersão angular e baixas variações de RPI. Este trabalho apresenta os primeiros estudos de PIR, apenas o terceiro registro global, e o primeiro registro no hemisfério sul de um evento de inversão de polaridade ocorrido entre ISEA e M²-2r² em $113,3 \pm 1,6$ Ma.

1.6 REFERÊNCIAS

- 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), 337-370.
- Benammi, M., Alvarado-Ortega, J., & Urrutia-Fucugauchi, J. (2006). Magnetostratigraphy of the lower cretaceous strata in Tlayúa Quarry, Tepexi de Rodriguez, state of Puebla, Mexico. *Earth, planets and space*, 58(10), 1295-1302.
- Biggin, A. J., Steinberger, B., Aubert, J., Suttie, N., Holme, R., Torsvik, T. H., ... & Van Hinsbergen, D. J. J. (2012). Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes. *Nature Geoscience*, 5(8), 526-533.
- Blakemore, R.P., Short, K.A., Bazylinski, D.A., Rosenblatt, C., Frankel, R.B. (1985). Microaerobic conditions are required for magnetite formation within *Aquaspirillum magnetotacticum*. *Geomicrobiol.J.*, 4, 53–71.
- Bonhommet N., & Babkine J. (1967). Sur la presence d'aimantation inverse dans la Chaine des Puys. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences Series B*, 264, 92–94
- Brunhes, B. (1906). Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques. *J. Phys. Theor. Appl.*, 5(1), 705-724.
- Butler, R. F. (2004). *PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes*.
- Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S. & Cruz, F.E.G. (2007). Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 405-415.
- Channell, J. E. T., Cecca, F., & Erba, E. (1995). Correlations of Hauterivian and Barremian (Early Cretaceous) stage boundaries to polarity chrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1-2), 125-140.
- Courtillot, V., & Olson, P. (2007). Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(3-4), 495-504.
- Cox, A. (1968). Lengths of geomagnetic polarity intervals. *Journal of Geophysical Research*, 73(10), 3247-3260.

- Cox, A., Doell, R. R., & Dalrymple, G. B. (1963). Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature*, 198(4885), 1049-1051.
- Creer, K. M., Irving, E., & Nairn, A. E. M. (1959). Palaeomagnetism of the Great Whin sill. *Geophysical Journal International*, 2(4), 306-323.
- Cronin, M., Tauxe, L., Constable, C., Selkin, P., & Pick, T. (2001). Noise in the quiet zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(1-2), 13-30.
- Das, A. K., Piper, J. D. A., Bandyopadhyay, G., & Mallik, S. B. (1996). Polarity inversion in the Rajmahal lavas, north-east India: trap emplacement near commencement of the Cretaceous Normal Superchron. *Geophysical Journal International*, 124(2), 427-432.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267.
- Dearing, J. A., Dann, R. J. L., Hay, K., Lees, J. A., Loveland, P. J., Maher, B. A., & O'Grady, K. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophysical Journal International*, 124(1), 228-240. doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x
- Di Chiara, A., Tauxe, L., Staudigel, H., Florindo, F., Protti, M., Yu, Y., et al. (2021). Earth's magnetic field strength and the Cretaceous Normal Superchron: New data from Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22, e2020GC009605. <https://doi.org/10.1029/2020GC009605>
- Driscoll, P., & Olson, P. (2011). Superchron cycles driven by variable core heat flow. *Geophysical Research Letters*, 38(9).
- Fauth, G., Daniel Rodrigues Bruno, M., Villegas-Martín, J., Francisco Savian, J., do Monte Guerra, R., Krahl, G., Henrique De Oliveira Lima, F., Strohschoen, O., Gewehr De Mello, R., Marcanth Lopes, F., Gonçalves Leandro, C., & da Silva Aguiar, E. (2021). Drilling the aptian-albian of the sergipe-alagoas basin, Brazil: Paleobiogeographic and paleoceanographic studies in the South Atlantic. *Scientific Drilling*, 29, 1–17. <https://doi.org/10.5194/sd-29-1-2021>
- Fauth, G., Krahl, G., Kochhann, K. G. D., Bom, M. H. H., Baecker-Fauth, S., Bruno, M. D. R., ... & de Oliveira Lima, F. H. (2022). Astronomical calibration of the latest

Aptian to middle Albian in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 602, 111175.

Feijo, F. J. (1994). Sergipe and Alagoas Basins; Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8.

Franco, D. R., de Oliveira, W. P., Freitas, F. B. V. D., Takahashi, D., da Ponte Neto, C. F., & Peixoto, I. M. C. (2019). Paleomagnetic evidence for inverse correspondence between the relative contribution of the axial dipole field and CMB heat flux for the past 270 Myr. *Scientific reports*, 9(1), 1-8.

Foster, G. L., Royer, D. L., & Lunt, D. J. (2017). Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nature Communications*, 8(1), 14845. <https://doi.org/10.1038/ncomms14845>

Garcés, M., & Beamud, E. (2021). Magnetostratigraphic Dating. In D. Alderton & S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology (Second Edition)* (pp. 140–152). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12386-3>

Gewehr de Mello, R., Fauth, G., Guilherme Diemer Kochhann, K., Gonsalves Leandro, C., Rodrigues Bruno, M. D., Krahl, G., Marcanth Lopes, F., & Savian, J. F. (2020). Magnetostratigraphy and environmental magnetism of the Aptian-Albian boundary of sedimentary core from Sergipe-Alagoas Basin: preliminary results. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 17533. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-17533>

Gilder, S., Chen, Y., Cogné, J. P., Tan, X., Courtillot, V., Sun, D., & Li, Y. (2003). Paleomagnetism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim Basin and implications for inclination shallowing and absolute dating of the M-0 (ISEA?) chron. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4), 587-600.

Glatzmaier, G. A., Coe, R. S., Hongre, L., & Roberts, P. H. (1999). The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. *Nature*, 401(6756), 885-890.

Gogorza, C. S., 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). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 280, 40-52.

Granot, R., Dyment, J., & Gallet, Y. (2012). Geomagnetic field variability during the Cretaceous Normal Superchron. *Nature Geoscience*, 5(3), 220–223. <https://doi.org/10.1038/ngeo1404>

Grommé, C. S., Wright, T. L., & Peck, D. L. (1969). Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 74(22), 5277-5293. doi: 10.1029/JB074i022p05277

He, H., Deng, C., Wang, P., Pan, Y., & Zhu, R. (2012). Toward age determination of the termination of the Cretaceous Normal Superchron. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2).

Helsley, C. E., & Steiner, M. B. (1968). Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 325-332.

Irving, E., & Runcorn, S. K. (1957). II. Analysis of the paleomagnetism of the Torridonian sandstone series of North-West Scotland. I. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 250(974), 83-99.

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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B7), 5911-5921

Kirschvink, J. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718. doi: 10.1029/JB088iB07p05911

Kodama, K. P. (2012). *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation*. Blackwell Publishing Ltd. www.wiley.com/go/kodama/paleomagnetism

Kollofrath, J. (2012). Energy regime of the geodynamo during the Cretaceous Normal Superchron via paleosecular variation and paleointensity (Doctoral dissertation, Imu).

- Kruiver, P. P., Kok, Y. S., Dekkers, M. J., Langereis, C. G., & Laj, C. (1999). A pseudo-Thellier relative palaeointensity record, and rock magnetic and geochemical parameters in relation to climate during the last 276 kyr in the Azores region. In *Geophys. J. Int.* (Vol. 136). <https://academic.oup.com/gji/article/136/3/757/651936>
- Laj, C., & Channell, J. E. T. (2015). Geomagnetic Excursions. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (Second Edition, pp. 343–383). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00104-4>
- Larson, R. L., & Chase, C. G. (1972). Late Mesozoic Evolution of the Western Pacific Ocean. *GSA Bulletin*, 83(12), 3627–3644. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3627:LMEOTW\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3627:LMEOTW]2.0.CO;2)
- Larson, R. L., & Chase, C. G. (1972). Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), 3627-3644.
- Leandro, C. G., Savian, J. F., Kochhann, M. V. L., Franco, D. R., Coccioni, R., Frontalini, F., Gardin, S., Jovane, L., Figueiredo, M., Tedeschi, L. R., Janikian, L., Almeida, R. P., & Trindade, R. I. F. (2022). Astronomical tuning of the Aptian stage and its implications for age recalibrations and paleoclimatic events. *Nature Communications*, 13(1), 2941. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-30075-3>
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., & Cashman, R. (2002). Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3), 13-1.
- Levi, S., & Banerjee, S. K. (1976). On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 29(1), 219-226. doi: 10.1016/0012-821X(76)90042-X
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaa, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., & Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50(4). <https://doi.org/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, 106935. doi: 10.1016/j.pepi.2022.106935
- Lowrie, W., Alvarez, W., Silva, I. P., & Monechi, S. (1980). Lower Cretaceous magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks. *Geophysical Journal International*, 60(2), 263-281.
- Matuyama, M. (1929). On the direction of magnetisation of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria. *Proceedings of the Imperial Academy*, 5(5), 203-205.
- McDougall, I., & Tarling, D. H. (1963a). Dating of polarity zones in the Hawaiian Islands. *Nature*, 200(4901), 54-56.
- McDougall, I., & Tarling, D. H. (1963b). Dating of reversals of the earth's magnetic field. *Nature*, 198, 1012-1013.
- McDougall, I., & Tarling, D. H. (1964). Dating geomagnetic polarity zones. *Nature*, 202(4928), 171-172.
- McFadden, P. L., Merrill, R. T., & McElhinny, M. W. (1988). Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B10), 11583-11588. doi: 10.1029/JB093iB10p11583
- McFadden, P. L., Merrill, R. T., McElhinny, M. W., & Lee, S. (1991). Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B3), 3923-3933. doi: 10.1029/90JB02275
- Mohriak, W. U. (2003). Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, 3, 87e165.
- Muttoni, G. (2021). Magnetostratigraphy. In D. Alderton & S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology (Second Edition)* (pp. 689–697). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00130-2>
- Ogg, J. G. (2020). Geomagnetic polarity time scale. In *Geologic time scale 2020* (pp. 159-192). Elsevier.
- Olierook, H. K., Jourdan, F., & Merle, R. E. (2019). Age of the Barremian–Aptian boundary and onset of the Cretaceous Normal Superchron. *Earth-Science Reviews*, 197, 102906.

- Opdyke, M. D., & Channell, J. E. (1996). *Magnetic stratigraphy*. Academic press.
- Paterson, G. A., Heslop, D., & Pan, Y. (2016). The pseudo-Thellier palaeointensity method: New calibration and uncertainty estimates. *Geophysical Journal International*, 207(3), 1596–1608. doi: 10.1093/gji/ggw349
- Pavlov, V. E., & Gallet, Y. (2009). Superchron at the Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition. In *Doklady Earth Sciences* (Vol. 426, No. 4, pp. 632-635). Pleiades Publishing, Ltd.(Плеадес Паблшинг, Лтд).
- Pavlov, V., & Gallet, Y. (2005). A third superchron during the Early Paleozoic. *Episodes Journal of International Geoscience*, 28(2), 78-84.
- Pavlov, V., & Gallet, Y. (2010). Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth's middle age. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(1).
- Pick, T., & Tauxe, L. (1993). Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass. *Nature*, 366(6452), 238-242.
- Roberts, A. P., Florindo, F., Chang, L., Heslop, D., Jovane, L., & Larrasoña, J. C. (2013). Magnetic properties of pelagic marine carbonates. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 127, pp. 111–139). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.009>
- Ryan, W. B., Bolli, H. M., Foss, G. N., Natland, J. H., Hottman, W. E., & Foresman, J. B. (1978). Objectives, principal results, operations and explanatory notes of Leg 40, South Atlantic. *Initial reports of the deep sea drilling project*, 40, 5-28.
- Savian, J. F., Trindade, R., Janikian, L., Jovane, L., de Almeida, R. P., Coccioni, R., Frontalini, F., Sideri, M., Figueiredo, M., Tedeschi, L. R., & Jenkyns, H. C. (2016). The Barremian-Aptian boundary in the Poggio le Guaine core (central Italy). Evidence for magnetic polarity Chron M0r and oceanic anoxic event 1a. *Special Paper of the Geological Society of America*, 524, 57–78. [https://doi.org/10.1130/2016.2524\(05\)](https://doi.org/10.1130/2016.2524(05))
- Schlanger, S. O., & Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en mijnbouw*, 55(3-4).
- Shcherbakova, V. V., Bakhmutov, V. G., Shcherbakov, V. P., Zhidkov, G. V., & Shpyra, V. V. (2012). Palaeointensity and palaeomagnetic study of Cretaceous and

- Palaeocene rocks from Western Antarctica. *Geophysical Journal International*, 189(1), 204-228.
- Shcherbakova, V. V., Kovalenko, D. V., Shcherbakov, V. P., & Zhidkov, G. V. (2011). Paleointensity of the geomagnetic field in the Cretaceous (from Cretaceous rocks of Mongolia). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 47(9), 775-791.
- Skelton, P. W., Spicer, R. A., Kelley, S. P., & Gilmour, I. (2003). The Cretaceous world (p. 360).
- Smith, J. D., & Foster, J. H. (1969). Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science*, 163(3867), 565-567.
- Tanaka, H., & Kono, M. (2002). Paleointensities from a Cretaceous basalt platform in Inner Mongolia, northeastern China. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 133(1-4), 147-157.
- Tarduno, J. A. (1990). Brief reversed polarity interval during the Cretaceous normal polarity superchron. *Geology*, 18(8), 683-686.
- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., & Smirnov, A. V. (2001). High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals. *Science*, 291(5509), 1779-1783.
- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., & Smirnov, A. V. (2002). The Cretaceous superchron geodynamo: Observations near the tangent cylinder. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(22), 14020-14025.
- Tarduno, J.A., Tian, W., Wilkison, S. (1998). Biogeochemical remanent magnetization in pelagic sediments of the western equatorial Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 25,3987–3990.
- Tauxe, L. (1993). Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Reviews of geophysics*, 31(3), 319-354. doi: 10.1029/93RG01771
- Tauxe, L. (2005). Lectures in Paleomagnetism. <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>
- Tauxe, L., & Staudigel, H. (2004). Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(2).

- Tauxe, L., Pick, T., & Kok, Y. S. (1995). Relative paleointensity in sediments: A pseudo-Thellier approach. *Geophysical Research Letters*, 22(21), 2885-2888. doi: 10.1029/95GL03166
- Valet, J. P. (2003). Time variations in geomagnetic intensity. *Reviews of Geophysics*, 41(1). doi: 10.1029/2001RG000104
- Valet, J. P., Thevarasan, A., Bassinot, F., Savranskaia, T., & Haddam, N. (2020). Two records of relative paleointensity for the past 4 Myr. *Frontiers in Earth Science*, 8, 148. doi: 10.3389/feart.2020.00148
- VandenBerg, J., Klootwijk, C. T., & Wonders, A. A. H. (1978). Late Mesozoic and Cenozoic movements of the Italian Peninsula: Further paleomagnetic data from the Umbrian sequence. *Geological Society of America Bulletin*, 89(1), 133-150.
- Wang, C., Hu, X., Huang, Y., Scott, R. W., & Wagnreich, M. (2009). Overview of Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs): a window on global oceanic and climate change.
- Yoshimura, Y. (2022). The Cretaceous Normal Superchron: A Mini-Review of Its Discovery, Short Reversal Events, Paleointensity, Paleosecular Variations, Paleoenvironment, Volcanism, and Mechanism. In *Frontiers in Earth Science* (Vol. 10). Frontiers Media S.A. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.834024>
- Zhang, D., Yan, M., Song, C., Zhang, W., Fang, X., & Li, B. (2021). Frequent Polarity Reversals in the Cretaceous Normal Superchron. In *Geophysical Research Letters* (Vol. 48, Issue 5). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1029/2020GL091501>
- Zhu, R., Hoffman, K. A., Nomade, S., Renne, P. R., Shi, R., Pan, Y., & Shi, G. (2004). Geomagnetic paleointensity and direct age determination of the ISEA (M0r?) chron. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(3-4), 285-295.
- Zhu, R., Hoffman, K. A., Pan, Y., Shi, R., & Li, D. (2003). Evidence for weak geomagnetic field intensity prior to the Cretaceous normal superchron. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 136(3-4), 187-199.
- Zijderveld, J. D. A. (1967). AC demagnetization of rocks: Analysis of results, *Methods in Paleomagnetism* DW Collinson, KM Creer, SK Runcorn, 254–286.

CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO

PALEOMAGNETIC RESULTS OF EARLY CRETACEOUS SEDIMENTS FROM SOUTH ATLANTIC OCEAN: IMPLICATIONS FOR PALEOSECULAR VARIATION AND RELATIVE PALEOINTENSITY

H. B. Roisenberg¹, J. F. Savian^{1,2}, R. G. de Mello¹, C. G. Leandro¹, C. A. Pontel², E. Frigo³, G. Fauth^{4,5}, A. Santos⁴, S. Baecker-Fauth⁴, M. D. R. Bruno^{4,5}, R. M. Guerra⁴, G. Krahl⁴, D. Ceolin⁴, R. I.F. Trindade⁶, and L. Jovane⁷

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

²Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

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

⁴Instituto de Paleoceanografia e Mudanças Climáticas (itt Oceaneon), São Leopoldo, Brazil.

⁵Programa de Pós-Graduação em Geociências, Unisinos University, São Leopoldo, Brazil.

⁶Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil

⁷Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Corresponding author: Henrique Berger Roisenberg (henrique.roisenberg@ufrgs.br)

Key Points:

- First relative paleointensity measurements of a previously described reversal polarity event during the CNS.
- First paleomagnetic results of late Aptian–early Albian sediments from Core SER-01 of the Sergipe-Alagoas Basin in Brazil.
- Data supports the low-angular dispersion of the geomagnetic field during the CNS.

2.1 ABSTRACT

The Cretaceous Normal Superchron (CNS) was a normal polarity event that lasted from 121.4 to 83.65 Ma, extending from the early Aptian to approximately the Santonian/Campanian boundary. The behavior of the geomagnetic field during the CNS is not well known. This work presents the first high-resolution paleomagnetic results of late Aptian–early Albian sediments from the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil, and its implications for paleosecular variation and relative paleointensity (RPI) in the equatorial region. The age model was constructed using biostratigraphic data. Rock magnetic studies were performed in Core SER-01, and high-quality directional data was obtained for this period. RPI records were obtained using three different methods. It was found that the CNS was characterized by a low angular dispersion and low RPI variations. This work presents the first RPI studies, only the third global record, and the first record in the southern hemisphere of a reversal polarity event, that happened between ISEA and M^r-2r^r at 113.3±1.6 Ma. This event was accompanied by a low geomagnetic field intensity followed by a sharp increase.

2.2 PLAIN LANGUAGE SUMMARY

During the Earth's history, the dipole that represents the magnetic field can be found in two different positions: normal or reversed. In the Cretaceous, an abnormally long period of normal polarity called the Cretaceous Normal Superchron (CNS) took place. In this work, we present the first high-resolution paleomagnetic results of late Aptian–early Albian sediments from the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil, and its implications for the variations of the geomagnetic field in terms of direction and intensity in the equatorial region of South Atlantic Ocean. This work presents the first relative paleointensity (RPI) measurements, only the third global record, and the first record in the southern hemisphere of a reversal polarity event that happened within the CNS, at 113.3±1.6 Ma.

2.3 INTRODUCTION

The Early Cretaceous (143.1-100.5 Ma, Gradstein et al., 2020) was a period in Earth's history when the planet underwent several paleogeographic, paleoceanographic, and paleoclimatic changes. During this time, the climate was

warm, carbon dioxide concentrations were about 1000 ppm, more than twice the present-day concentration (Foster et al., 2017), and sea level had the highest values of the Phanerozoic (e.g., Van der Meer et al., 2017). An acceleration of crustal production (e.g., Skelton et al., 2003), changes in ocean redox conditions (e.g., Wang et al., 2009), accelerated biotic turnover (Leckie et al., 2002), and the cyclic occurrence of anoxic oceanic events (e.g., Schlanger & Jenkyns, 1976) also characterize this period.

The Early-Cretaceous is characterized by a long period of stable polarity with few geomagnetic reversals (e.g., Ryan et al., 1978; Zhang et al., 2021), the so-called Cretaceous Normal Superchron (CNS, Helsey & Steiner, 1968). It is one of the four superchrons that has been identified so far in the Earth's history (e.g., Opdyke & Channell, 1996; Pavlov & Gallet, 2005, 2009, 2010; Biggin et al., 2012; Zhang et al., 2021). This normal polarity interval, also known as polarity Superchron C34n, lasted from 121.4 to 83.65 Ma, extending from the early Aptian to approximately the Santonian/Campanian boundary (Gradstein et al., 2020). It was first described by Helsey and Steiner (1968) through the summarization of paleomagnetic measurements of igneous and sedimentary rocks from more than 35 sites that recorded a period of normal magnetic polarity that dominated for at least 25 Ma during the Cretaceous. Larson and Chase (1972) first revealed periods of geomagnetic reversals within this Superchron. Ryan et al. (1978) summarized 3 brief events of polarity reversal: Chron Mⁿ-1rⁿ, also known as the ISEA event (Tarduno, 1990), Chron Mⁿ-2rⁿ, and Chron Mⁿ-3rⁿ. Zhang et al. (2021) promoted the first detailed records of Mⁿ-2rⁿ and Mⁿ-3rⁿ in terrestrial sediments, confirming the existence of polarity reversals in the CNS. The revision presented in their work indicates that at least seven polarity reversal events or clusters of events took place during the CNS.

The behavior of the geomagnetic field during the CNS is not well known. Oversimplified geodynamic models indicate that the CNS was a period of low field variability, while magnetostratigraphic studies show that an interpretation of the field variability during the CNS is not straightforward (e.g., Granot et al., 2012). Magnetic polarity reversals took place during this period and are a key feature of the geodynamo, being influenced by long-term changes in heat flow in the core, and heat flux patterns at the core-mantle boundary (e.g., Biggin et al., 2008, 2012; Zhang et al., 2021; Yoshimura, 2022). Therefore, studying the paleosecular variation (PSV) and paleointensity of the magnetic field during the CNS is fundamental as a window to the

core-mantle dynamics during the Cretaceous (e.g., Biggin et al., 2008, 2012; Zhang et al., 2021). Cronin et al. (2001) reported that during this period the relative paleointensity (RPI) variation was lower than during periods of non-Superchron as in the Oligocene. Studying sea-surface magnetic profiles, Granot et al. (2012) found a rising variability of the geomagnetic field at the beginning of the CNS that culminated between 110 and 100 Ma to a highly fluctuating field, and a subdued magnetic signal in the last 9 million years of the Superchron, indicating a return to a more stable geomagnetic field. Yoshimura (2022) in turn brings a brief review of the history since the discovery of the CNS and the reversals that are found in it and concludes that the frequency of reversals observed during the CNS is significantly lower than in other periods. However, the paleointensity in the CNS remains ambiguous, and the PSVs must be further investigated (e.g., Yoshimura, 2022).

This work presents new paleomagnetic data from the Core SER-01 from South Atlantic Ocean, providing a high-resolution magnetic record of the CNS during the Early Cretaceous in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. We present the results and interpretation of rock magnetic, PSV, and RPI data of the Maruim Member (Riachuelo Formation), a carbonate shelf formed during the opening of the South Atlantic Ocean (Fauth et al., 2021).

2.4 GEOLOGICAL SETTING

Core SER-01 (10°24'22" S, 36°42'14" W) was drilled in the onshore portion of the Sergipe-Alagoas Basin, in the municipality of Pacatuba, NE Brazil (Fig. 2.1). Sergipe-Alagoas Basin is an elongated basin of the Brazilian Continental Margin (BCM) that present sedimentary records of the pre-rift, rift, post-rift, and drift phases, with continental sequences that gradually transition to marine sequences (Feijó, 1994; Mohriak, 2003; Campos Neto et al., 2007; Luft-Souza, et al. 2022).

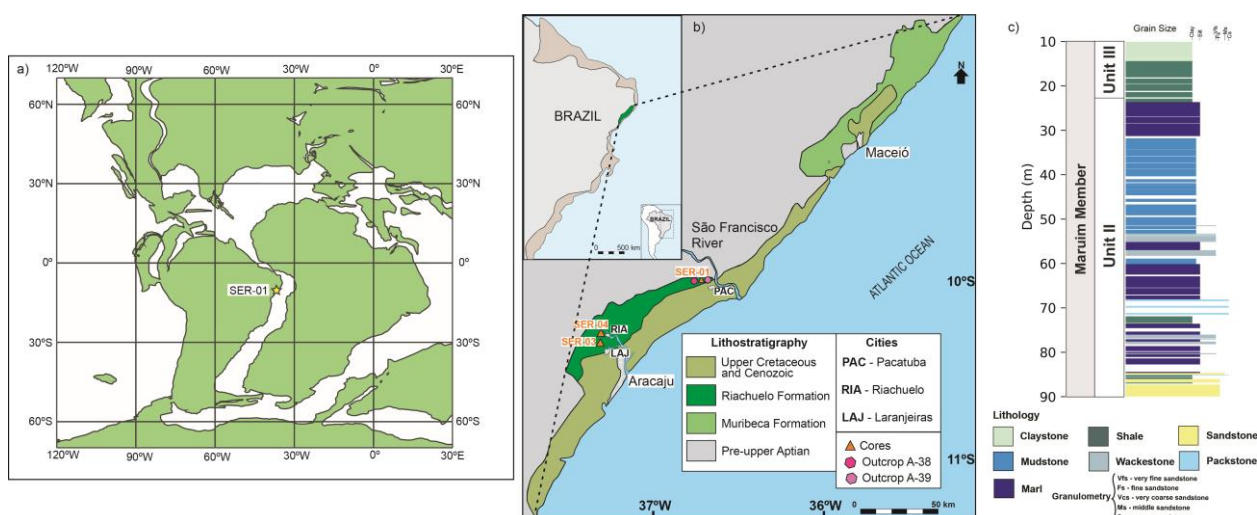


Figure 2.1. a) Paleoreconstruction map during the Cretaceous (115 Ma) with the position of Core SER-01 (generated from odsn.de). b) Geological map of the onshore portion of the Sergipe-Alagoas Basin (modified from Fauth et al., 2021). c) Lithology of the portion of Core SER-01 object of paleomagnetic studies (see Fauth et al., 2021).

The Core SER-01 is originally 174.7 meters with a recovery rate of 82.8% of sedimentary rocks. Fauth et al. (2021) characterize three different units in this core. Unit I is the basal unit and corresponds to the portion with the coarsest sediments of this core. To obtain a better quality of paleomagnetic data, only units II and III were studied in this research paper, between 12.70 m and 89.85 m. Unit II (89.85 m - 24.1 m) consists of medium gray mudstones and light gray marls. Between 81.7 m and 52.4 m, centimeter-scale beds of wackestone and gray packstones are found, along with small fractures filled with calcite and abundant shells of gastropods, bivalves, and ooliths. Unit III (24.1 - 12.7 m) is mainly composed of medium gray shales (24.1 - 14.7 m) that grade to gray claystones (14.7 – 12.7 m). In nearby outcrops (A-38 and A-39) late Aptian ammonites and planktonic foraminifers were identified.

The lithologies found in this core were interpreted as belonging to the Maruim Member of the Riachuelo Formation, formed in a carbonate shelf in areas of lower sedimentary input in the basin (Fauth et al., 2021).

2.5 MATERIALS AND METHODS

Paleomagnetic and rock magnetic measurements were performed at the laboratory of Paleomagnetism and Geomagnetism of the University of São Paulo

(USPMag) and at the Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos (CORE) at the Instituto Oceanográfico of the University of São Paulo (USP). A total of 238 discrete cubic samples ($\sim 8 \text{ cm}^3$) from 12.70 m to 89.85 m of core SER-01 were selected and submitted to magnetic measurements to obtain paleodirection, RPI, and rock magnetism data.

Magnetic susceptibility was measured using an MFK1-FA Multi-Function Kappabridge in a frequency of 976 and 15616 Hz in a field of 200 A/m. Every sample was measured three times, and the average of the measurements was calculated. The frequency dependence of magnetic susceptibility ($\chi_{fd}(\%)$) was calculated from the difference between measurements at high (χ_{hf}) and low (χ_{lf}) frequencies, i.e., $\chi_{fd}(\%) = (\chi_{lf} - \chi_{hf})/\chi_{lf}$. $\chi_{fd}(\%)$ reveals the presence of fine ($< 0.03 \mu\text{m}$ for magnetite) superparamagnetic (SP) grains in the sediment record (Dearing et al., 1996).

Remanence measurements were obtained using a three-axis 2G Enterprises model 755 SQUID magnetometer in a magnetically shielded room housed in USPMag. The samples were submitted to stepwise alternating field demagnetization (AFD) over 17 steps of 0, 2, 4, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT. The characteristic remanent magnetization (ChRM), i.e., paleomagnetic inclination, declination, and the maximum angle of deviation (MAD) were calculated using the vector end-point demagnetization diagrams (Zijderveld, 1967) and principal component analysis (PCA, Kirschvink, 1980).

After the measurement of NRM, an anhysteretic remanent magnetization (ARM) was acquired in 12 steps of 0, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, and 100 mT alternating field (AF) in the presence of an axial 0.05 mT bias field and then AF demagnetized in the same steps. The ARM at 100 mT represents the concentration of fine-grained magnetite (e.g., Bloemendal et al., 1992; Larrasoana et al., 2012). The isothermal remanent magnetization (IRM) was acquired using a 2G pulse magnetic field inductor, and the remanence was measured. For all samples a pulse-field of 1 T was applied, to obtain the saturation IRM (SIRM). Then a back-field of 100 mT and 300 mT were applied to obtain the IRM-100mT and IRM-300mT, respectively. From these measurements the S-ratio (S-ratio = IRM-300mT/SIRM) and the “hard” IRM (HIRM = (SIRM + IRM-300mT)/2) were calculated. The first is a measure of the relative abundance of high-coercivity minerals mixed with ferrimagnetic minerals. Values close to 1 indicate that ferrimagnetic minerals are dominant (e.g., magnetite). With the increment

of high-coercivity minerals, the S-ratio value decreases (King & Channell, 1991; Bloemendal et al., 1992). The second is a measure of the mass concentration of high-coercivity magnetic minerals (Stoner et al., 1996). Combined magnetic parameters were calculated (SIRM/ χ_{lf} and ARM_{100mT}/SIRM). In addition, and as a first estimate of relative magnetic grain-size variation, the median destructive field of the NRM (MDF) was determined.

RPI normalizations were conducted using three methods. The first two methods consist in comparing the ratio of NRM at 20 mT by χ_{lf} , and NRM at 20 mT by ARM at 20 mT (Levi & Banerjee, 1996; King et al. 1983; Tauxe, 1993). The third method is obtained using the pseudo-Thellier approach (Tauxe et al. 1995). The field of 20 mT was chosen based on the median destructive field (MDF) and on the PCA of the vector end-point demagnetization diagrams. Then the pseudo-Thellier method was applied, in order to assess the uncertainty of the relative paleointensity estimate (Tauxe et al., 1995). In this method, the NRM left is plotted against the ARM gained, in the same steps. Then a straight line is adjusted to these steps. The slope (b) of this straight line is the RPI, and the uncertainty in the slope is 2σ (for a detailed description of the method see Tauxe et al., 1995).

Hysteresis loops and IRM acquisition curves were obtained for 28 representative samples along the core. The samples were analyzed in a Vibrating Sample Magnetometer (VSM) MicroMagTM3900 at USPMag. Approximately 1g of sediment from each sample was prepared and measured for hysteresis loops and IRM acquisition, and backfield curves up to 1 T at room temperature. These results allow one to identify the domain state(s) and magnetic interactions among magnetic particles (Day et al., 1977; Dunlop, 2002).

Thermomagnetic analyses were performed in four representative samples using a CS-4 furnace attached to the MFK1-FA Kappabridge housed at the CORE. The magnetic susceptibility was measured while heating the sample up to 700 °C and cooling it down to room temperature. The measurements were carried out in an argon atmosphere to avoid material oxidation.

For biostratigraphic analyses, global and local bioevents (first and last occurrence) of calcareous nannofossils, radiolarians, ostracods, planktonic foraminifers, and palynomorphs were applied. For these analyses, we collected 153 samples over the interval 174.42 to 3.25 meters recovered at Core SER-01, with

sample resolution of ~1 m. Methods for the processing of microfossil samples are described in Fauth et al. (2022) for calcareous nannofossils and planktonic foraminifera. Additionally, the sample preparation of ostracods, palynology, and radiolarian at Core SER-01 are described in supporting information Text S01.

2.6 RESULTS

The Core SER-01 encompasses the Aptian–Albian interval according to an integrated biostratigraphic analysis including calcareous nannofossils, radiolarians, palynology, and ostracods (more details see supporting information Text S02 and Figure S01). Microfossil bioevents applied on biostratigraphy are illustrated in supporting information Figure S01). Rock magnetic, paleosecular variation and relative paleointensity results are described in detail in the following subsections.

2.6.1 Rock magnetism proprieties

Magnetic susceptibility (χ) records show two different patterns along the core (Fig. 2.2 a). From 89.85 to 55.64 m peaks and troughs intercalate, while in the upper portion of the core, from 55.64 to 12.70 m the values are roughly constant. In the lower portion of the core, where the variability of χ is higher, χ_{lf} ranges from 4.72×10^{-9} to 1.06×10^{-7} m³/kg, with a mean value of 6.48×10^{-8} m³/kg, while in the upper portion, where the variability of χ is lower, the low-field susceptibility ranges from 4.43×10^{-8} to 1.10×10^{-7} m³/kg, with a mean value of 8.75×10^{-8} m³/kg. The mean value of χ in the core is 7.72×10^{-8} m³/kg. Frequency-dependent susceptibility (χ_{fd}) is roughly constant throughout the core (Fig. 2.2 b), with a mean value of 4.22%.

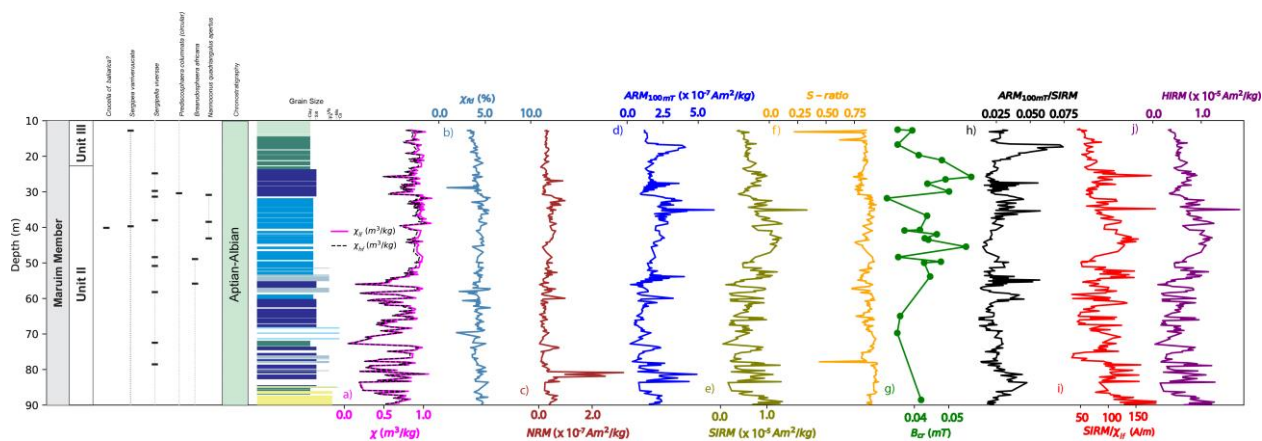


Figure 2.2. Rock magnetic parameters. a) Low-field (χ_{lf}) and high-field (χ_{hf}) magnetic susceptibility. b) Frequency-dependent magnetic susceptibility (χ_{fd}). c) Natural remanent magnetization (NRM). d) Anhytheretic remanent magnetization at 100 mT (ARM_{100mT}). e) Saturation isothermal remanent magnetization (SIRM). f) S-ratio. g) Remanent coercivity (B_{cr}). h) Ratio between ARM at 100 mT and SIRM. i) Ratio between SIRM and χ_{lf} . j) Hard isothermal remanent magnetism (HIRM).

NRM is roughly constant throughout the core (Fig. 2.2 c), with an exception from 81.99 and 80.95 m, where the values become as high as 3.17×10^{-7} Am²/kg. The whole core has a mean value of 3.58×10^{-8} Am²/kg. ARM_{100mT} (Fig. 2.2 d) presents a subtle increase from 77.34 to 31.05 m. An abrupt decrease is recorded at 30.75 m followed by an increase to 17.45 m. Then, the values present again an abrupt decrease until the top of the core. The mean value of ARM_{100mT} throughout the core is 1.71×10^{-7} Am²/kg. SIRM (Fig. 2.2 e) follows the same pattern identified in ARM_{100mT} with peaks and troughs occurring mainly in the same intervals. Differences are found in the upper portion of the core, from 44.30 m to the top of the core, where the SIRM values present a subtle decrease tendency.

S-ratio values are constant throughout the core (Fig. 2.2 f), with a mean value of 0.86. Troughs are only identified in the core at 13.20, 77.85, and 15.45 m, with values of 0.22, 0.44, and 0.62 respectively. Remanent coercivity (B_{cr}) presents low values and low variability throughout the core (Fig. 2.2 g), ranging from 0.03 mT to 0.06 mT. The mean B_{cr} recorded is 0.04 mT.

The ratio between ARM_{100mT} and SIRM (Fig. 2.2 h), is indicative that magnetite grain size is relatively constant throughout the core, except from 21.47 to 16.88 m where an abrupt increase is found, with a peak of 0.071. The mean value of this ratio is 0.026 for the whole core. The SIRM/ χ_{lf} ratio (Fig. 2.2 i) presents a subtle decrease

from the bottom to the top of the core, with a mean value of 88.15 A/m. The maximum value is 185.58 A/m at 89.1 m, and at the top of the core, the values are as low as 43.70 A/m.

HIRM values (Fig. 2.2 j), which represent the mass concentration of high-coercivity magnetic minerals (Stoner et al., 1996), present two different patterns: from the bottom of the core to 47.05 m the variability of the data is higher, with peaks and troughs. From this depth to the top of the core the variability is lower, and a subtle decrease tendency is observed.

Hysteresis data (Fig. 2.3 a, Table 2.1), 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 our samples, lie within the pseudo-single domain (PSD) grains or vortex (Day et al., 1977; Tauxe, 2005; Roberts et al., 2018) (Fig. 2.3 c). Some mixture of single domain (SD) and superparamagnetic grains (SP) is also observed by the identification of wasp-waisted hysteresis loops (Tauxe, 2005) (Fig. 2.3 a). A Pearson's correlation coefficient of 0.58 between χ and SIRM (Fig. 2.3 d) indicates that the grain-size does not change significantly across the sedimentary column (Gogorza et al., 2018).

Table 2.1. Measured hysteresis parameters and their ratios for the studied sediments of Core SER-01.

Sample ID	Depth (m)	M_{rs} (Am^2/kg)	M_s (Am^2/kg)	M_{rs}/M_s	H_{cr} (mT)	H_c (mT)	H_{cr}/H_c
SER01-04.08	04.08	1.26×10^{-6}	2.53×10^{-6}	0.50	4.42×10^{-1}	2.11×10^{-1}	2.10
SER01-06.84	06.84	3.21×10^{-3}	4.57×10^{-3}	0.70	5.38×10^{-1}	3.88×10^{-1}	1.39
SER01-08.16	08.16	1.21×10^{-3}	2.05×10^{-3}	0.59	4.98×10^{-1}	2.95×10^{-1}	1.69
SER01-11.05	11.05	3.49×10^{-4}	1.23×10^{-3}	0.28	2.81×10^{-1}	5.31×10^{-2}	5.29
SER01-12.27	12.27	3.30×10^{-5}	5.02×10^{-4}	0.07	3.51×10^{-2}	-3.33×10^{-2}	-1.06
SER01-12.90	12.90	3.87×10^{-5}	3.38×10^{-4}	0.11	3.94×10^{-2}	9.19×10^{-3}	4.28
SER01-16.88	16.88	4.80×10^{-5}	8.57×10^{-5}	0.56	3.51×10^{-2}	3.46×10^{-2}	1.01
SER01-19.85	19.85	5.83×10^{-5}	4.09×10^{-4}	0.14	4.13×10^{-2}	-1.02×10^{-1}	-0.40
SER01-21.25	21.25	5.96×10^{-5}	5.93×10^{-4}	0.10	4.80×10^{-2}	-8.35×10^{-2}	-0.57
SER01-25.95	25.95	7.71×10^{-5}	5.97×10^{-4}	0.13	5.65×10^{-2}	-3.02×10^{-1}	-0.19
SER01-26.65	26.65	6.75×10^{-5}	4.62×10^{-4}	0.15	4.90×10^{-2}	1.36×10^{-2}	3.60
SER01-27.85	27.85	6.02×10^{-5}	8.15×10^{-4}	0.07	4.38×10^{-2}	1.06×10^{-2}	4.13
SER01-30.05	30.05	3.57×10^{-5}	3.82×10^{-4}	0.09	5.01×10^{-2}	-1.47×10^{-1}	-0.34

SER01-31.93	31.93	6.66×10^{-5}	2.11×10^{-4}	0.32	3.20×10^{-2}	-1.21×10^{-1}	-0.27
SER01-36.86	36.86	8.39×10^{-5}	8.71×10^{-4}	0.10	4.37×10^{-2}	1.19×10^{-2}	3.68
SER01-40.82	40.82	1.26×10^{-4}	1.56×10^{-3}	0.08	4.16×10^{-2}	1.23×10^{-2}	3.37
SER01-40.99	40.99	1.13×10^{-4}	1.08×10^{-3}	0.11	3.71×10^{-2}	1.04×10^{-2}	3.55
SER01-42.05	42.05	1.11×10^{-4}	4.33×10^{-4}	0.26	4.65×10^{-2}	3.07×10^{-2}	1.52
SER01-43.17	43.17	1.82×10^{-4}	2.15×10^{-3}	0.08	4.30×10^{-2}	1.05×10^{-2}	4.08
SER01-43.57	43.57	9.38×10^{-5}	1.72×10^{-3}	0.05	4.41×10^{-2}	1.01×10^{-2}	4.37
SER01-45.54	45.54	8.50×10^{-5}	6.29×10^{-4}	0.14	5.50×10^{-2}	1.26×10^{-2}	4.36
SER01-48.45	48.45	7.86×10^{-5}	1.10×10^{-3}	0.07	3.53×10^{-2}	1.08×10^{-2}	3.27
SER01-49.75	49.75	4.51×10^{-5}	6.50×10^{-4}	0.07	4.77×10^{-2}	-4.88×10^{-2}	-0.98
SER01-50.05	50.05	6.51×10^{-5}	6.57×10^{-4}	0.10	4.28×10^{-2}	-1.19×10^{-1}	-0.36
SER01-53.90	53.90	8.13×10^{-5}	4.25×10^{-4}	0.19	4.46×10^{-2}	1.55×10^{-1}	0.29
SER01-65.00	65.00	4.50×10^{-5}	3.56×10^{-4}	0.13	3.59×10^{-2}	3.82×10^{-2}	0.94
SER01-69.75	69.75	3.15×10^{-5}	5.67×10^{-4}	0.06	3.50×10^{-2}	6.53×10^{-3}	5.36
SER01-88.52	88.52	6.56×10^{-5}	4.83×10^{-4}	0.14	4.20×10^{-2}	-1.31×10^{-1}	-0.32

IRM acquisition curves at room temperature for representative samples were used to obtain the magnetic mineralogy of the core. Saturating fields below 300 mT indicate a predominance of low-coercivity magnetic minerals (Fig. 2.3 b).

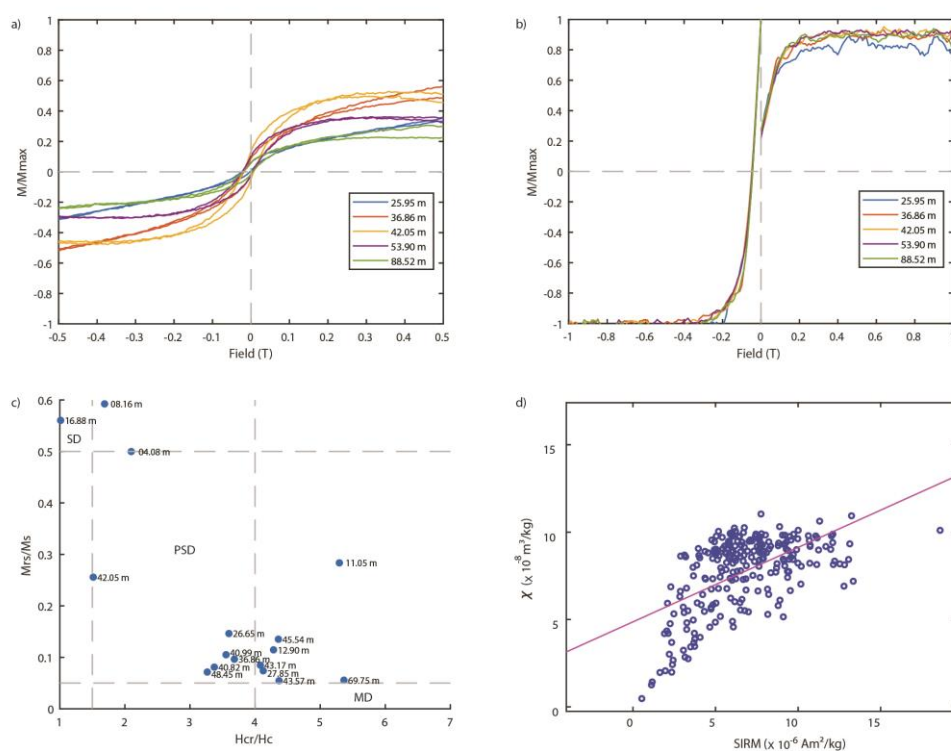


Figure 2.3. a) Hysteresis loops of five representative samples. B) IRM acquisition and backfield curves for the same samples measured by hysteresis. C) Day plot of all samples measured in the SER-01 core.

D) Scattergram of SIRM vs. low-field susceptibility. Pearson's correlation coefficient of the pink line is 0.58.

Thermomagnetic results show irreversible paths, with higher susceptibility values during cooling than upon heating (Fig. 2.4 a-d). In the heating path, a slight hump in magnetic susceptibility is observed at ~ 370 °C, which suggests a low contribution of maghemite. Heating curve analyses show major drops in susceptibility at around 580 °C (Fig. 2.4 a-d) indicating magnetite as the main ferromagnetic carrier. The Curie temperatures were estimated using the method of Grommé et al. (1969), in which the intersection point of the two tangents to the thermomagnetic curves is found.

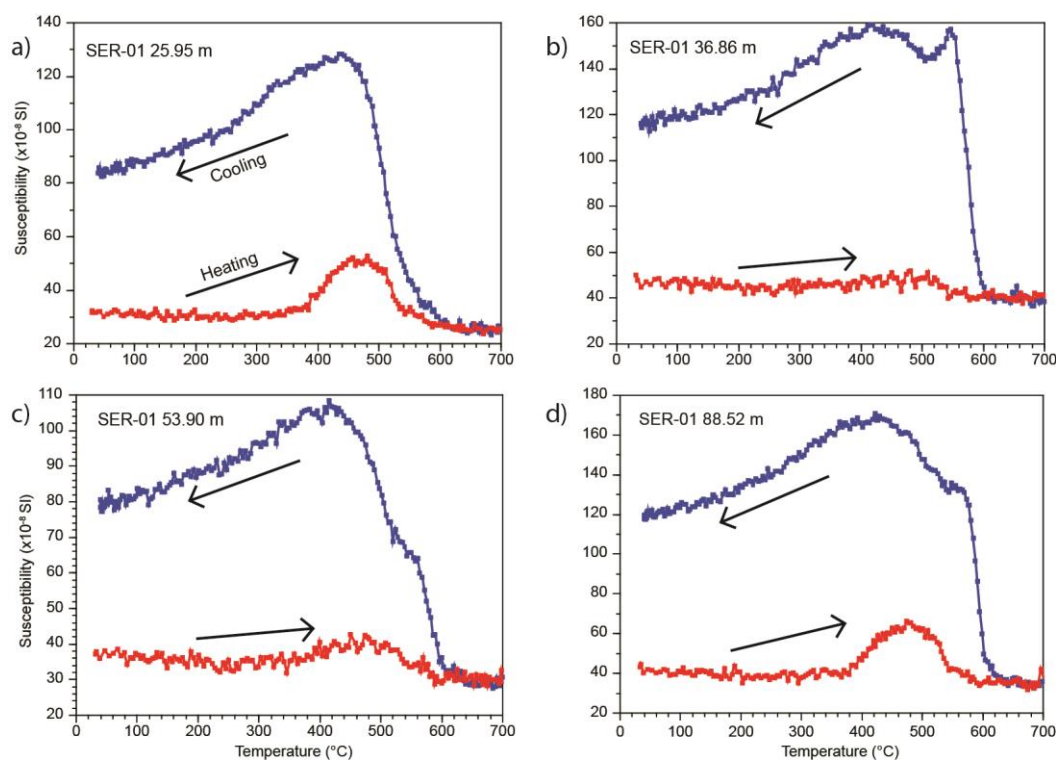


Figure 2.4. a-d) Thermomagnetic curves of four representative samples. The red curve is the heating trajectory, and the blue curve is the cooling one.

2.6.2 Paleomagnetic direction records

All 238 samples could be demagnetized by AFD treatment and show stable characteristic remanent magnetization (ChRM) (Fig. 2.5 a-f). The calculation of the paleomagnetic directions was performed by fitting a linear regression that minimized the maximum angular deviation (MAD). The MAD remained below 9.1° , with a mean

MAD of 2.8° , which confirms the high quality of the ChRM directions (Fig. 2.6 e). The mean value of the median destructive field (MDF) for this core is 23.73 mT (Fig. 2.6 a). Since the core was not azimuthally oriented, no reliable paleomagnetic declination of the samples could be obtained (Fig. 2.6 b).

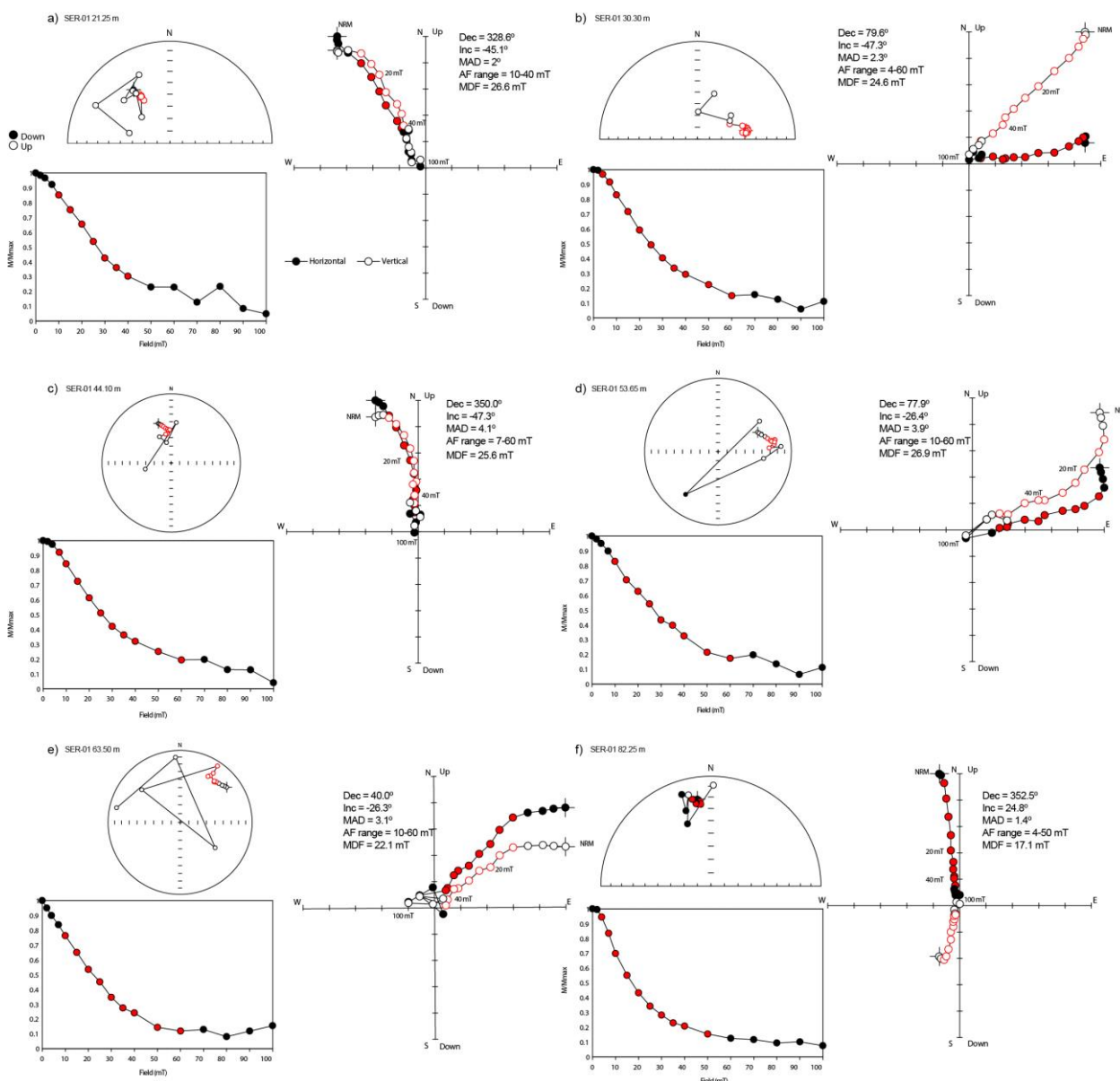


Figure 2.5. a-f) Vector end-point demagnetization diagrams, Lambert stereographic projections, and magnetization intensity curves of representative samples along the SER-01 core.

As was expected, most of the samples present normal polarity (Fig. 2.6 c). Only nine samples present reversed polarities. The mean inclination of the samples is -34.25° , which indicates a mean latitude of the virtual geomagnetic pole (VGP) of $-$

19.70° (Fig. 2.6 d). Since the obtained ChRMs are primary, the inclinations and the latitudes of the VGPs could be used to define polarity zones, by at least two successive same-polarity data points (e.g., Zhang et al., 2021). One reversed-polarity zone was identified in this core, from 82.50 m to 81.99 m.

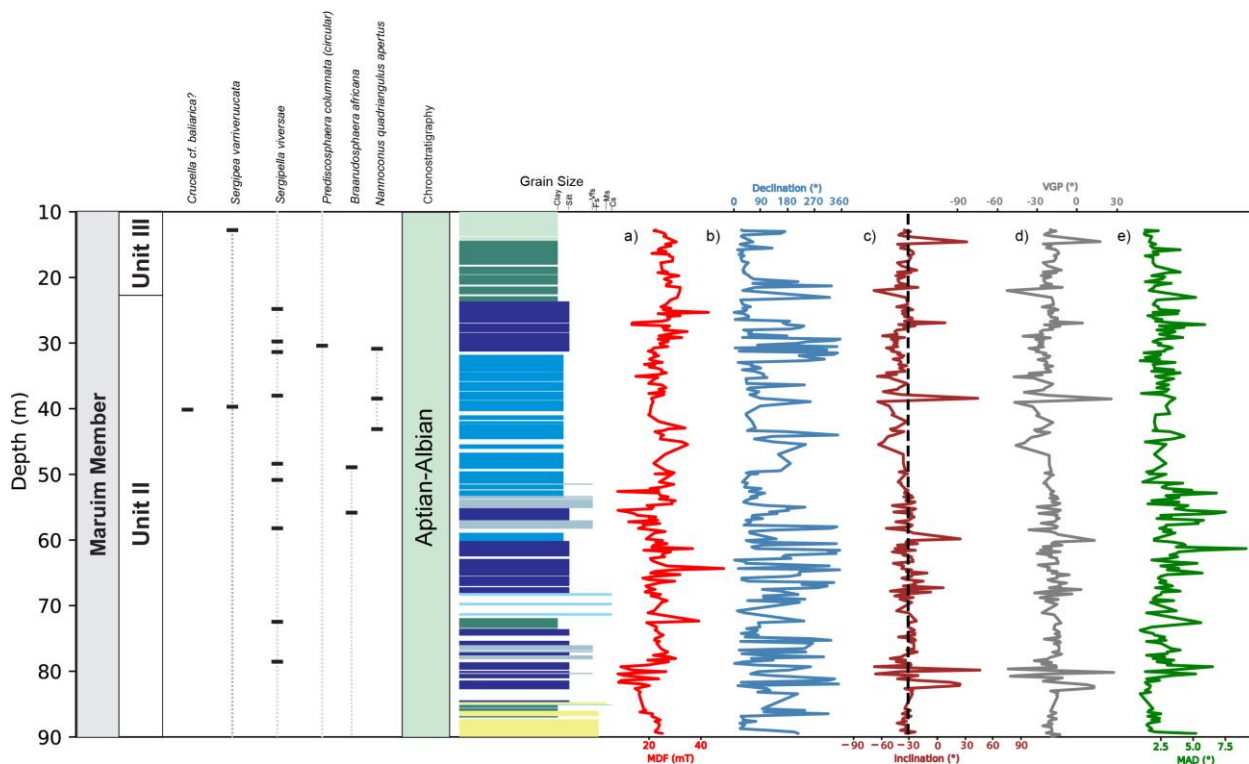


Figure 2.6. a) Median destructive field (MDF). b) Declination of the magnetic field. c) Inclination of the magnetic field. The dashed straight line at -30.4° represent the magnetic inclination of the site according to the IGRF 2020 model on April 30th, 2015 date when the core was obtained. d) Virtual geomagnetic poles calculated from the inclination measurements. e) Maximum angular deviation (MAD).

2.6.3 Relative paleointensity records

Variations smaller than a factor of 10 of the rock magnetic parameters demonstrate that the mineralogy throughout the core is homogeneous, with magnetization carried by SD and PSD magnetite and titanomagnetite grains (Tauxe, 1993). Well-defined demagnetization diagrams with a straight line toward the origin and MAD values lower than 15° are also a requirement for selecting appropriate samples for relative paleointensity analysis (Valet et al., 2020).

According to King et al. (1983), the grain size of the magnetic carrier should be in the 1-15 μm range and relatively uniform throughout the core. The mean MDF of

23.73 mT with a standard deviation of 5.43 mT (Fig. 2.6 a) is compatible with the presence of SD and PSD grains (e.g., Maffione & Herrero-Bervera, 2022), within the grain size range indicated by King et al. (1983).

RPI could be calculated by the normalization of NRM at 20 mT (NRM_{20mT}) with the following concentration-dependent magnetic parameters: low-frequency susceptibility (χ_{lf}) (Fig. 2.7 a), and ARM at 20 mT (ARM_{20mT}) (Fig. 2.7 b) (Tauxe, 1993). The 20 mT level was chosen to quantify the RPI records to eliminate the viscous component of the data (Levi & Banerjee, 1976).

The pseudo-Thellier approach (Tauxe et al., 1995) was also performed (Fig. 2.7 c), in order to assess the uncertainty of the relative paleointensity estimate. In this method, the NRM lost was plotted against ARM gained creating pseudo-Arai plots (Fig. 2.8 a-f). The pseudo-Arai slopes represent the measure of relative paleointensity.

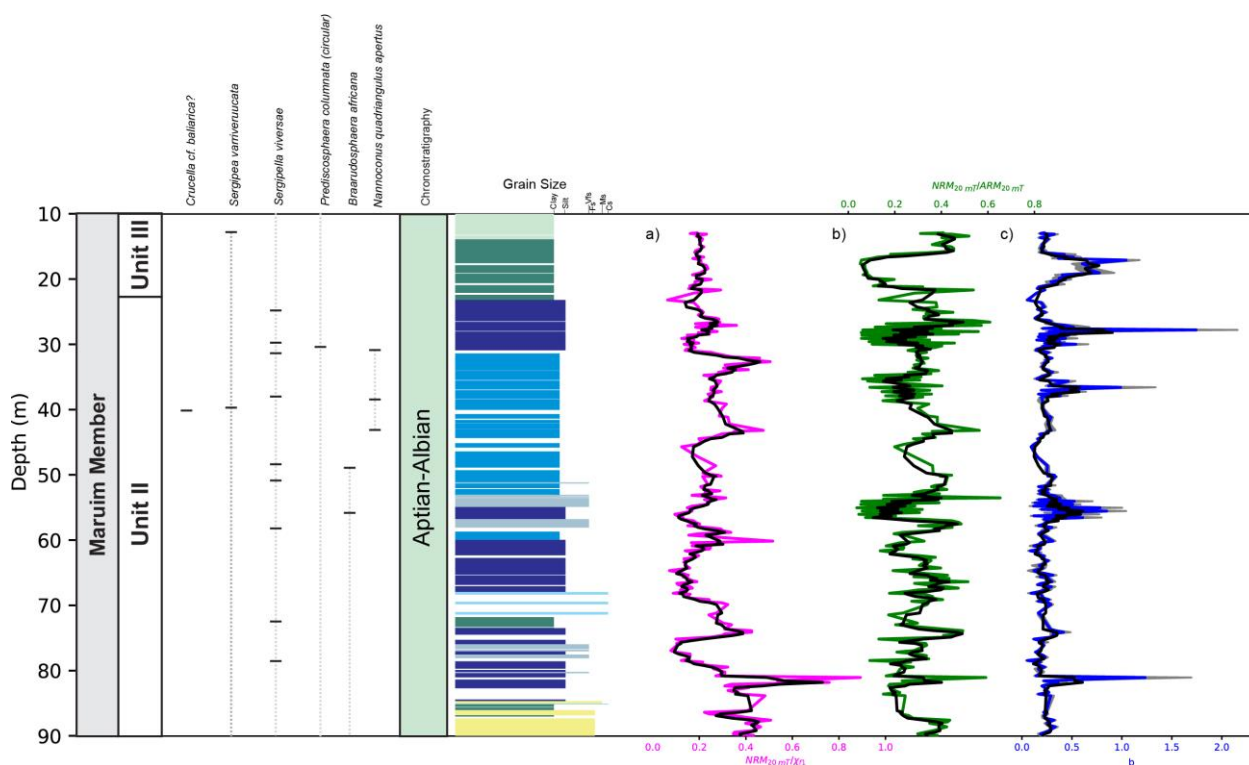


Figure 2.7. Relative paleointensity records. a) Normalized NRM_{20mT} by the low-field susceptibility. b) Normalization of NRM_{20mT} by the ARM at 20 mT. c) Using the pseudo-Thellier method. The gray shaded area represents the standard deviation. The black curves are the moving averages calculated with a sliding window of length three.

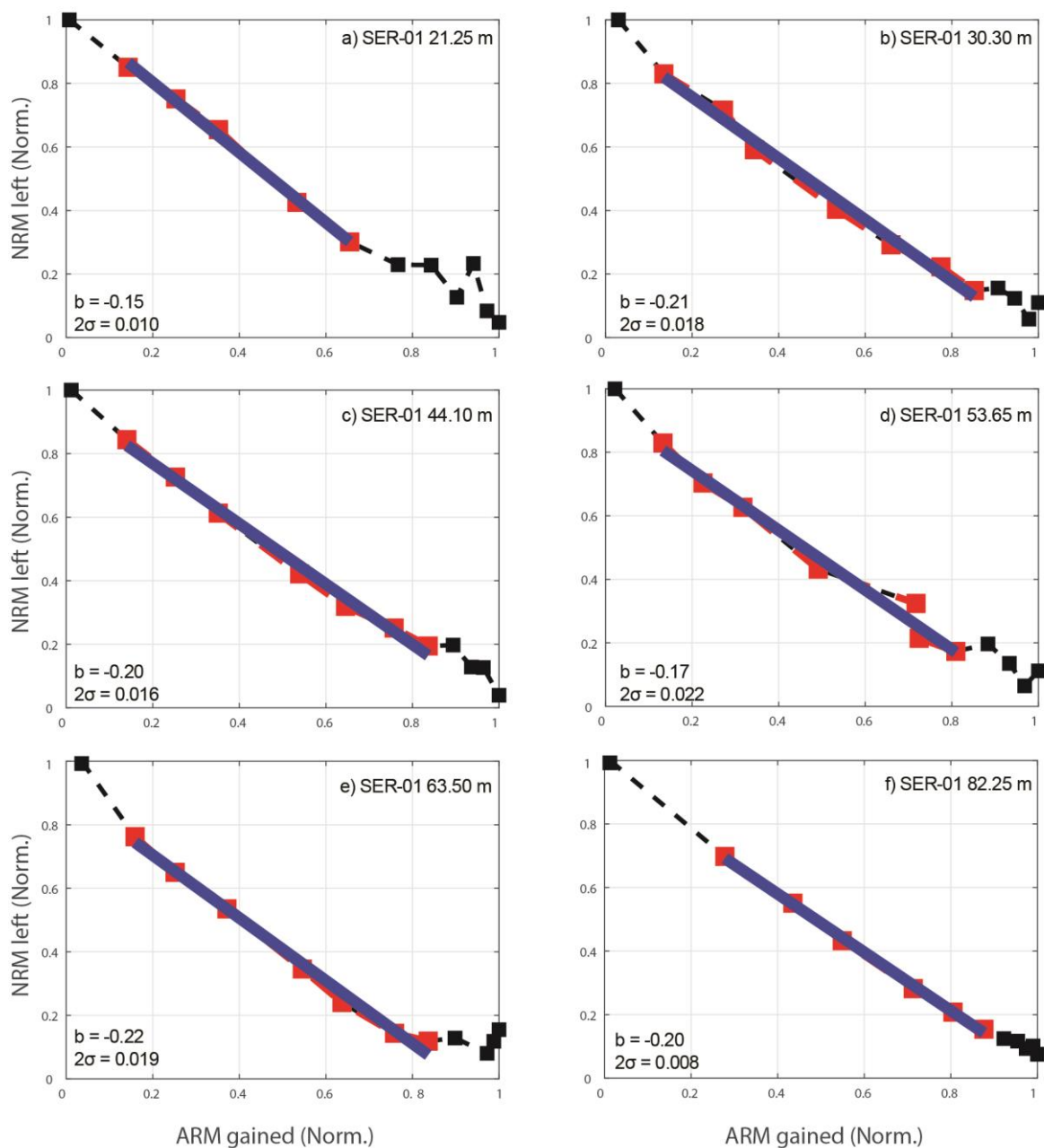


Figure 2.8. a-f) Pseudo-Arai plots of representative samples. The slopes (b) of the straight lines are the RPIs, and the uncertainty in the slopes is 2σ .

2.7 DISCUSSION

2.7.1 Rock magnetism characterization

In order to obtain data on paleosecular variation and relative paleointensity, it is important to know which and how are the minerals that carry the magnetization of the sample (Levi & Banerjee, 1976; King et al., 1983). Knowledge of magnetic mineralogy,

magnetic grain size, and magnetic concentration is fundamental to corroborate the robustness of paleomagnetic data, especially when dealing with sedimentary rocks in a carbonate environment, where post-depositional alterations are common (Roberts et al., 2013). Variations lower than a factor of 15 should not dramatically affect the determination of relative paleointensity (Valet et al., 2020). Relative paleointensity is based on the normalization of remanent magnetization to magnetic concentration, which considers that the magnetization response to field intensity changes is recovered by marine sediments. These sedimentary rocks studied in the Core SER-01 show very weak magnetization and therefore the analysis of the quality of the magnetic data through the magnetic parameters of mineralogy, concentration and size is essential.

Susceptibility and ARM data present similar results, with little variation of parameters in the core, indicating that the concentration of magnetic minerals along Core SER-01 is relatively constant, remaining below the factor of 15 (Kodama, 2012). Magnetic hysteresis parameters show that most samples fall into the single domain and pseudo-single domain fields in the Day plot (Day et al., 1977). Regarding the magnetic mineralogy, the S-ratio and the HIRM indicate the predominance of ferromagnetic minerals of low coercivity (King & Channell, 1991; Bloemendal et al., 1992; Stoner et al., 1996), which is confirmed by thermomagnetic measurements, since the Curie temperature of the samples was close to 580 °C, and by the IRM acquisition and backfield curves, which show saturation below 300 mT (Dunlop & Özdemir, 2001; Liu et al., 2012).

Therefore, the results obtained in the rock magnetic analysis showed the dominance of magnetite as the magnetic carrier and the absence of significant changes in magnetic concentration and grain size, confirming a magnetic uniformity throughout Core SER-01.

2.7.2 Paleosecular variation evaluation

The vector end-point diagrams showed that the samples from Core SER-01 were successfully demagnetized, making it possible to define a ChRM vector. Many samples had a secondary viscous remanent magnetization (VRM) between 0 and ~10-20 mT (e.g., Savian et al., 2016; Lopes et al., 2022). This secondary magnetization

was successfully removed from the samples in the calculation process using the vector end-point demagnetization diagrams (Zijderveld, 1967) and principal component analysis (PCA, Kirschvink, 1980). Well-defined directions with a straight line decreasing toward to origin, with 95% confidence cone lower than 30° and a MAD $<15^\circ$ are required for relative paleointensity studies (e.g., Valet et al., 2020).

The Core SER-01 records the geomagnetic field between the upper Aptian and the lower Albian as demonstrated by the biostratigraphic analyses (supporting information Text S01), thus being inserted in the CNS. This is evidenced by the inclinations calculated along the core. Of the 238 samples for which the inclination was obtained, only nine showed a positive value. Of these nine, six showed positive inclinations in different regions of the core, being isolated values. However, three samples, between 82.50 and 81.99 m showed consecutive values of positive inclinations. Since these samples do not show anomalies in terms of magnetic mineralogy, grain size, or magnetic concentration, nor do they show any sign of being reworked, it can be said that this is a polarity reversal that can be correlated (Fig. 2.9) to the reversal polarity event that occurred during the upper Aptian–lower Albian (113.3 ± 1.6 Ma) registered in marine sediments and volcanic rocks (Tarduno, 1990; Gilder et al., 2003; Zhang et al., 2021).

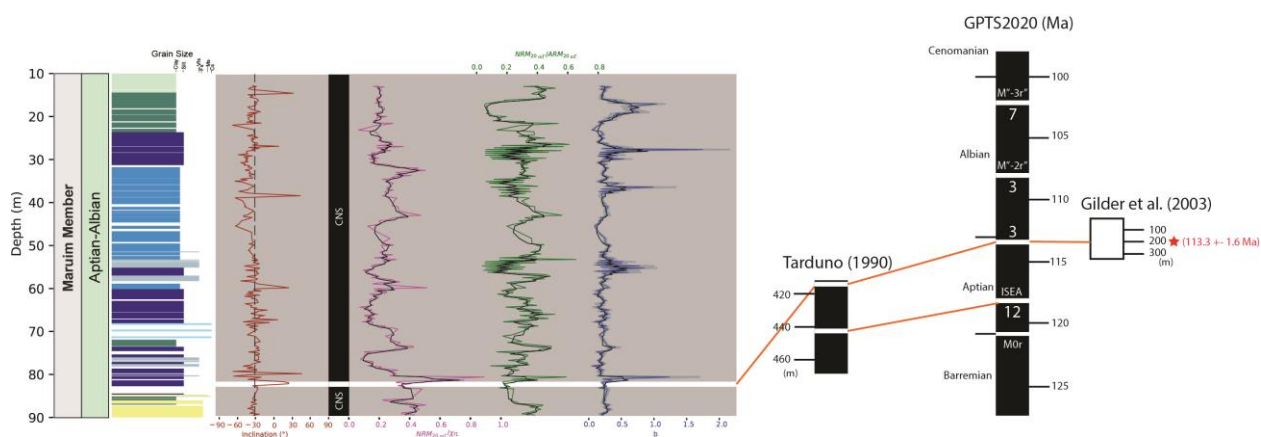


Figure 2.9. Correlation between the reversed polarity zone found in Core SER-01 and the same event recorded in Tarduno (1990) and Gilder et al. (2003), and its position on GPTS2020. The black shaded areas represent the normal polarity, while the white area the reversed polarity event. The numbers at each reversed polarity event on the GPTS2020 section represent the number of records of that event in the literature. The red star indicates the age of this event according to Gilder et al. (2003).

This event of reversal between the late Aptian–early Albian is still very little described in the literature (Tarduno, 1990; Gilder et al., 2003; Zhang et al., 2021).

According to Zhang et al. (2021), which summarized the polarity reversals during the CNS, this polarity reversal has only been studied in two previous works (Tarduno, 1990; Gilder et al., 2003). Tarduno (1990) finds this reversion in carbonate rocks of the Bay of Biscay, Atlantic Ocean (DSDP Site 402), while Gilder et al. (2003) has recovered this reversion in basalts intercalated with baked red beds in the Westernmost Tarim Basin, NW China. So far, no work has studied the paleointensity of this reversal event that is located between the ISEA and the M^o-2r^o events.

In order to study the dispersion of the VGP, a statistical approach was carried out in which the data were compared with the "model G" of McFadden et al. (1988), which assumes that the angular dispersion of the VGPs varies as a function of latitude (e.g., Cronin et al., 2001). The "model G" used in this comparison was made for the time interval between 80-110 Ma (McFadden et al., 1991), not incorporating all period of the CNS but a great part of it. To perform the comparison, the dispersion S of the SER-01 core was calculated using the following equation:

$$S^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \Delta_i^2$$

where Δ_i is the angle between the i th VGP and the average VGP, and N is the number of VGPs. The result obtained (Fig. 2.10) agrees extremely well with the "G model", supporting the conclusion that the CNS was characterized by a low angular dispersion.

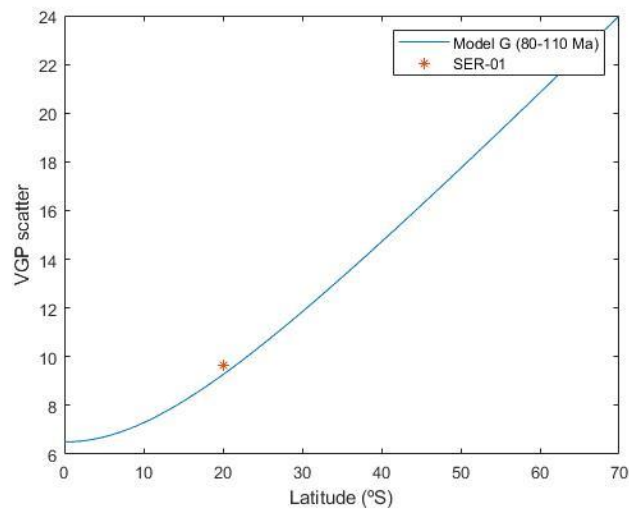


Figure 2.10. Dispersion of the VGP of Core SER-01 compared to Model G of McFadden et al. (1988, 1991) for 80 to 110 Ma. A good agreement was found between the data and the model, supporting the conclusion that the CNS was characterized by a low angular dispersion.

2.7.3 Relative paleointensity

Rock magnetic results from Core SER-01 show that a well-defined magnetization component is carried by SD and PSD magnetite and titanomagnetite grains, and magnetic concentration shows variations of less than a factor of 15, which is suitable for the reconstruction of RPI curves (Tauxe, 1993; Valet et al., 2020). As mentioned above, all samples with MAD values below 15° were appropriate for RPI analysis (Valet et al., 2020).

We used two normalization parameters (Tauxe, 1993) and the pseudo-Thellier method (Tauxe et al., 1995) to evaluate the paleointensity of the geomagnetic field during the CNS in the Core SER-01. A good agreement between the three curves is observed, indicating that they are recording solely the variations in the geomagnetic field and that the mineralogical or lithological factors do not have a great effect on the RPI curves. We consider the pseudo-Thellier approach the most reliable for the estimation of RPI because of its long use in RPI studies (e.g., Kruiver et al., 1999; Valet, 2003; Gogorza et al., 2008; Paterson et al., 2016; Lopes et al., 2022) and the advantage of giving an error estimation for each sample (Tauxe et al., 1995).

Statistical analysis of the RPI curves shows that the normalization parameters χ_{lf} and ARM_{100mT} present the greatest variations, with standard deviations that represent 45% and 43% of the mean, respectively. The pseudo-Thellier approach presented smaller variations with a standard deviation that represents 33% of the mean value. Cronin et al. (2001) obtained a standard deviation of 28% of the mean for their data during the CNS. Therefore, our data suggest a similar variation of the paleointensity during the CNS to Cronin et al. (2001). These data suggest that the paleointensity variation during the CNS was subdued, in accordance with what was reported by Cronin et al. (2001). We observe during the reversal episode that the RPI curves show a decrease in their values, followed by a sharp increase right after the reversal. This work presents the first paleointensity results for this polarity reversal event.

Small heat flux in the core-mantle boundary is the main reason for the occurrence of the CNS (Yoshimura, 2022). Two main models try to explain the changes in the core-mantle boundary heat flux and its relation with the reversal frequency during the CNS: Olson and Amit (2015) explain this variation based on the large low-shear-velocity provinces. Therefore, geomagnetic reversals would reduce during the CNS due to the difficulty of the slabs to reach the outer core thermally because of a thicker D'' layer. Hounslow et al. (2018) on the other hand explain the lower reversal frequency during the CNS as a result of a lower subduction flux. Although a lower reversal rate is observed during the CNS, it is not stationary; that is, reversals do occur during this superchron, like the one found in this work. Rapid, but apparently sufficient in size or duration variations in the core-mantle boundary heat flux may cause these reversals (Yoshimura, 2022).

2.7.4 Biostratigraphic overview

At Core SER-01, biostratigraphic analyses were applied using global bioevents for calcareous nannofossils and radiolarians, according to Gradstein et al. (2020) and O'Dogherty (1994). Thus, the occurrence of radiolarian *Crucella* cf. *baliarica* (40.70 m) indicate deposition during the late Aptian-earliest Albian (O'Dogherty, 1994). On the other hand, the occurrences of calcareous nannofossils, *Prediscosphaera columnata* (circular) (171.60, 115.20, 94.00, 31.05, and 8.45 m), and *Braarudosphaera africana* (111.74, 56.40 and 49.57 m), suggests a deposition during the Albian. In addition, local bioevents were recorded for palynomorphs and ostracods from Sergipe-Alagoas Basin (Regali & Santos, 1999, Antonietto et al., 2015). For palynomorphs, the interval between 174.42 to 13.56 m was deposited during the upper Aptian identified by the last occurrence of *Sergipea variverrucata* (13.56 m), corroborated with acmes of *Subtilisphaera* that according to Arai (2014), in Brazilian basins it is restricted to the Aptian. The ostracodes indicate Aptian–Albian interval, by the consistent distribution of *Sergipella viviersae* (111.85 - top of the core).

The biostratigraphy of calcareous nannofossils has been constantly modified in recent years which makes the interpretations debatable. According to Kennedy et al. (2014), *P. columnata* (circular) would have its first occurrence near the Aptian–Albian boundary, but still in the late Aptian. However, recently, Gradstein et al. (2020) indicate

the first occurrence of *P. columnata* (circular) within the early Albian. Likewise, according to Young et al. (2017), the occurrence of *Nannoconus quadriangulus apertus* would be restricted to the Aptian, however Kennedy et al. (2014) record a single occurrence of this species in the Albian. The occurrence of *Braarudosphaera africana*, a species that has a record from the Albian to the early Cenomanian (e.g., Perch-Nielsen, 1985; Kennedy et al., 2000) associated with the occurrence of *P. columnata* (circular) indicates that the interval between 111.74 m to the top of the Core SER-01 was deposited during the Albian. In addition, one reversed-polarity zone was identified in this core (between 82.50 m to 81.99 m) that could possibly be related to the reversed polarity interval that occurred during the late Aptian–early Albian (113.3 ± 1.6 Ma) registered in marine sediments and volcanic rocks (Zhang et al., 2021). High-resolution astronomical tuning shows an age of ~ 113.6 Ma for the Aptian–Albian transition (e.g., Leandro et al., 2022; Fauth et al., 2022).

2.8 CONCLUSIONS

We have developed a high-resolution magnetostratigraphic study of the South Atlantic Ocean, obtaining the first paleomagnetic results of Early Cretaceous sediments from the Sergipe-Alagoas Basin in Brazil. Biostratigraphic studies confirmed the late Aptian–early Albian transition for the Core SER-01. Rock magnetic analyses were performed and showed that there is uniformity in terms of magnetic mineralogy, concentration, and grain size along the core, in a way that further paleomagnetic analyses could be robustly performed. We investigated the paleosecular variation and the relative paleointensity during the CNS in the Equatorial region of the Atlantic Ocean. We found that the CNS was characterized by a low angular dispersion and low RPI variations. This work presents the first RPI studies, only the third global record, and the first record in the southern hemisphere of a reversal polarity event that happened between ISEA and M^{-2r} at 113.3 ± 1.6 Ma. This event was accompanied by a lower RPI record followed by a sharp increase in the geomagnetic field intensity.

2.9 ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank PETROBRAS and the Brazilian National Petroleum Agency (ANP) for financial support within the BIOSEAL project to drill the SER-01 core. The paper is also part of the Project: Processamento e interpretação de dados magnetoestratigráficos do Cretáceo das Bacias Brasileiras, which is financially supported by PETROBRAS (FAURGS 8368). This work is a result of the Master's studies of the first author who was financially supported by the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq, scholarship number 130838/2021-7). G. Fauth is grateful to CNPq for the grant #308087/2019-4, as well as CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) for financial support to Project IODP/Capes #88887.091703/2014-01. L. Jovane is supported by Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (processo FAPESP 2016/24946-9) e PETROBRAS (BARREMAG).

2.10 OPEN RESEARCH

The paleomagnetic dataset of Core SER-01 is summarized and available online as "MasterFile Core SER-01" open access file in Zenodo repository (Roisenberg et al., 2022) (<https://doi.org/10.5281/zenodo.7225200>).

2.11 REFERENCES

- Antonietto, L. S., Carmo, D. A. D., Viviers, M. C., & Adorno, R. R. (2015). Biostratigraphic and paleozoogeographic review of the upper Aptian-Albian ostracods of Riachuelo Formation, Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 18, 355-368.
- Arai, M. (2014). Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 339-350.
- Biggin, A. J., van Hinsbergen, D. J., Langereis, C. G., Straathof, G. B., & Deenen, M. H. (2008). Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169(1-4), 3-19. doi: 10.1016/j.pepi.2008.07.004
- Biggin, A. J., Steinberger, B., Aubert, J., Suttie, N., Torsvik, T. H., van der Meer, D. G., & van Hinsbergen, D. J. J. (2012). Possible links between long-term geomagnetic

variations and whole-mantle convection processes. *Nature Geoscience*, 5(8), 526–533. [doi:org/10.1038/NGEO1521](https://doi.org/10.1038/NGEO1521)

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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4), 4361-4375. [doi:10.1029/91JB03068](https://doi.org/10.1029/91JB03068)

Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S. & Cruz, F.E.G. (2007). Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 405-415.

Cronin, M., Tauxe, L., Constable, C., Selkin, P., & Pick, T. (2001). Noise in the quiet zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(1-2), 13-30. [doi:10.1016/S0012-821X\(01\)00354-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00354-5)

Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267. [doi: 10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)

Dearing, J. A., Dann, R. J. L., Hay, K., Lees, J. A., Loveland, P. J., Maher, B. A., & O'Grady, K. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophysical Journal International*, 124(1), 228-240. [doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x)

Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), 2056. [doi:10.1029/2001JB000486](https://doi.org/10.1029/2001JB000486)

Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (2001). *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (No. 3). Cambridge university press.

Fauth, G., Daniel Rodrigues Bruno, M., Villegas-Martín, J., Francisco Savian, J., do Monte Guerra, R., Krahl, G., Henrique De Oliveira Lima, F., Strohschoen, O., Gewehr De Mello, R., Marcanth Lopes, F., Gonçalves Leandro, C., & da Silva Aguiar, E. (2021). Drilling the aptian-albian of the sergipe-alagoas basin, Brazil: Paleobiogeographic and paleoceanographic studies in the South Atlantic. *Scientific Drilling*, 29, 1–17. [doi: 10.5194/sd-29-1-2021](https://doi.org/10.5194/sd-29-1-2021)

Fauth, G., Krahl, G., Kochhann, K. G. D., Bom, M. H. H., Baecker-Fauth, S., Bruno, M. D. R., Guerra, R. M., Ceolin, D., Santos, A. Víllegas-Martin, J., Strohschoen, O.,

- Savian, J. F., Leandro, C. G., Mello, R. G. & Lima, F. H. O. (2022). Astronomical calibration of the latest Aptian to middle Albian in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 602, 111175. doi: 10.1016/j.palaeo.2022.111175
- Feijo, F. J. (1994). Sergipe and Alagoas Basins; Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8.
- Foster, G. L., Royer, D. L., & Lunt, D. J. (2017). Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nature Communications*, 8(1), 14845. doi: 10.1038/ncomms14845
- Gilder, S., Chen, Y., Cogné, J. P., Tan, X. D., Courtillot, V., Sun, D. J., & Li, Y. A. (2003). Paleomagnetism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim Basin and implications for inclination shallowing and absolute dating of M-0 (ISEA?) chron. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3–4), 587–600. doi: 10.1016/S0012-821X(02)01074-9
- 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., 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). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 280, 40-52.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., & Ogg, G. M. (Eds.). (2020). *Geologic time scale 2020*. Elsevier. (1390 pp.). doi: 10.1016/C2020-1-02369-3
- Granot, R., Dymant, J., & Gallet, Y. (2012). Geomagnetic field variability during the Cretaceous Normal Superchron. *Nature Geoscience*, 5(3), 220–223. doi: 10.1038/ngeo1404
- Grommé, C. S., Wright, T. L., & Peck, D. L. (1969). Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 74(22), 5277-5293. doi: 10.1029/JB074i022p05277
- Helsley, C. E., & Steiner, M. B. (1968). Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 325-332. doi: 10.1016/S0012-821X(68)80060-3

Hounslow, M. W., Domeier, M., and Biggin, A. J. (2018). Subduction Flux Modulates the Geomagnetic Polarity Reversal Rate. *Tectonophysics* 742-743, 34–49. doi:10.1016/j.tecto.2018.05.018

Kennedy, W.J., Gale, A.S., Bown, P.R., Caron, M., Davey, R.J., Gröcke, D., Wray, D.S. (2000). Integrated stratigraphy across the Aptian–Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pr e-Guittard, Arnayon (Dr ome), and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: a candidate global boundary stratotype section and boundary point for the base of the Albian Stage. *Cretaceous Research* 21, 591–720. doi: 10.1006/cres.2000.0223.

Kennedy, W.J., Gale, A.S., Huber, B.T., Petrizzo, Bown, Barchetta, A., Jenkyns, H.C. (2014). Integrated stratigraphy across the Aptian/Albian boundary at the Col de Pr e-Guittard (Southeast France): a candidate Global Boundary Stratotype Section. *Cretac. Res.* 51, 248–259. doi: 10.1016/j.cretres.2014.06.005.

King, J. W., & Channell, J. E. (1991). Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *Reviews of Geophysics*, 29(S1), 358-370. doi: 10.1002/rog.1991.29.s1.358

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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B7), 5911-5921

Kirschvink, J. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718. doi: 10.1029/JB088iB07p05911

Kodama, K. P. (2012). *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation*. Blackwell Publishing Ltd. www.wiley.com/go/kodama/paleomagnetism

Kruiver, P. P., Kok, Y. S., Dekkers, M. J., Langereis, C. G., & Laj, C. (1999). A pseudo-Thellier relative palaeointensity record, and rock magnetic and geochemical parameters in relation to climate during the last 276 kyr in the Azores region. In *Geophys. J. Int* (Vol. 136). <https://academic.oup.com/gji/article/136/3/757/651936>

Laj, C., & Channell, J. E. T. (2015). 5.10 - Geomagnetic Excursions. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics (Second Edition)* (Second Edition, pp. 343–383). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00104-4>

- Larrasoana, J. C., Roberts, A. P., Chang, L., Schellenberg, S. A., Gerald, J. D. F., Norris, R. D., & Zachos, J. C. (2012). Magnetotactic bacterial response to Antarctic dust supply during the Palaeocene–Eocene thermal maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 333, 122-133. doi: 10.1016/j.epsl.2012.04.003
- Larson, R. L., & Chase, C. G. (1972). Late Mesozoic Evolution of the Western Pacific Ocean. *GSA Bulletin*, 83(12), 3627–3644. doi: 10.1130/0016-7606(1972)83[3627:LMEOTW]2.0.CO;2
- Leandro, C.G., Savian, J.F., Kochhann, M.V.L., Franco, D.R., Coccioni, R., Frontalini, F., Gardin, S., Jovane, L., Figueiredo, M., Tedeschi, L.R., Janikian, L., Almeida, R.P., & Trindade, R.I.F., 2022. Astronomical tuning of the Aptian stage and its implications for age recalibrations and paleoclimatic events. *Nature Communications*. 13, 2941. doi:10.1038/s41467-022-30075-3.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., & Cashman, R. (2002). Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3), 13-1. doi: 10.1029/2001PA000623
- Levi, S., & Banerjee, S. K. (1976). On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 29(1), 219-226. doi: 10.1016/0012-821X(76)90042-X
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaa, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., & Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50(4). 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, 106935. doi: 10.1016/j.pepi.2022.106935
- Luft-Souza, F., Fauth, G., Bruno, M. D., Mota, M. A. D. L., Vázquez-García, B., Santos Filho, M. A., & Terra, G. J. (2022). Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil: A reference basin for studies on the early history of the South Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 229, 104034. doi: 10.1016/j.earscirev.2022.104034

- Maffione, M., & Herrero-Bervera, E. (2022). A relative paleointensity (RPI)-calibrated age model for the Corinth syn-rift sequence at IODP Hole M0079A (Gulf of Corinth, Greece). *Frontiers in Earth Science*, 10, 813958. doi: 10.3389/feart.2022.813958
- McFadden, P. L., Merrill, R. T., & McElhinny, M. W. (1988). Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B10), 11583-11588. doi: 10.1029/JB093iB10p11583
- McFadden, P. L., Merrill, R. T., McElhinny, M. W., & Lee, S. (1991). Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B3), 3923-3933. doi: 10.1029/90JB02275
- Mohriak, W. U. (2003). Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, 3, 87e165.
- O'Dogherty, L. (1994) Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 21, 1-415.
- Olson, P., and Amit, H. (2015). Mantle Superplumes Induce Geomagnetic Superchrons. *Front. Earth Sci.* 3, 38. doi:10.3389/feart.2015.00038
- Opdyke, N. D., & Channell, J. E. T. (1996). *Magnetic stratigraphy* (Vol. 64, pp. 1–346). San Diego, CA: Academic Press.
- Paterson, G. A., Heslop, D., & Pan, Y. (2016). The pseudo-Thellier palaeointensity method: New calibration and uncertainty estimates. *Geophysical Journal International*, 207(3), 1596–1608. doi: 10.1093/gji/ggw349
- Pavlov, V. E., & Gallet, Y. (2005). A third superchron during the Early Paleozoic. *Episodes*, 28(2), 78–84. doi: 10.1007/s00254-005-1266-6
- Pavlov, V. E., & Gallet, Y. (2009). Superchron at the Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition. *Doklady Earth Sciences*, 426(4), 632–635. doi: 10.1134/S1028334X09040278
- Pavlov, V., & Gallet, Y. (2010). Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth's middle age. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(1), Q01Z10. doi: 10.1029/2009GC002583

- Perch-Nielsen, K. (1985). Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, New York, pp. 329–426.
- Regali, M. S. P., & Santos, P. S. (1999). Palinoestratigrafia e geocronologia dos sedimentos albo-aptianos das Bacias de Sergipe e Alagoas–Brasil. *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, 411-419.
- Roberts, A. P., Florindo, F., Chang, L., Heslop, D., Jovane, L., & Larrasoña, J. C. (2013). Magnetic properties of pelagic marine carbonates. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 127, pp. 111–139). doi: 10.1016/j.earscirev.2013.09.009
- Roberts, A. P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., & Jiang, Z. (2018). A critical appraisal of the “Day” diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4), 2618-2644. doi: 10.1002/2017JB015247
- Roisenberg, H. B., Savian, J. F., de Mello, R. G., Leandro, C. G., Pontel, C. A., Frigo, E., Fauth, G., Santos, A., Baecker-Fauth, S., Bruno, M. D. R., Guerra, R., Krahl, G., Ceolin, D., Trindade, R. I. F. da, & Jovane, L.. (2022). MasterFile Core SER-01 [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7225201>
- Ryan, W. B., Bolli, H. M., Foss, G. N., Natland, J. H., Hottman, W. E., & Foresman, J. B. (1978). Objectives, principal results, operations and explanatory notes of Leg 40, South Atlantic. Initial reports of the deep sea drilling project, 40, 5-28. doi:10.2973/dsdp.proc.40.101.1978
- Savian, J. F., Trindade, R., Janikian, L., Jovane, L., de Almeida, R. P., Coccioni, R., Frontalini, F., Sideri, M., Figueiredo, M., Tedeschi, L. R., & Jenkyns, H. C. (2016). The Barremian-Aptian boundary in the Poggio le Guaine core (central Italy). Evidence for magnetic polarity Chron M0r and oceanic anoxic event 1a. *Special Paper of the Geological Society of America*, 524, 57–78. doi: 10.1130/2016.2524(05)
- Schlanger, S. O., & Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55(3-4).
- Skelton, P. W., Spicer, R. A., Kelley, S. P., & Gilmour, I. (2003). The cretaceous world (p. 360).

- Stoner, J. S., Channell, J. E., & 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(3), 309-325. doi: 10.1029/96PA00583
- Tarduno, J. A. (1990). Brief reversed polarity interval during the Cretaceous normal polarity superchron. *Geology*, 18(8), 683-686. doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<0683:BRPIDT>2.3.CO;2
- Tauxe, L. (1993). Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. *Reviews of geophysics*, 31(3), 319-354. doi: 10.1029/93RG01771
- Tauxe, L. (2005). *Lectures in Paleomagnetism*. <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>
- Tauxe, L., Pick, T., & Kok, Y. S. (1995). Relative paleointensity in sediments: A pseudo-Thellier approach. *Geophysical Research Letters*, 22(21), 2885-2888. doi: 10.1029/95GL03166
- Valet, J. P. (2003). Time variations in geomagnetic intensity. *Reviews of Geophysics*, 41(1). doi: 10.1029/2001RG000104
- Valet, J. P., Thevarasan, A., Bassinot, F., Savranskaia, T., & Haddam, N. (2020). Two records of relative paleointensity for the past 4 Myr. *Frontiers in Earth Science*, 8, 148. doi: 10.3389/feart.2020.00148
- Van der Meer, D. G., van Saparoea, A. V. D. B., Van Hinsbergen, D. J. J., Van de Weg, R. M. B., Godderis, Y., Le Hir, G., & Donnadieu, Y. (2017). Reconstructing first-order changes in sea level during the Phanerozoic and Neoproterozoic using strontium isotopes. *Gondwana Research*, 44, 22-34. doi: 10.1016/j.gr.2016.11.002
- Wang, C.S., Hu, X.M., Huang, Y.J., Scott, R.W., Wagreich, M., (2009). Overview of Cretaceous red beds (CORBs): a window on global oceanic and climate change. In: Hu, X.M., Wang, C.S., Scott, R.W., Wagreich, M., Jansa, L. (Eds.), *Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleoclimatic and Paleoclimatic Significance*. SEPM Special Publication No., 91. SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 13–33. doi: 10.2110/sepm-sp.091.013

Wood, G. D. (1996). Palynological techniques-processing and microscopy. In Jasonius, J. and McGregor, DC eds., *Palynology: Principles and Application*. American association of stratigraphic palynologists foundation, 1, 29-50.

Yoshimura, Y. (2022). The Cretaceous Normal Superchron: A Mini-Review of Its Discovery, Short Reversal Events, Paleointensity, Paleosecular Variations, Paleoenvironment, Volcanism, and Mechanism. In *Frontiers in Earth Science* (Vol. 10). Frontiers Media S.A. doi: 10.3389/feart.2022.834024

Young, J.R., Bown P.R., Lees J.A. (2017). Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. Acessado em 21 setembro de 2021. URL: <https://www.mikrotax.org/Nannotax3>

Zhang, D., Yan, M., Song, C., Zhang, W., Fang, X., & Li, B. (2021). Frequent Polarity Reversals in the Cretaceous Normal Superchron. In *Geophysical Research Letters* (Vol. 48, Issue 5). Blackwell Publishing Ltd. doi: 10.1029/2020GL091501

Zijderveld, J.D.A. (1967). A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In Collinson, D.W., Creer, K.M., and Runcorn, S.K., (eds.), *Methods in Palaeomagnetism*, Amsterdam: Elsevier, pp. 254–286. doi: 10.1016/B978-1-4832-2894-5.50049-5

2.12 SUPPORTING MATERIALS

2.12.1 Introduction

This Supporting Information file presents methods for microfossils recovered (Supporting Text S01) and micropaleontological framework (Supporting Text S02). We also present supporting figures of microfossil biomarkers distribution (Figure S01) and a plate of microfossils (Figure S02)

Text S01. Microfossil procedures – Methods (Ostracods, Palynology, and Radiolarian)

For ostracods, approximately 60 g of each sample was soaked in 200 mL of a hydrogen peroxide solution (H₂O₂) for 24 h, at a concentration of 10%, washed and sieved (250, 180, and 63 µm meshes) and dried at 40°C. All ostracods were hand-picked under a stereo microscope Zeiss Stereo Discovery V8 from each size fraction. Palynomorphs (40 g for sample) were processed using standard palynological

techniques, involving hydrochloric (HCl) and hydrofluoric acid (HF) treatment to dissolve the carbonate and siliceous contents (Wood, 1996). The palynology slides were analyzed using a microscope Zeiss AXIO Imager.A2. For radiolarian, the samples (approximately 20g) were etched in 20% of hydrochloric acid to remove the calcareous fraction, washed, sieved (63 and 38 μm meshes), and picked up under a microscope Zeiss Stereo Discovery V8. For radiolarian, the samples (approximately 20g) were etched in 20% of hydrochloric acid to remove the calcareous fraction, washed, sieved (63 and 38 μm meshes), and picked up under a microscope Zeiss Stereo Discovery V8.

Text S02. Micropaleontological framework

A total of 38 calcareous nannofossils species were recognized (Supplementary Fig. S01). The recorded species show moderate to good/moderate preservation, being more abundant from the middle to the upper part of the section. Based on the zonal scheme proposed by Gradstein et al. (2020), we identified the First Occurrence (FO) of *Prediscosphaera columnata* (circular) at 171.60 m (Supplementary Fig. S01). Complementary, we recovered some species usually recognized across the Aptian–Albian transition, such as *Braarudosphaera africana* (FO at 111.74 m), *Nannoconus troelsenii* (FO at 111.74 m), *Braarudosphaera regularis* (punctual occurrence at 45.15 m), and *Nannoconus quadriangulus apertus* (FO at 43.42 m; and Last Occurrence - LO at 31.05 m) (Supplementary Fig. S02).

The palynoflora recovered in the Core SER-01 is diversified and typical of the Aptian–Albian, with a dominance of gymnosperms and ferns, showing good to moderate preservation. In the Core SER-01, the last occurrence of *Sergipea variverrucata*, was recognized at 13.56 m. We also recorded the occurrence of several acmes of *Subtilisphaera* (dinoflagellate cyst), between 74.49 and 11.02 m, reaching between 72% and 97% of this genus in the assemblage. Both bioevents occurring in the upper Aptian in Brazilian basins.

The ostracod fauna recovered in the section is diverse and presents moderate preservation. It is composed of 21 species of the families *Cytherellidae*, *Bairdiidae*, *Bythocytheridae*, *Progonocytheridae*, *Cytheruridae*, *Trachyleberididae*, *Loxoconchidae*, and *Cyprididae*. Based on the local zonal scheme, proposed by Antonietto et al. (2015), for the Sergipe-Alagoas Basin, we identified the presence of

Sergipella viviersae, which has LO is considered to be Aptian–Albian in age (FO at 111.85 m; and LO at 3.13 m).

Even having screened radiolarians have rare occurrences in the Core SER 01. Some poorly preserved specimens occur at sample 40.90 m, among which the species *Crucella* cf. *baliarica* recorded in late Aptian–earliest Albian of the Betic Cordillera (O'Dogherty, 1994).

The planktic foraminifera assemblage recovered at Core SER-01 is predominantly composed of *Favusella washitensis*, which has low age accuracy and, no other guide fossils were recovered. Similar variability between *F. washitensis* morphotypes was observed by Koutsoukos et al. (1989). The recovered species is more constancy and abundant between 115.31 m and 3.13 m (top) with a punctual occurrence at 143.58 m.

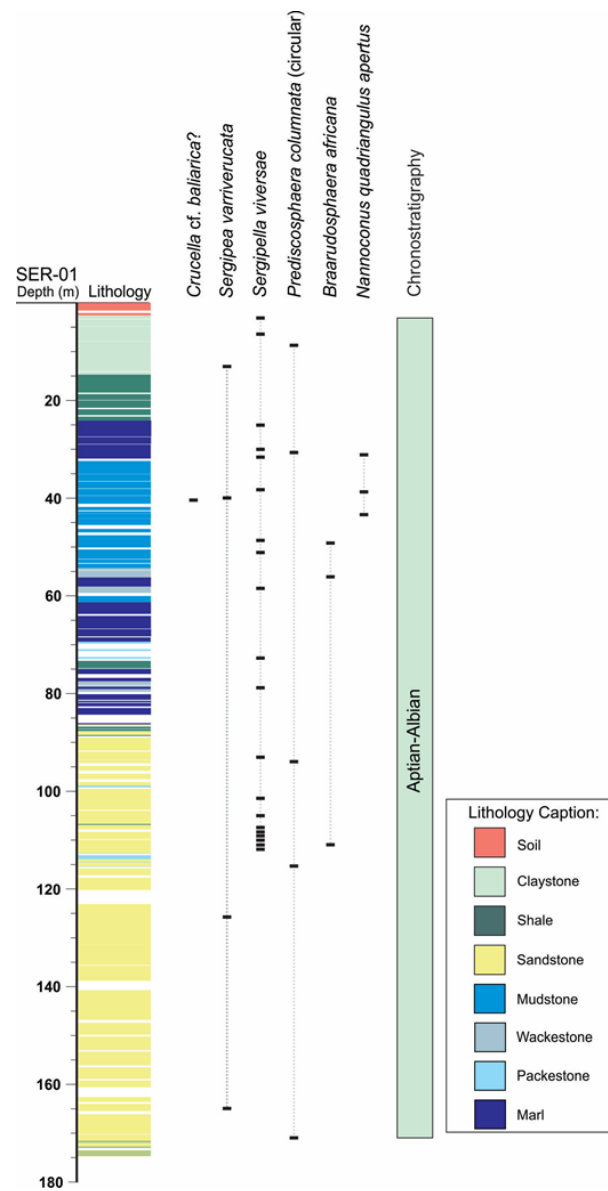


Figure S01. Biostratigraphy of Core SER-01, indicating Aptian-Albian age.

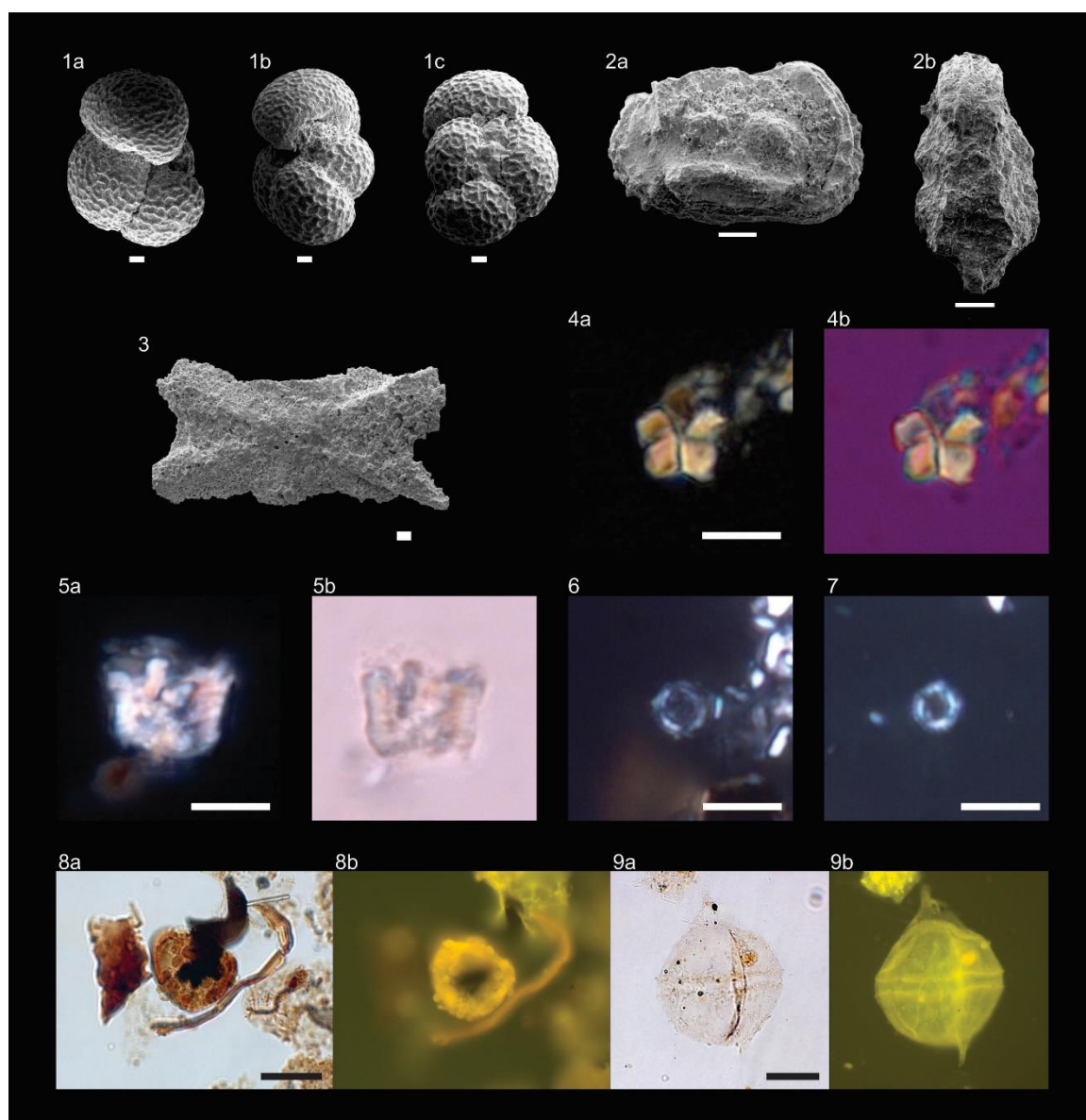


Figure S02. The most important microfossil species from SER-01. 1a-c. *Favusella washitensis* (28.70 m); 2a-b. *Sergipella viviersae* Do Carmo et al., 2012 (3.13 m); 3. *Crucella cf. baliarica?* O'Dogherty, 1994 (40.70 m); 4a-b. *Braarudosphaera africana* (111.74 m); 5a-b. *Nannoconus quadriangulus apertus* (31.05 m); 6. *Prediscosphaera columnata* (circular) (31.05 m); 7. *Prediscosphaera columnata* (circular) (94.00 m); 8a-b. *Sergipea variverrucata* (13.56 m); 9a-b. *Subtilisphaera perlucida*; (74.49 m). Scale bar: 1; 3; 8 and 9 are 20 μm , 2 is 100 μm , while 4; 5; 6 and 7 are 5 μm .

2.12.2 References

Antonietto, L. S., Carmo, D. A. D., Viviers, M. C., & Adorno, R. R. (2015). Biostratigraphic and paleozoogeographic review of the upper aptian-albian ostracods of Riachuelo Formation, Sergipe-Alagoas basin, northeastern Brazil.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., & Ogg, G. M. (Eds.). (2020). Geologic time scale 2020. Elsevier. (1390 pp.). doi: 10.1016/C2020-1-02369-3

Koutsoukos, E.A.M., Leary, P., Hart, M.B. (1989). *Favusella Michael* (1972): evidence of ecophenotypic adaptation of a planktonic foraminifera to shallow-water carbonate environments during the mid-Cretaceous: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 19, p. 324–336.

O'Dogherty, L. (1994) Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 21, 1-415.

Wood, G., Gabriel, A., Lawson, J., 1996. Palynological techniques-processing and microscopy. In. Jasonius, J. and McGregor, DC eds., *Palynology: Principles and Application*. American association of stratigraphic palynologists foundation 1, 29–50.

CAPÍTULO III: ANEXOS

3.1 COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO

O presente artigo foi submetido na revista *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* no dia 31 de outubro de 2022, como consta no comprovante abaixo.



Henrique Roisenberg <henriqueflp@gmail.com>

AGU journal submission 2022GC010755

1 mensagem

g-cubed@agu.org <g-cubed@agu.org>
Responder a: g-cubed@agu.org
Para: henrique.roisenberg@ufrgs.br
Cc: henriqueflp@gmail.com

31 de outubro de 2022 13:46

Dear Dr. Berger Roisenberg:

We would like to inform you that you have been listed as an author on manuscript 2022GC010755, Paleomagnetic results of Early Cretaceous sediments from South Atlantic Ocean: Implications for paleosecular variation and relative paleointensity, which has been submitted for possible publication in G-Cubed.

The corresponding author, Henrique Berger Roisenberg, has indicated that the submission has been made with the consent of all authors. Please note, manuscript communications are sent to the corresponding author. All authors may check the status of the manuscript at any time using this link: <https://gcubed-submit.agu.org/cgi-bin/main.plex?el=A1FR3Gmf11A11G0t4F6A9ftdwafsJbjlBOX7O1LwAGKQZ>

ORCIDs are **required** for all corresponding authors and strongly encouraged for coauthors.

AGU has officially joined with many other publishers in a [commitment](#) to include the **ORCID** (Open Researcher and Contributor ID) for authors of all papers published starting in 2016. Funding agencies are also asking for ORCID

Including the ORCID as part of published author information in papers will better enable linking of content and accurate discovery across individuals, similar to the way DOIs have enabled reference linking across journals. Given a specific scientist's permission, AGU can also add published papers to his or her ORCID record. See our statement <https://eos.org/agu-news/agu-opens-its-journals-to-author-identifiers>. We can also provide credit to you through ORCID when you serve as a reviewer.

If you have not already created an ORCID or linked it to your GEMS profile, please do so as soon as possible. You can both create and link an ORCID from your user profile. From your homepage, under General Tasks, click Modify Profile/Password. Under the ORCID field, select "Click here" to register and/or link your ORCID.

We appreciate your contribution to G-Cubed, and we will make every effort to efficiently and fairly handle your submission.

Sincerely,

G-Cubed Editorial Office

ANEXO I	
Título da Dissertação:	
“PALEOMAGNETISMO E PALEOINTENSIDADE RELATIVA DO TESTEMUNHO SER-01 (BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS) DURANTE O CRETÁCEO INFERIOR”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: Henrique Berger Roisenberg	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian	
Examinador: Prof. Dr. Gelvam André Hartmann	
Data: 22 de novembro de 2022.	
Conceito: Excelente	
PARECER:	
<p>A dissertação de mestrado apresentado pelo candidato Henrique Berger Roisenberg, intitulado “Paleomagnetismo e paleointensidade relativa do testemunho SER-01 (Bacia Sergipe-Alagoas) durante o Cretáceo Inferior” é de grande interesse para a comunidade acadêmica.</p> <p>O objetivo principal do trabalho foi realizar um estudo de mineralogia magnética, variação paleossecular e paleointensidade relativa no testemunho SER-01 da Bacia de Sergipe-Alagoas, para melhorar a compreensão do campo geomagnético durante o Superchron Normal do Cretáceo (SNC). Vale ressaltar que o trabalho pode trazer também uma contribuição de cunho aplicado, pois pode contribuir como ferramenta alternativa de datação para este intervalo de tempo geológico. Os resultados da dissertação foram integrados em um artigo científico submetido para a revista Geochemistry, Geophysics, Geosystems da American Geophysical Union.</p> <p>As principais recomendações a serem realizadas no texto da dissertação referem-se a sua forma de apresentação; tratam-se, portanto, de ponderações que permitem melhorar o trabalho de dissertação. Todos os comentários e recomendações estão detalhados e comentados no arquivo PDF da dissertação, anexo a este documento para avaliação pelo candidato e pelo seu orientador. Considero a dissertação bastante satisfatória e recomendo sua aprovação. Parabenizo o candidato e seu orientador pelo excelente trabalho realizado.</p>	
Assinatura: 	Data: 22 de novembro de 2022.
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I	
Título da Dissertação:	
“PALEOMAGNETISMO E PALEOINTENSIDADE RELATIVA DO TESTEMUNHO SER-01 (BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS) DURANTE O CRETÁCEO INFERIOR”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: Henrique Berger Roisenberg	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian	
Examinador: Prof. Dr. Wilbor Poletti	
Data: 11/11/2022	
Conceito: B	
PARECER:	
<p>O trabalho apresenta um conjunto expressivo de dados inéditos de mineralogia magnética, paleodireção e paleointensidade, obtidos em um testemunho marinho de ~77 m, extraído da Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil, e que cobre idades entre o Aptiano Superior e no Albiano. Os dados foram gerados de forma a entender a evolução do campo geomagnético ao longo do Superchron Normal do Cretáceo. Este projeto foi desenvolvido a partir da cooperação entre diferentes centros de pesquisa, permitindo que o aluno adquirisse uma maior experiência acadêmica.</p> <p>O volume foi apresentado em dois capítulos principais. O primeiro capítulo apresenta uma visão geral do contexto regional de onde o testemunho foi extraído, bem como a metodologia empregada (de forma mais detalhada). O segundo capítulo apresenta o manuscrito submetido.</p> <p>A diferença entre os dois capítulos é expressiva. Acredito que a melhor qualidade do segundo capítulo (i.e., manuscrito) tenha ocorrido devido à colaboração com os mais de dez coautores do trabalho. No entanto, devido ao formato da avaliação deste mestrado, não é possível entender o nível de conhecimento adquirido pelo aluno. Portanto, assumo que toda a produção deriva do trabalho e conhecimento do proponente.</p> <p>Para mim, não há dúvidas a respeito da relevância do projeto desenvolvido, e do volume de novos dados. E, por isso, meu parecer é favorável à sua aprovação.</p> <p>No entanto, o trabalho necessita de muitas alterações e reavaliações. A minha maior crítica é que os dados gerados, da forma que foram tratados e apresentados, não são suficientes para sustentar as principais conclusões.</p> <p>O primeiro capítulo precisa ser revisado em termos de escrita (gramática e semântica), bem como de conteúdo. Por haver mais espaço, sugiro que o aluno traga mais detalhes relativos ao contexto geológico. Além disso, é importante haver</p>	

uma melhor explicação do porquê das medidas realizadas.

Em relação ao manuscrito, eu tenho críticas mais severas e não estou convencido das principais conclusões.

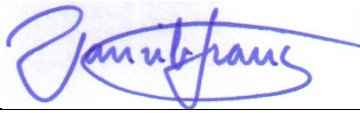
Todas as minhas correções, comentários e sugestões encontram-se no arquivo da Dissertação em formato pdf.

Assinatura:

Data: 16/11/2022

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação:	
“PALEOMAGNETISMO E PALEOINTENSIDADE RELATIVA DO TESTEMUNHO SER-01 (BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS) DURANTE O CRETÁCEO INFERIOR”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: Henrique Berger Roisenberg	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian	
Examinador: Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco	
Data: 20 de novembro de 2022	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>Este trabalho traz uma contribuição importante para uma melhor compreensão do comportamento do campo geomagnético durante o Cretáceo Inferior, por se tratar de um dos poucos trabalhos magnetoestratigráficos em alta resolução e de paleointensidade relativa baseados em registros sedimentares do Aptiano Superior–Albiano Inferior para o Hemisfério Sul, e foi muito bem desenvolvido pelo aluno, ao qual parabeno, bem como ao seu orientador, pelos resultados alcançados. Em geral, o texto está muito bem escrito e organizado, de maneira bastante clara, e foi realizada uma boa revisão bibliográfica sobre o SNC e informações sobre PIR para esta magnetozona.</p> <p>Como contribuição ao aprimoramento desta boa dissertação de mestrado, seguem aqui algumas observações: (1) senti falta de uma revisão sobre o comportamento da VPS para o SNC - o que é algo importante, pois este é um dos pontos tratados no artigo submetido. Recomendo fortemente que isso seja incluído no texto de revisão bibliográfica sobre o Superchron Normal do Cretaceo; (2) identifiquei alguns pequenos problemas conceituais, relativos aos princípios de operação do geodínamo e detalhes acerca de determinados efeitos sobre a aquisição da DRM/pDRM, além de outros problemas específicos (como na lista de símbolos). Estes e outros comentários específicos se encontram detalhados no arquivo PDF editado por mim, que segue anexo a este parecer.</p>	
Assinatura: 	Data: 20/11/2022
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	