

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

**MAGNETISMO AMBIENTAL DE SEDIMENTOS DO
OCEANO ATLÂNTICO SUL DURANTE O ÚLTIMO
PERÍODO GLACIAL-INTERGLACIAL: IMPLICAÇÕES NA
PALEOPRODUTIVIDADE PRIMÁRIA**

JERÔNIMO DE AYALA ROCHA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

CO-ORIENTADORA – Prof.^a. Dr.^a María Alejandra Gómez Pivel

Porto Alegre – 2019

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

**MAGNETISMO AMBIENTAL DE SEDIMENTOS DO
OCEANO ATLÂNTICO SUL DURANTE O ÚLTIMO
PERÍODO GLACIAL-INTERGLACIAL: IMPLICAÇÕES NA
PALEOPRODUTIVIDADE PRIMÁRIA**

JERÔNIMO DE AYALA ROCHA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

CO-ORIENTADORA – Prof.^a Dr.^a María Alejandra Gómez Pivel

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco

Coordenação de Geofísica – Observatório Nacional – (ON)

Prof.^a Dr.^a Juliana Quadros

Centro de Formação em Ciências Ambientais – Universidade Federal do Sul da Bahia
(UFSB)

Dr.^a Grasiane Luz Mathias

Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
(IAG) – Universidade de São Paulo (USP)

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito
parcial para a obtenção do Título de Mestre em
Geociências

Porto Alegre - 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Rocha, Jerônimo de Ayala

Magnetismo ambiental de sedimentos do oceano Atlântico Sul durante o último período glacial-interglacial: implicações na paleoprodutividade primária. / Jerônimo de Ayala Rocha. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019. [111 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientador: Jairo Francisco Savian

Co-Orientadora: Maria Alejandra Gómez Pivel

1. Magnetismo ambiental. 2. Forçante orbital. 3. Paleoprodutividade. 4. Fluxo de poeira. 5. Fertilização por ferro. I. Título.

CDU 551.583.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer inicialmente aos meus orientadores Jairo e Maria pelo apoio e infinda paciência comigo e com este trabalho que por vezes eu achei que não iria terminar. Especialmente no final onde eles me ajudaram muito mais do que imaginam. Muito obrigado mesmo!

De mesma forma e nem um pouco menos importante minha família, especialmente Mams, que aguentou meu mau humor não diário, mas recorrente por uma boa época e ainda sim conseguia fazer até uma porta de teimoso como eu ceder e passar a achar que coisas sempre tinham solução. (não só nesses últimos tempos, mas na vida).

Marcão também que através dos nossos "podcasts" com frequência não definida, mas sempre presentes que ajudaram a manter minha sanidade desde o ano passado discutindo como nós "arrumaríamos o país" até hoje em dia onde essa discussão se estende, mas também evidenciando a importância e a qualidade de se ter bons amigos. Sem contar que no finalzinho de tudo ainda se botou a disposição pra dar auxílio técnico, valeu, Marquito!

Falando em amigos eu realmente poderia citar vários e vários casos particulares de cada um, mas eu sei que vocês sabem que foram e são importantes pra mim porque faço questão de lembrar isso sempre que possível (mesmo que as vezes fazendo de forma debochada). Adoraria citar vários nomes aqui, mas com certeza vou esquecer alguém porque minha memória não anda das melhores e não quero parecer injusto. Em suma, saibam que todas as cervejas tomadas, almoços/jantas/churrascos, papos sobre a vida, o universo e tudo mais, companhias a shows (os bons e os ruins) e simples caminhadas no parque fizeram do mundo um lugar muito melhor!

Não poderia também deixar de falar sobre todo o pessoal que me recebeu bem no CECO (e na UFRGS em geral) desde sempre, mesmo eu não sendo talvez o material de melhor qualidade já tendo passado por essas portas.

Mas de forma geral eu acho que é importante agradecer a quem eu não estou lembrando diretamente ou mesmo quem eu não conheço necessariamente, mas que está tentando fazer o mundo ser um lugar melhor todos os dias, pouco-a-pouco e todos os dias.

Logo, com esforço (e um pouco de sorte) as coisas vão virar e nós vamos todos entrar no eixo novamente.

Obrigado :)

RESUMO

Nos últimos 40 mil anos da história da Terra ocorreram eventos paleoclimáticos abruptos, como a transição glacial-interglacial, os eventos Heirinch e o *Younger Dryas*. O oceano Atlântico Sul desempenha um papel fundamental nestas mudanças de clima global, principalmente pela interligação dos oceanos Índico e Pacífico e pelas correntes oceânicas que modulam o clima mundial. Resultados de diversos estudos indicam que a paleoprodutividade oceânica é frequentemente modulada pelas oscilações naturais da órbita da Terra (ciclos de Milankovitch). Além disso, a circulação oceânica atua de forma importante a controlar a paleoprodutividade através da redistribuição de nutrientes e processos de ressurgência. No oceano Atlântico Sul, a célula de revolvimento meridional do Atlântico (AMOC), as águas da pluma do Rio da Prata, e a confluência Brasil-Malvinas, desempenham um papel central nas mudanças de paleotemperatura e paleoprodutividade. No entanto, os mecanismos que controlam estes fenômenos continuam sendo motivo de debate na literatura, principalmente na margem sul do Brasil pela falta de dados e estudos mais conclusivos. O magnetismo ambiental vêm sendo uma ferramenta largamente utilizada para se estudar dados de paleoclima e paleoceanografia porque as mudanças ambientais que ocorrem em larga escala podem ser identificadas através de mudanças nas propriedades magnéticas dos sedimentos. A descoberta das bactérias magnetotáticas abriu toda uma nova seção de estudo que é muito ligada à disponibilidade de nutrientes na coluna d'água não só para reprodução, mas também para processos de magnetização remanente biogeoquímicos. Neste trabalho realizamos análises de alta resolução de magnetismo ambiental e de microscopia eletrônica de transmissão (TEM) em um testemunho coletado na Bacia de Pelotas, sudoeste do oceano Atlântico, desde 40 mil anos até 5 mil anos. Estes resultados foram analisados em conjunto com dados de abundância relativa de foraminíferos planctônicos (*Globigerina bulloides* e *Globigerinita glutinata*) e dados geoquímicos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e teor de CaCO_3). Nossos resultados revelam uma variação cíclica da propriedade dos minerais magnéticos incluindo susceptibilidade magnética (χ), magnetização

remanente anisterética (MRA), magnetização de saturação isothermal remanente (SIRM), a razão da susceptibilidade de MRA com o MRIS ($\chi_{MRA}/MRIS$) em consonância com os dados geoquímicos. O período de ciclicidade é coincidente com o ciclo precessional da órbita da Terra. Nós sugerimos que o aumento da insolação causa crescimento no aporte de poeira eólica, promovendo a fertilização por ferro, micronutriente que costuma ser limitante para a produção primária. Isto, por sua vez, maximiza a paleoprodutividade oceânica e, conseqüentemente, o aumento da concentração de magnetofósseis. Esta é uma nova proposta para os estudos de paleoprodutividade primária nos oceanos, porém, muitos estudos precisam ser realizados, principalmente pela alta complexidade que existe entre a disponibilidade de nutrientes e a magnetização dos sedimentos.

Palavras-chave: Magnetismo ambiental, Forçante orbital, Paleoprodutividade, Fluxo de poeira, Fertilização por ferro, Magnetofósseis.

ABSTRACT

In the last 40,000 years of Earth's history there have been abrupt paleoclimatic events, such as the glacial-interglacial transition, Heirinch events and the Younger Dryas. The South Atlantic Ocean plays a key role in these global climate changes, mainly by the interconnection of the Indian and Pacific oceans and the ocean currents that modulate the global climate. Results from several studies indicate that ocean paleoproductivity is often modulated by the natural oscillations of Earth's orbit (Milankovitch cycles). In addition, ocean circulation acts in an important way to regulate paleoproductivity through the redistribution of nutrients and upwelling processes. In the South Atlantic Ocean, the Atlantic Meridional Overturning Cell (AMOC), the waters from the Plata River Plume, and the Brazil-Falklands confluence, play a central role in paleotemperature and paleoproductivity changes. However, the mechanisms that control these phenomena continue to be a subject of debate in the literature, especially on the southern Braziliam margin due to the lack of conclusive data and studies. Environmental magnetism has been a widely used tool to study paleoclimate and paleoceanography data because large-scale environmental changes can be identified through changes in the magnetic properties of sediments. The discovery of magnetotactic bacteria has opened a whole new branch of study that is closely linked to the availability of nutrients in the water column not only for reproduction, but also for biochemical remained magnetization processes. In this work we carried out high resolution analyses of environmental magnetism and transmission electron microscopy (TEM) in a sediment core retrieved in the Pelotas Basin, southwestern Atlantic Ocean, covering from 40,000 years to 5,000 years before present. These results were analyzed together with data of relative abundance of plankton foraminifers (*Globigerina bulloides* and *Globigerinita glutinata*) and geochemical data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and CaCO_3 content). Our results reveal a cyclic variation of the property of magnetic minerals including magnetic susceptibility (χ), anisteretic remanent magnetization (ARM), saturation remanent isothermal saturation magnetization (SIRM), the (χ ARM/SIRM) ratio in line with

geochemical data. The cyclicity period is coincident with the precessional cycle of the Earth's orbit. We suggest that increased insolation leads to enhanced winds and dust supply, promoting iron fertilization, which is usually a limiting factor for primary production. This, in turn, maximizes ocean paleoproductivity and, consequently, increases magnetofossil concentration. This is a new proposal for primary paleoproductivity studies in the oceans, but many studies still need to be conducted, mainly due to the high complexity that exists between the availability of nutrients and the magnetization of sediments.

Keywords: Environmental magnetism, Orbital forcing, Paleoproductivity, Dust flux, Iron fertilization, Magnetofossils

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa geral da área de estudo com a representação esquemática das correntes superficiais de acordo com Möller *et al.* (2018) e a salinidade superficial de acordo com o World Ocean Atlas 2013 (Zweng *et al.*, 2013), respectivamente para os meses de verão (a) e inverno (b). O local de amostragem do testemunho SAT-048 está indicado com o ponto branco. Indica-se também a localização da caverna de Botuverá, no estado de Santa Catarina (Cruz *et al.*, 2005). Observa-se, nos meses de verão, uma pluma do Rio da Prata (PPW) mais contida próximo à desembocadura e, nos meses de inverno, uma extensão da Pluma na direção NE. Mapa desenvolvido com o *software* Ocean Data View (Schlitzer, 2018). 13

Figura 2: Diagrama da relação temperatura (em °C)/salinidade (em ups) para a região de Cabo Frio com objetivo de exemplificar o comportamento da AT, ACAS, AIA e APAN. Retirado e adaptado de Evans *et al.* (1983). 16

Figura 3: Esquema das correntes de contorno oeste e massas d'água ao longo da costa sudeste brasileira. Baseado nos padrões esquemáticos de grande escala de Stramma & England (1999) e colocado em imagem por Soutelino (2008). 17

Figura 4: Mapa esquemático das correntes ao longo da costa leste brasileira. Termos abreviados e traduzidos do inglês para o português são: Corrente Norte do Brasil (NBC), Subcorrente Sul Equatorial (SECC), Contracorrente Sul Equatorial (SEC), Frente Subantártica (SAF), Frente da Corrente do Brasil (BCF), Frente Subtropical e a Corrente das Malvinas (CM) representada aqui como *Falkland Current*. Mapa retirado de Peterson & Stramma (1991). 18

Figura 5: Processos principais de fertilização da costa oeste do Oceano Atlântico Sul por períodos sazonais. (a) A presença de águas de baixa densidade (LDW – *Low Density Water*) na pluma estuarina de inverno/primavera. (b) Ressurgência da ACAS ou SAF causada por um vórtice de verão. (c) Ressurgência costeira da ACAS trazida por ventos de primavera/verão. (d) ACAS vem a tona causada por pequenos redemoinhos e/ou induzida pela topografia de fundo. (e) Ou no caso de latitudes entre 31° e 35°, causada pela SAF. Adaptado de Seeliger & Kjerfve (2001) 19

Figura 6: Representação esquemática da obtenção de aquisição remanente sedimentar através dos seguintes processos: (a) Magnetização remanente deposicional (MRD); (b) Magnetização remanente pós-deposicional (MRPD); (c) A MRPD e a magnetização remanente biogeoquímica (MRB) (retirado de Roberts *et al.*, 2013). 26

Figura 7: Torques exercidos em grãos de magnetitas esféricas com diferentes tamanhos se acomodando em águas calmas. A atuação das forças que

competem dependem do tamanho de grão magnético (retirado de Dunlop & Özdemir, 1997).	28
Figura 8: Deposição de grãos ferromagnéticos em água calma. Grãos em deposição tendem a alinhar seu momento magnético paralelo ao campo magnético da Terra (F). A inclinação da MRD é menor que a inclinação de F (Retirado de Lanza & Melone, 2005).	29
Figura 9: Imagens de bactérias magnetotáticas através de microscopia eletrônica de transmissão (MET) para evidenciar a forma dos magnetofósseis. a) Morfologia no formato de haste; b) Um cristal de forma irregular; c) Morfologia em forma de vara; d) Morfologia em forma de uma bala gigante (Retirado de Chang <i>et al.</i> , 2012).	33
Figura 10: Modelo de reconstrução da deposição de poeira eólica para o Último Máximo Glacial (Mahowald <i>et al.</i> , 2006). As cores mais fortes (vermelhas) mostram uma alta concentração de poeira eólica no Sul da América do Sul durante o último máximo glacial (Retirado de Martinez-Garcia <i>et al.</i> , 2014).....	36
Figura 11: Amostragem do testemunho na porção central do liner com caixinhas de acrílico	39
Figura 12: Modelo de idade taxa média de sedimentação para o testemunho SAT-048A.	43
Figura 13: (A) Representação esquemática de uma partícula domínio simples (SD); (B) pseudo domínio simples (PDS) ou vortex; e (C) partícula multidomínio (MD). A Figura central mostra o diagrama de Day (Day <i>et al.</i> , 1977). Imagem reitada de Liu <i>et al.</i> (2012).	48

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS - Água Central do Atlântico Sul
ACS - Água Circumpolar Superior
AIA - Água Intermediária Antártica
APAN - Água Profunda do Atlântico Norte
AT - Água Tropical
BRM - Magnetização remanente biogeoquímica
CB - Corrente do Brasil
CCO - Corrente de contorno oeste
CCP - Corrente de contorno profunda
CM - Corrente das Malvinas
CNB - Corrente Norte do Brasil
CSE - Corrente Sul Equatorial
DRM - Magnetização remanente deposicional
DU - Domínio único
Estágio Isotópico Marinho (EIM)
pDRM - Magnetização remanente pós-deposicional
MD - Multidomínio
MRA - Magnetização remanente anisterética
MRI - Magnetização remanente isoterma
MRIS – Magnetização remanente isoterma de saturação.
MRN - Magnetização remanente natural
PDS - Pseudo-domínio simples
SP - Superparamagnético
UMG - Último Máximo Glacial

SUMÁRIO

PARTE I	9
1. INTRODUÇÃO	10
1.1. Sobre a estrutura desta dissertação	10
1.2. Contextualização geológica e motivação	11
1.2.1. Contextualização oceanográfica	14
1.3. Objetivos	20
1.4. Estado da Arte e Contextualização Teórica.....	20
1.4.1. As variações paleoclimáticas nos últimos 40 mil anos	20
1.4.2. Marcadores Paleoclimáticos e Paleoceanográficos	22
1.4.2.1. Foraminíferos	22
1.4.3. Aquisição de magnetização remanescente em sedimentos	25
1.4.3.1. Magnetização Remanente Deposicional (MRD).....	26
1.4.3.2. Magnetização Remanente Detrítica Pós-Deposicional (MRPD).....	29
1.4.3.3. Magnetização Remanente Biogeoquímica (MRB).....	30
1.4.4. As bactérias magnetotáticas como proxy de paleoprodutividade	31
PARTE II	37
2. MATERIAIS E MÉTODOS	38
2.1. Amostragem.....	38
2.2. Descrição do testemunho	40
2.3. Modelo de idade	40
2.4. Preparação de amostras e medidas paleomagnéticas.....	44
2.5. Mineralogia magnética	45
2.5.1. Susceptibilidade magnética	45
2.5.2. Magnetização Remanente Natural (NRM)	48
2.5.3. Magnetização remanente anisterética (NRA) e isotermal (IRM) e suas razões	49
PARTE III	64
3. Artigo Científico Submetido	65
3.1. Material suplementar.....	95
4. Anexos	104
4.1. Histórico escolar	104
4.2. Parecer da banca examinadora.....	105

PARTE I

1. INTRODUÇÃO

1.1. Sobre a estrutura desta dissertação

Esta dissertação de mestrado foi composta em função de um artigo científico submetido a publicação no periódico da área *Geophysical Research Letters (GRL)* de acordo com a Norma 103 de Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e está organizada em três partes:

Parte I: Tem em sua composição a contextualização geológica e motivação seguida dos objetivos e por fim um esclarecimento do estado da arte dos principais assuntos referentes ao trabalho.

Parte II: É composto por uma seção de amostragem seguida pelos materiais e métodos empregados neste trabalho.

Parte III: O artigo submetido à revista GRL com corpo editorial permanente e revisores independentes, desenvolvido pelo autor durante seu mestrado juntamente com seus co-autores.

1.2. Contextualização geológica e motivação

As margens continentais exercem um impacto significativo sobre os ciclos biogeoquímicos globais devido, fundamentalmente, ao intenso processamento geoquímico e biológico do carbono (Robbins *et al.*, 2009). Em particular, a produtividade biológica cumpre um papel importante no ciclo do carbono e na regulação climática pelo consumo e fixação de CO₂ (Petit *et al.*, 1999). A produtividade biológica marinha é favorecida nas margens continentais tanto pela fertilização por águas da drenagem continental como também por processos de ressurgência, que aportam nutrientes para a zona eufótica (e.g., Portilho-Ramos *et al.*, 2015, 2019; Gu *et al.*, 2017; Lessa *et al.*, 2017; Rodrigues *et al.*, 2018). Dessa forma, qualquer mudança nos sistemas de circulação oceânica e atmosférica pode desequilibrar a distribuição de energia no planeta, promovendo mudanças climáticas, e conseqüentemente mudanças na produtividade primária dos oceanos. Ao longo de sua história mais recente, o planeta sofreu drásticas variações climáticas, alternando períodos glaciais e interglaciais, o que gerou grandes transformações da dinâmica de circulação oceano-atmosfera, na biodiversidade e nos processos biogeoquímicos (Sigman & Boyle, 2000; Brovkin *et al.*, 2007). Estas flutuações climáticas estão fortemente relacionadas às variações nos parâmetros orbitais de excentricidade (~100 mil anos), obliquidade (~40 mil anos) e precessão (~23 mil anos) da Terra, também conhecidos como Ciclos de Milankovitch (Shackleton & Opdyke, 1973; Hays *et al.*, 1976; Kominz *et al.*, 1979).

Registros do Quaternário mostram claramente que a última transição glacial-interglacial foi marcada por um aumento abrupto nas temperaturas globais e um aumento na concentração de gases de efeito estufa (CO₂, CH₄) na atmosfera (e.g., Petit *et al.*, 1999; Sigman & Boyle, 2000; Brovkin *et al.*, 2007). No entanto, as causas por trás das flutuações nos gases de efeito estufa ainda são motivo de discussão na literatura (Schmittner & Lund, 2015). Uma hipótese plausível é de um aumento da produção biológica nos oceanos durante os

períodos glaciais, com a consequente transformação de CO₂ em matéria orgânica (Kohfeld *et al.*, 2005).

Porém, já é consenso que o oceano é uma peça chave para o equilíbrio do ciclo do carbono na Terra e como um importante reservatório de carbono (Peterson *et al.*, 2014). Dessa forma, a margem continental da porção sudoeste do Oceano Atlântico possui um papel de alta relevância para estudar a interação entre a paleoprodutividade e o clima. Esta região também tem um alto potencial para captura de carbono devido a sua grande produtividade, devido à fertilização das águas pela Pluma do Rio da Prata (Gonzalez-Silveira *et al.*, 2006). Ao mesmo tempo, a área se encontra muito próxima a Convergência Subtropical, na confluência das correntes do Brasil e das Malvinas e alterações pretéritas na produtividade associadas à migração latitudinal da zona de convergência, podem ter promovido um aumento no aporte local de nutrientes para a zona eufótica (e.g., Lessa *et al.*, 2017; Wainer *et al.*, 2000). Uma terceira alternativa levantada neste trabalho é um provável aumento do aporte de poeira eólica, provavelmente oriunda da América do Sul (Mahowald *et al.*, 2006; Gili *et al.*, 2016, 2017), que transportaram nutrientes, inclusive ferro, para a zona eufótica aumentando a produtividade primária (Roberts *et al.*, 2011).

A porção sudoeste do oceano Atlântico Sul é uma região chave no sistema climático da Terra. É ao mesmo tempo o caminho das correntes que compõem a Circulação Meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation* – AMOC; Garzoli & Matano, 2011) e uma região de grande potencial para a captura de carbono devido à alta produtividade. O registro analisado provém do sul da Bacia de Pelotas no extremos sul do Brasil. Esta bacia possui como seus limites estruturais o cabo de Santa Marta ao norte (28°30' S) e o Alto do Polônio ao sul (34°S), no Uruguai. Sua margem continental é mais extensa no norte possuindo 110 km de largura e se estende até 170 km na porção sul em frente ao porto de Rio Grande (Côrrea *et al.*, 1996; Cooke *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2013). O testemunho analisado foi coletado no talude continental (Figura 1) em uma profundidade de 1542 m a uma distância aproximada de 200 km da costa brasileira.

O testemunho SAT048A foi coletado pela FUGRO para a Agência Nacional do Petróleo (ANP) em novembro de 2007. A recuperação total foi de 3,15 m sendo que três segmentos de 20 cm do topo, meio e base foram retirados para medições e após a realização das medidas os testemunhos coletados foram cedidos à Universidade Federal do Rio Grande (FURG) e em parceria, cedidos à UFRGS para análise.

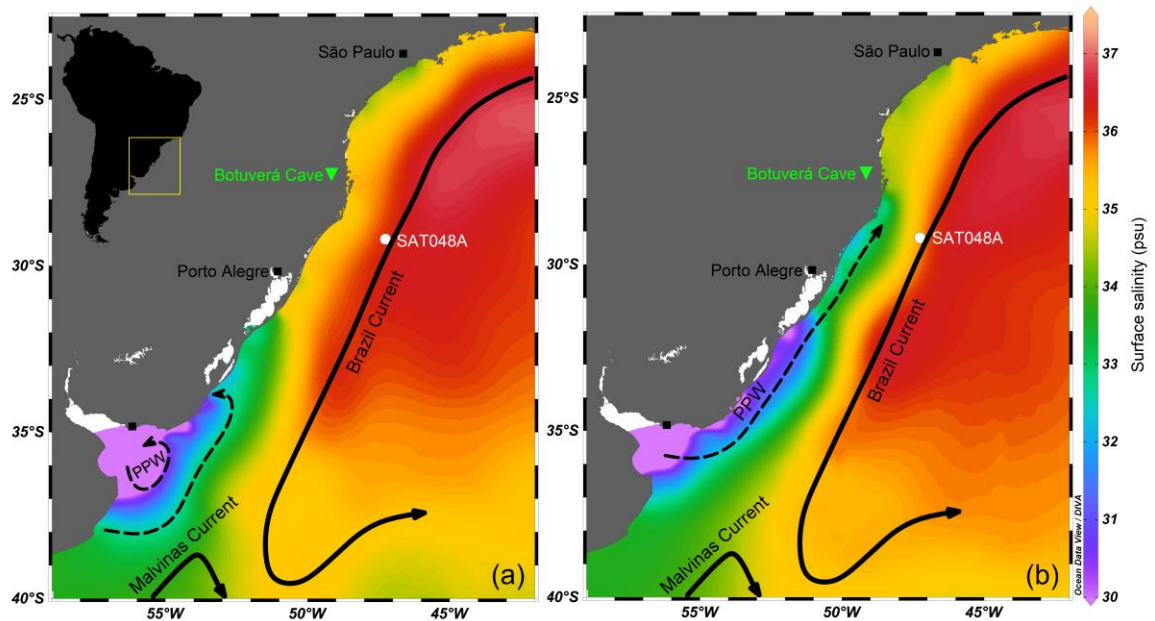


Figura 1: Mapa geral da área de estudo com a representação esquemática das correntes superficiais de acordo com Möller *et al.* (2018) e a salinidade superficial de acordo com o World Ocean Atlas 2013 (Zweng *et al.*, 2013), respectivamente para os meses de verão (a) e inverno (b). O local de amostragem do testemunho SAT-048 está indicado com o ponto branco. Indica-se também a localização da caverna de Botuverá, no estado de Santa Catarina (Cruz *et al.*, 2005). Observa-se, nos meses de verão, uma pluma do Rio da Prata (PPW) mais contida próxima à desembocadura e, nos meses de inverno, uma extensão da Pluma na direção NE. Mapa desenvolvido com o *software* Ocean Data View (Schlitzer, 2018).

O uso de *proxies* de magnetismo ambiental fornece novas evidências sobre variações de paleoprodutividade em determinados locais (e.g., Liu *et al.*, 2012; Roberts *et al.*, 2011). O estudo das bactérias magnetotáticas é uma frente em amplo crescimento que fornece uma gama de dados e informações capazes de nos mostrar outras formas de abordar e interpretar o ambiente estudado. Em condições adequadas, magnetofósseis (os restos inorgânicos de bactérias

magnetotáticas) podem contribuir para a magnetização remanente natural (NRM) dos sedimentos. Nos últimos anos, demonstrou-se que os magnetofósseis são preservados em sedimentos marinhos, o que fez-se fundamental a sua quantificação no registro paleomagnético (Egli, 2004; Egli *et al.*, 2010; Roberts *et al.*, 2013). Além disso, a contribuição dos magnetofósseis é controlada por mudanças climáticas em grande escala, como os períodos glaciais-interglaciais com significativas mudanças do nível do mar que regulam o aporte de sedimentos detríticos e a fertilização oceânica (e.g., Hesse *et al.*, 1994). A paleoprodutividade primária estimulada por diferentes mecanismos de fertilização de ferro e o fluxo de carbono orgânico são fundamentais para a ocorrência de bactérias magnetotáticas durante os períodos glaciais-interglaciais (e.g., Heslop *et al.*, 2013). Porém, a abundância da magnetita biogênica nos sedimentos é uma relação complexa entre a quantidade de nutrientes, fluxo de carbono orgânico, paleoprodutividade, clima, disponibilidade de ferro, e condições redox (Roberts *et al.*, 2011, 2012, 2013; Larrasoaña *et al.*, 2012; Chang *et al.*, 2012). Dessa forma, mais estudos nesta área são necessários para entender esta *relação complexa*. Neste estudo, nós iremos examinar, através das propriedades magnéticas, um testemunho de sedimento coletado na margem continental da Bacia de Pelotas. Este testemunho datam de aproximadamente 40 até 5 mil anos. Tais informações paleomagnéticas nos darão informações importantes das mudanças climáticas e oceanográficas influenciadas pela intensidade dos ventos e pela Pluma do Rio da Prata durante o Quaternário tardio, incluindo momentos climáticos marcantes, como o Último Máximo Glacial e o Younger Dryas.

1.2.1. Contextualização oceanográfica

Como descrito por Silveira *et al.* (2000), o padrão de circulação no Atlântico Sul é determinado pelas correntes de contorno oeste (CCO). Estas são caracterizadas por fluxos intensos, estreitos e bem definidos que fluem ao longo das margens continentais, região onde a área de estudo está inserida.

A Corrente do Brasil (CB) compõe a corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul (Figura 1). Possui origem em 10° S, na região onde o ramo mais ao sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) se bifurca formando também a Corrente Norte do Brasil (CNB) (Peterson & Stramma, 1991). A partir da bifurcação, a CB flui para o sul, contornando o continente sul-americano até a região da Convergência Subtropical (33-38°S), onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa.

A região da CB é formada pelo empilhamento das massas d'água do Atlântico Sul com temperatura e salinidade bem definidas (Figuras 2 e 3). Nos primeiros três quilômetros de coluna d'água encontram-se a Água Tropical (AT), a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a Água Intermediária Antártica (AIA), a Água Circumpolar Superior (ACS) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). A CB é descrita como uma corrente quente e salina constituída principalmente pela AT e ACAS (Emilson, 1961; Silveira *et al.*, 2000). A AT é uma massa d'água quente e salina que ocupa a superfície do Atlântico Sul Tropical, a qual é transportada para o sul pela CB. Essa água da camada superior do oceano é formada como consequência da intensa radiação e excesso de evaporação em relação à precipitação, características do Atlântico Tropical. Em seu trajeto para o sul, mistura-se com águas de origem costeira mais frias e de baixa salinidade. O resultado é que a AT é caracterizada por temperaturas maiores que 20°C e salinidades acima de 36ups, ao largo da região Sudeste brasileira (Silveira *et al.*, 2000; Silva, 2006). A ACAS é encontrada fluindo na região da picnoclina, formada pelo afundamento das águas na região da Convergência Subtropical, possuindo temperaturas maiores que 6°C e menores que 20°C, e salinidades entre 34,6ups a 36ups (Silveira *et al.*, 2000). É possível encontrar na literatura pequenas variações da temperatura entre 6°C a 18°C e salinidades de 34,5ups a 36ups (Sverdrup *et al.*, 1942).

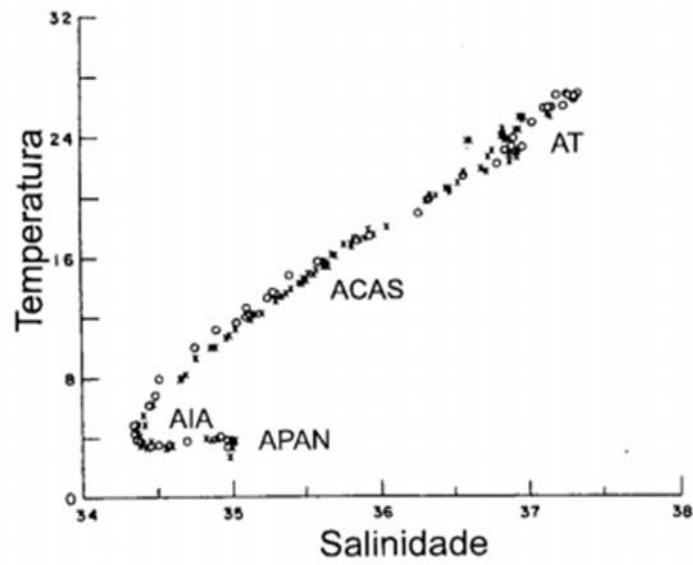


Figura 2: Diagrama da relação temperatura (em °C)/salinidade (em ups) para a região de Cabo Frio com objetivo de exemplificar o comportamento da AT, ACAS, AIA e APAN. Retirado e adaptado de Evans *et al* (1983).

De acordo com Silveira *et al.* (2000) a ACAS faz parte do Giro Subtropical, circulando com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul transportada pela Corrente Sul Equatorial localizada na região da pincloina entre 200m e 600m (Silva, 2006; Castro & Miranda, 1998). A parte inferior do sistema de CCO (entre 700 e 1500m de profundidade), representada pela Figura 3 com posições relativas de correntes e massas d'água, está constituída pelo fluxo da AIA, cuja temperatura e salinidade variam entre 3°C a 6°C e 34,20ups a 34,60ups respectivamente. Na Bacia de Pelotas, a AIA flui na direção sul. Abaixo da AIA, a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) divide o fluxo da Água Circumpolar em dois ramos, respectivamente da Água Circumpolar Superior e da Água Circumpolar Inferior. A APAN é caracterizada por valores de temperatura entre 3°C a 4°C e salinidades entre 34,6ups a 35ups (Silva, 2006), ocupando níveis entre 1500 e 3000 m. Existe consenso na literatura de que, a APAN flui para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32°S transportada pela Corrente de Contorno Profunda (CCP).

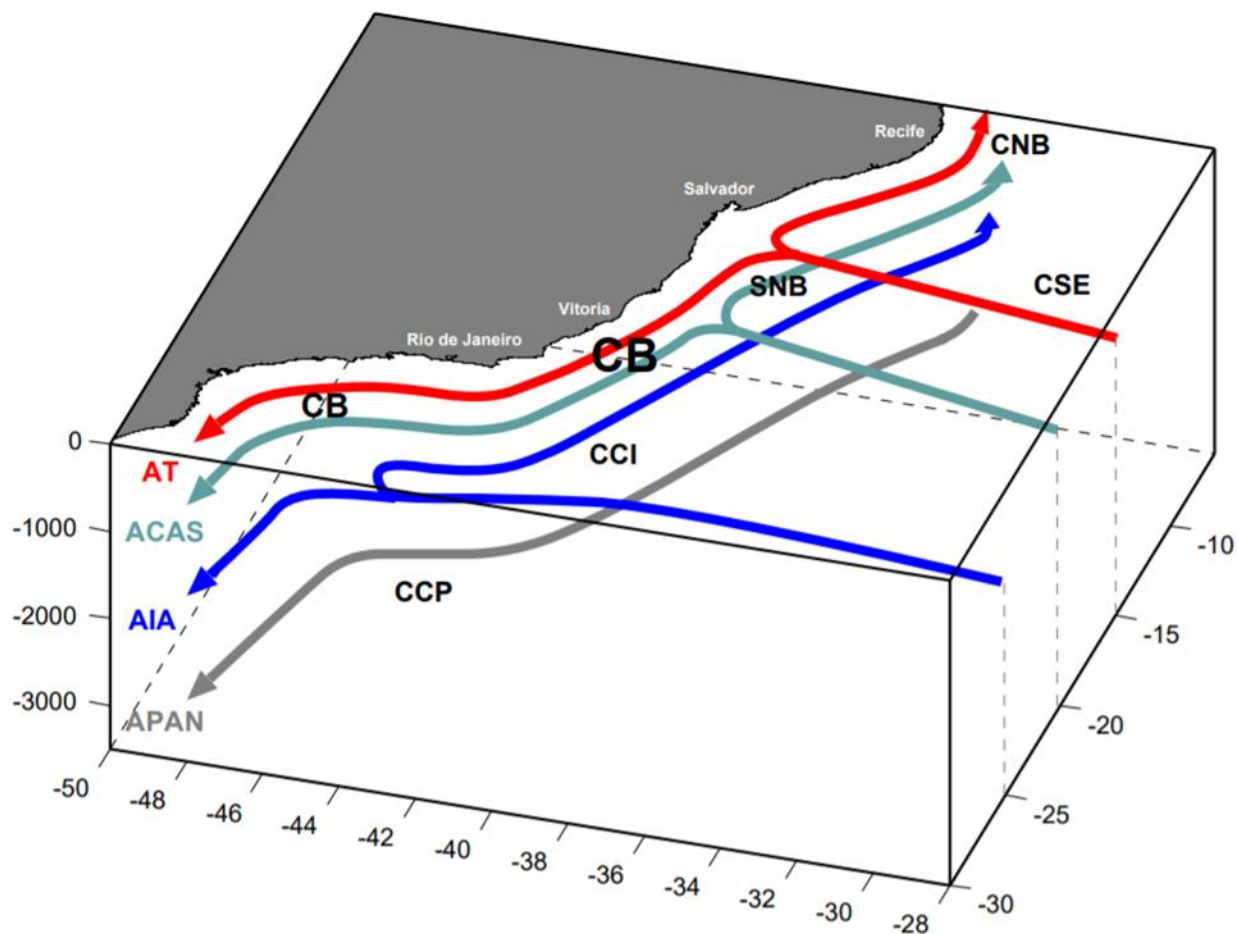


Figura 3: Esquema das correntes de contorno oeste e massas d'água ao longo da costa sudeste brasileira. Baseado nos padrões esquemáticos de grande escala de Stramma & England (1999) e colocado em imagem por Soutelino (2008).

A região de estudo é banhada superficialmente pela Frente da Corrente do Brasil (BCF) (Figura 4). À medida que a CB se aproxima do Sul, o seu fluxo passa a ficar mais forte em uma razão de 5% a cada 100 km, o que a torna semelhante à Corrente do Golfo, apesar de sua menor intensidade. Este aumento se torna mais significativo no limite sul onde chega a atingir entre 19~22 Sverdrups (Sv). A partir deste ponto, a Corrente do Brasil se encontra com a Corrente das Malvinas (*Falklands Current* - CM) e se direciona para fora da costa entrando como parte de uma célula de circulação já descrita por medições hidrográficas (Reid *et al.*, 1977; Gordon & Greengrove, 1986; Stramma, 1989).

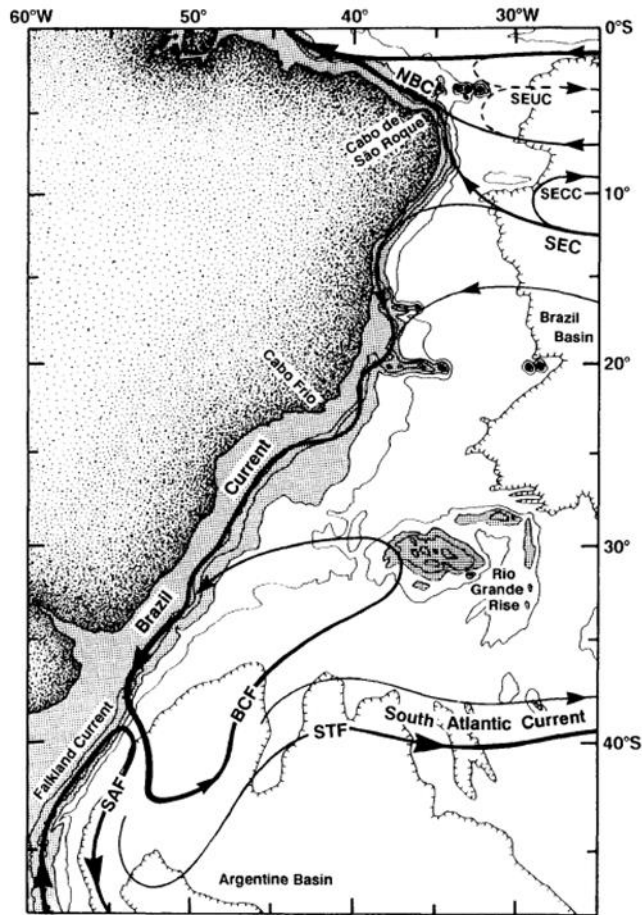


Figura 4: Mapa esquemático das correntes ao longo da costa leste brasileira. Termos abreviados e traduzidos do inglês para o português são: Corrente Norte do Brasil (NBC), Subcorrente Sul Equatorial (SECC), Contracorrente Sul Equatorial (SEC), Frente Subantártica (SAF), Frente da Corrente do Brasil (BCF), Frente Subtropical e a Corrente das Malvinas (CM) representada aqui como *Falkland Current*. Mapa retirado de Peterson & Stramma (1991).

Esta região é uma das mais produtivas do sudoeste do Oceano Atlântico por conta não só da confluência Brasil-Malvinas, mas também pela fertilização provinda da drenagem continental (González-Silveira *et al.*, 2006). Isso se dá devido às plumas capazes de se estender 50 km no caso da Lagoa dos Patos (Hartmann *et al.*, 1986) e 240 km no caso do Rio da Prata (Guerrero *et al.*, 1997).

A regulação da ressurgência na ACAS e na SAF na região entre 23° e 40° é controlada por uma série de fatores: vórtices ciclônicos frios e vórtices anti-

ciclônicos quentes; o regime de ventos; topografia da plataforma e do talude e cisalhamento entre a Corrente do Brasil e outras águas (Figura 5) (Seeliger & Kjerfve 2001).

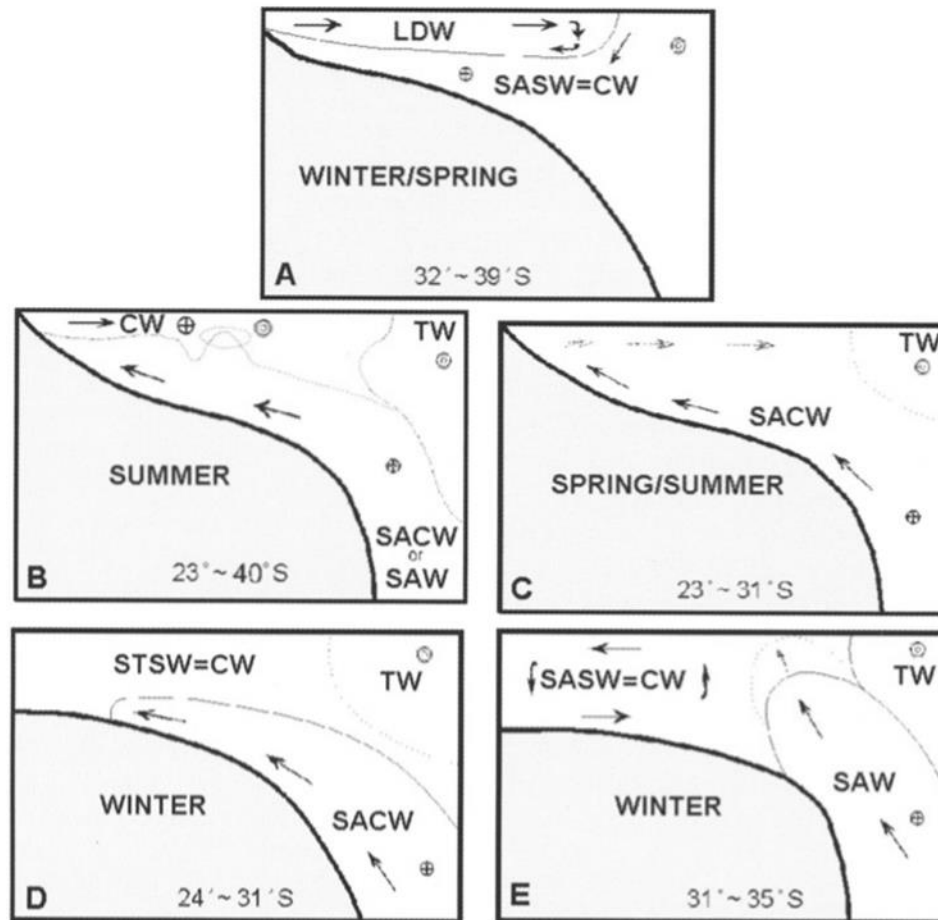


Figura 5: Processos principais de fertilização da costa oeste do Oceano Atlântico Sul por períodos sazonais. (a) A presença de águas de baixa densidade (LDW – *Low Density Water*) na pluma estuarina de inverno/primavera. (b) Ressurgência da ACAS ou SAF causada por um vórtice de verão. (c) Ressurgência costeira da ACAS trazida por ventos de primavera/verão. (d) ACAS vem a tona causada por pequenos redemoinhos e/ou induzida pela topografia de fundo. (e) Ou no caso de latitudes entre 31° e 35°, causada pela SAF. Adaptado de Seeliger & Kjerfve (2001)

1.3. Objetivos

- Usar técnicas *multi-proxy* para determinar as variações da paleoprodutividade primária do sudoeste do Atlântico Sul desde o EIM-3.
- Analisar a proporção de magnetita biogênica (magnetofósseis) em relação à terrígena no período glacial e interglacial e observar se as mudanças são relacionadas à produtividade oceânica.

1.4. Estado da Arte e Contextualização Teórica

1.4.1. As variações paleoclimáticas nos últimos 40 mil anos

Ao longo do Quaternário uma série de registros paleoclimáticos foram obtidos ao redor do mundo e mostram eventos de grandes variações nos volumes de gelo global. As mudanças no sistema climático global acontece na mesma escala temporal associada às oscilações cíclicas dos parâmetros orbitais da Terra (e.g., excentricidade, obliquidade, e precessão), que também são chamados de ciclo de Milancovitch (Crowley & North, 1991). Uma série de dados existentes que corroboraram com a influência de ciclos no hemisfério norte, como um dos primeiros estudados que foi “Dansgaard/Oeschger” (Dansgaard *et al.*, 1984), e que as variações sazonais e de radiação solar impactam diretamente nas transições glacial-interglacial (Hays *et al.*, 1976). Entretanto, no hemisfério Sul ainda não se sabe até que extensão a insolação afeta diretamente a forçante climática (Cruz *et al.*, 2005).

Nos últimos 40 mil anos o clima da Terra sofreu variações recorrentes em sua superfície e subsuperfície. O ápice do último período glacial, referenciado como Último Máximo Glacial (UMG) foi importante não só por ser o momento em

que as geleiras atingiram seus maiores tamanhos como também por ser o ponto em que eventos associados a estas condições atingiram seus picos.

As geleiras concentram o isótopos leve de oxigênio ($\delta^{16}\text{O}$), portanto, em períodos de expansão das geleiras (períodos glaciais), os oceanos ficam relativamente enriquecidos no isótopo pesado de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$). Entretanto as maiores razões isotópicas no oceano não necessariamente coincidem com o UMG em função de variações regionais particulares que podem alterar o meio (Lisiecki & Stern, 2016). Estas variações regionais como discutidas por Imbrie *et al.*, (1984) são: (1) mudanças na temperatura da água; (2) mudanças no balanço de precipitação/evaporação da região onde está localizado o corpo d'água em estudo; (3) efeitos vitais e ecológicos de espécies individuais; (4) dissolução diferencial; (5) transporte de sedimento; (6) bioturbação; e (7) perturbação estratigráfica.

Em função de um maior volume de água se concentrando em gelo houve também um grande decréscimo no nível do mar que resultou em uma exposição de 120 m da plataforma continental (Hanebuth *et al.*, 2000, Fairbanks *et al.*, 1989). Esta redução no nível do mar fez com que a salinidade aumentasse e por conta disso gerou um aumento de 3,16% em relação ao valor atual, entretanto, este valor foi descrito considerando uma questão de análise local, para um padrão mais abrangente o valor encontrado para o aumento de 0,96ups (Duplessy *et al.*, 2001).

Com o período glacial impactando não só nos oceanos, mas também o continente, a quantidade de poeira atmosférica aumentou e isso se deu pelo somatório de três fatores que segundo Mahowald *et al.*, (1999) foram: (1) Os ventos glaciais e suas intensidades aumentando fizeram com que a poeira chegasse a lugares mais remotos; (2) A diminuição do ciclo hidrológico fez com que a poeira permanecesse mais tempo na atmosfera; (3) As áreas vegetadas eram menos presentes nesta época e o solo não possuía umidade suficiente.

Estas forçantes climáticas que favorecem o aumento da poeira atmosférica foram confirmadas por Kohfeld & Harrison (2001) quando eles mostraram em registros de sedimentos marinhos que a quantidade de poeira atmosférica para regiões de baixa-média latitude eram cinco vezes maiores do que no presente.

1.4.2. Marcadores Paleoclimáticos e Paleoceanográficos

1.4.2.1. Foraminíferos

Assembleias de foraminíferos planctônicos são geralmente aceitas como indicadores de massas d'água assim como das variações de condições e *input* de nutrientes em uma dada região tendo em vista que suas características e exigências ambientais não sofreram alterações nos últimos 40 mil anos (Thiede, 1975). A espécie *Globigerina bulloides* atua como um desses indicadores, sendo ela um foraminífero que não possui restrições com relação à temperatura e que se alimenta de qualquer matéria orgânica, o que a leva a ser caracterizada como uma espécie oportunista (Schiebel & Hemleben, 2005) e que atinge o sua abundância máxima em regiões com grande disponibilidade de alimento (Oda & Yamasaki, 2005).

Ao contrário da *G. bulloides*, a espécie *Globigerinita glutinata* devido a sua alimentação ser majoritariamente a base de fitoplâncton “fresco” e nutrientes provindos da mistura de camadas d'água, tem sua ocorrência em abundância no início dos períodos de primavera e sofre um queda constante a medida que estes estoques vão sendo consumidos (Schiebel & Hemleben, 2000). A presença de *G. bulloides* e *G. glutinata* indica não só uma predominância de águas superficiais frias alimentadas pelas águas frias do Atlântico Sul, como também são um indicador de zonas de ressurgência (Souto *et al.*, 2011).

1.4.2.2. Dados geoquímicos

Há mais de meio século, os foraminíferos planctônicos são considerados os principais portadores de informação em paleoceanografia (Berger et al., 1981). Eles proporcionam informações sobre os oceanos no passado não apenas através das mudanças na composição da fauna, mas também através da composição isotópica e de elementos-traço incorporados nas suas carapaças. De fato, razões isotópicas de oxigênio e carbono em foraminíferos planctônicos e bentônicos são alguns dos *proxies* mais utilizados em paleoceanografia.

Foraminíferos precipitam as suas carapaças carbonáticas em equilíbrio com a água do mar (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007). Desta forma, flutuações na composição de isótopos de oxigênio na água do mar em função das variações no volume de gelo global ficam registradas nas carapaças (Lisiecki & Raymo, 2005). Em períodos glaciais, há um acúmulo do isótopo leve (^{16}O) nas geleiras, levando a um aumento relativo do isótopo pesado (^{18}O) na água do mar. Assim, os isótopos de oxigênio proporcionam um registro claro das flutuações de volume de gelo global e constituem uma importante ferramenta de correlação de registros, embora as flutuações não sejam perfeitamente sincrônicas ao redor do globo (Lisiecki & Stern, 2016).

Secundariamente, o sinal isotópico do oxigênio é reflexo da temperatura no momento de calcificação da carapaça (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007), porém, no caso dos foraminíferos bentônicos que vivem em ambientes batiais de baixas temperaturas, o sinal isotópico é mais puramente um reflexo das flutuações no volume de gelo global (Shackleton, 1967). Outros fatores que interferem no sinal de isótopos de oxigênio são o balanço entre evaporação e precipitação e efeitos vitais relacionados a atividades metabólicas dos foraminíferos e simbiontes (Rohling e Cooke, 1999).

A razão isotópica de carbono em foraminíferos planctônicos reflete a composição isotópica da água do mar a qual oscila em função de uma série de

fatores atuando em diversas escalas (Rohling & Cooke, 1999). Um dos principais fatores é a produtividade primária, já que os produtores primários (fitoplâncton) usam preferencialmente o isótopo leve (^{12}C) na fotossíntese e formação de matéria orgânica (Berger, 1981). Desta forma, quanto maior a atividade fotossintética e maior a produção primária, maior será a exportação deste isótopo leve para o bentos, deixando proporcionalmente uma camada superficial na zona fótica relativamente enriquecida no isótopo pesado (^{13}C). Consequentemente, quanto maior a produção primária na superfície, maior será a proporção do isótopo pesado para ser incorporado nas carapaças dos foraminíferos planctônicos e maior será a exportação de carbono orgânico rico no isótopo leve que poderá ser incorporado pelos foraminíferos bentônicos após a remineralização da matéria orgânica. Assim, quanto maior a produção primária em superfície e maior a exportação desta matéria orgânica para o fundo, maior será a diferença na razão isotópica de foraminíferos planctônicos e bentônicos (Theodor *et al.*, 2016; Petró, 2018).

Além da produtividade primária, o registro de isótopos de carbono também é afetado pela utilização de CO_2 metabólico durante a formação das carapaças, pela atividade de simbioses, pelas taxas de crescimento, e por variações na concentração do íon carbonato na água circundante (Rohling & Cooke, 1999), além de flutuações globais em função da transferência e remineralização de matéria orgânica de origem terrestre rica em ^{12}C para o reservatório oceano-atmosfera glacial (Shackleton, 1977) e variações na concentração do íon carbonato ou pH (Spero *et al.*, 1999).

Outro dado geoquímico utilizado nesta dissertação foi da variação do teor de carbonato. De maneira geral, esta variação está relacionada ao volume de gelo global, uma vez que, em períodos glaciais, há um acúmulo de gelo que se reflete em um nível do mar baixo (e.g. Lambeck *et al.* 2014). Nestas condições, a maior proximidade do continente favorece a chegada de uma maior proporção de sedimentos terrígenos. Ao contrário, em períodos de mar alto (interglaciais). O aporte de terrígenos é reduzido e o teor de carbonato aumenta. Por outro

lado, os teores de carbonato também podem oscilar em função da produtividade de foraminíferos planctônicos e coccolitoforídeos, os quais representam os maiores contribuintes de carbonato em ambientes de mar aberto.

1.4.3. Aquisição de magnetização remanescente em sedimentos

Testemunhos de sedimentos coletados no fundo marinho ou em lagos são um excelente registro das variações paleoambientais e paleomagnéticas (e.g., Liu *et al.*, 2012). Testemunhos sedimentares têm sido coletados ao longo do globo com uma ampla gama de objetivos. Para o paleomagnetismo e o magnetismo ambiental estes testemunhos fornecem registros contínuos e longos do campo magnético terrestre e das variações paleoclimáticas e paleoceanográficas através do magnetismo ambiental. Este registro contínuo é fundamental para o entendimento das variações do campo magnético terrestre no passado (Tauxe, 1993) e das variações paleoambientais (Liu *et al.*, 2012).

No entanto, a aquisição de magnetização em sedimentos ainda não é totalmente compreendida, sendo um paradigma que envolve a discussão das origens do sinal paleomagnético sedimentar que envolvem os conceitos de magnetização remanescente deposicional (*depositional remanent magnetization* – MRD) e a magnetização remanente pós-deposicional (Post-Depositional Remanent Magnetization - MRPD) (e.g., Irving e Major, 1964; Tauxe *et al.*, 2006). A MRD é adquirida durante a queda na coluna d'água e quando o grão toca a interface água-sedimento (Figura 6a). A MRPD é adquirida quando o grão está na zona de gel (ou zona de *lock-in*), camada logo abaixo da interface água-sedimento (Figura 6b). No entanto, as maiores incertezas no entendimento da aquisição da magnetização em sedimentos permanecem e estão relacionadas principalmente às limitações experimentais, numéricas e teóricas deste fenômeno (Tauxe *et al.*, 2006; Roberts *et al.*, 2013). Porém, as evidências da contribuição e preservação da magnetita biogênica para a magnetização dos

sedimentos em escala global e em sedimentos antigos (Tarduno *et al.*, 1998; Roberts *et al.*, 2012, 2013), levaram os pesquisadores a propor uma nova componente à magnetização dos sedimentos, a magnetização remanente biogeoquímica (*biogeochemical remanent magnetization* – BRM) (Figura 6c). Os processos envolvidos na aquisição de magnetização em sedimentos (DRM, PDRM, e BgRM) serão apresentados a seguir.

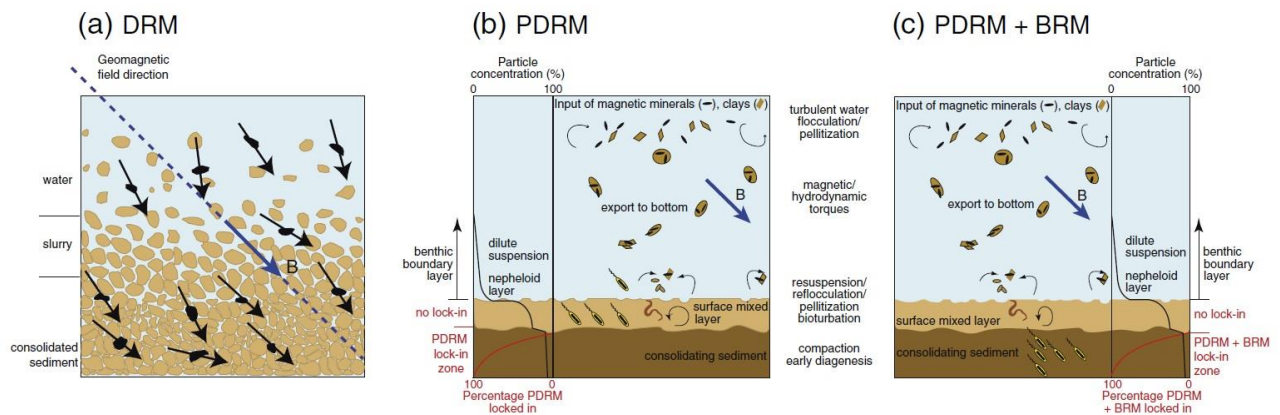


Figura 6: Representação esquemática da obtenção de aquisição remanente sedimentar através dos seguintes processos: (a) Magnetização remanente deposicional (MRD); (b) Magnetização remanente pós-deposicional (MRPD); (c) A MRPD e a magnetização remanente biogeoquímica (MRB) (retirado de Roberts *et al.*, 2013).

1.4.3.1. Magnetização Remanente Depositional (MRD)

Minerais ferromagnéticos detríticos têm suas origens majoritariamente de rochas ígneas, das quais eles formam uma fração característica que depende do tipo de rocha, química da rocha e condições de formação. Titanomagnetitas, titanohematitas e pirrotitas em sua vasta gama fazem parte dos acessórios minerais em tais rochas. Sua ocorrência leva em conta a composição do magma, pressão parcial do oxigênio e a taxa de resfriamento (Evans & Heller, 2003).

A sequência de fatores que explica a MRD começa quando um grão de mineral ferromagnético que possui momento m é depositado em uma água

parada. Seguindo a isso o momento magnético se alinha ao campo da Terra \mathbf{F} , mas seu movimento é impedido pela inércia do grão e a viscosidade da água. Considerando o grão esférico com diâmetro d e momento inercial I , a equação requer que a resultante de três torques (inercial, viscoso e magnético) seja zero onde θ é o ângulo entre os vetores \mathbf{m} e $\mathbf{F} = \mu_0 H_E$, η é a viscosidade da água, J o momento magnético por unidade de volume (a magnetização remanente que o grão adquiriu quando formado na sua rocha de origem), obedecendo a Equação 1 (Dunlop & Özdemir, 1997):

$$I \frac{d^2\theta}{dt^2} + \pi d^3 \eta \frac{d\theta}{dt} + \frac{\pi}{6} \mu_0 d^3 J H_E \sin \theta = 0$$

(1)

A situação final do grão depende do seu tamanho, dado que caso ele possua dimensões $<10\mu\text{m}$ o torque magnético se mantém e o alinhamento com o campo da Terra se mantém, caso a dimensão seja $>0.1\text{mm}$ então o torque mecânico prevalece e as direções dos grãos individuais são distribuídas aleatoriamente (Figura 7) (e.g., Lanza & Meloni, 2005).

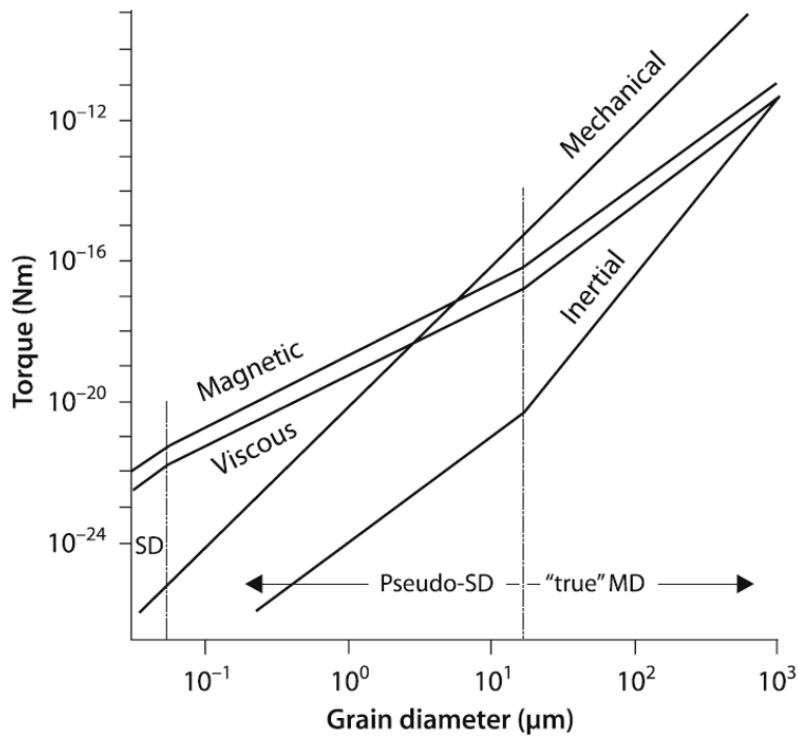


Figura 7: Torques exercidos em grãos de magnetitas esféricas com diferentes tamanhos se acomodando em águas calmas. A atuação das forças que competem dependem do tamanho de grão magnético (retirado de Dunlop & Özdemir, 1997).

Entretanto, a realidade da MRD não é tão simples quanto o modelo discutido acima porque se a água não for calma, as correntes tendem a orientar o grão, se o fundo não for horizontal pode haver rolamento, mas principalmente a ideia de que os grãos magnéticos sejam todos esféricos não é realista (Tauxe, 2006). Eles tendem a ser alongados ou achatados e se depositam de maneira paralela ao fundo em função da gravidade (Figura 8). Estas orientações do momento magnético são compensadas por um efeito que é aleatório para declinação, mas que segue sistemático para inclinação (Tauxe & Kent, 1984).

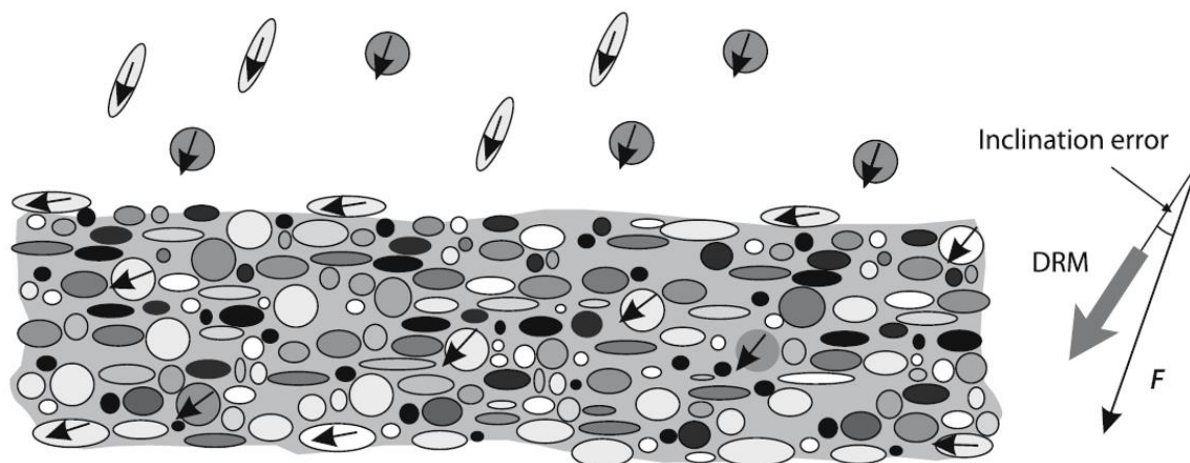


Figura 8: Deposição de grãos ferromagnéticos em água calma. Grãos em deposição tendem a alinhar seu momento magnético paralelo ao campo magnético da Terra (F). A inclinação da MRD é menor que a inclinação de F (Retirado de Lanza & Melone, 2005).

1.4.3.2. Magnetização Remanente Detrítica Pós-Deposicional (MRPD)

A remanência final do sedimento não é completamente fixada em intensidade e orientação até que ela seja compactada por futuras deposições, desidratado e litificado. Seja a forma que for o sedimento depositado deve perder boa parte, senão toda, sua coerência direcional. Sendo que na prática é comum que os fundos sedimentares possuam uma magnetização uniforme (Dunlop & Özdemir, 1997).

Desta forma, os grãos magnéticos em MRPD acabam possuindo uma aquisição mais precisa de magnetização pois são capazes de se reorientar paralelamente ao campo magnético e corrigir os efeitos causados pela deposição enquanto o meio for próprio para isso (Verosub, 1979, Kodama, 2012)

Este arranjo da partícula magnética ocorre pelo balanço de duas forças, o torque magnético e a resistência mecânica e só termina quando a resistência for superior ao torque. O torque se dá pelo vetor do produto do momento magnético da partícula e do campo externo, enquanto a resistência mecânica provém da viscosidade do fluido e das paredes “vazias” (Hyodo, 1984). Mas, como

evidenciado por Lanza & Melone (2006), quanto menores os grãos mais tempo eles terão para se alinhar até o estágio de *lock-in* e também que o movimento *Browniano* é influente na movimentação de sedimentos com pouco menos de alguns μm .

1.4.3.3. Magnetização Remanente Biogeoquímica (MRB)

Desde a descoberta da bactéria magnetotática por Richard Blackmore em 1975, o papel destas bactérias para a magnetização dos sedimentos vem sendo discutido. Quando consideramos o papel da magnetita biogênica na composição do registro paleomagnético, o meio em que ela se encontra é de extrema importância porque se for exposta aos mesmos processos que os sedimentos detríticos seja na coluna d'água ou no sedimento bioturbado, então elas irão contribuir para a MRD e MRPD da mesma maneira (Roberts *et al.*, 2013).

A diferença é que a contribuição não ocorre da mesma maneira que o material detrítico e sim através de um processo chamado Remanência Magnética Biogeoquímica (MRB, Figura 6c) que envolve processos químicos de oxidação/redução associado a um ambiente anóxico ou microaeróbio, sendo estes também ambientes cruciais para o processo de biomineralização (Tarduno *et al.*, 1998; Roberts *et al.*, 2012, 2013).

Testar a contribuição dos magnetofósseis para a magnetização em sedimentos sempre foi um grande desafio, principalmente porque as técnicas disponíveis eram pouco eficientes. Além disso, a extração magnética e as imagens de microscopia eletrônica de transmissão (MET) eram demoradas, mas necessárias para a detecção dos magnetofósseis (e.g., Hesse, 1994). O desenvolvimento das novas técnicas magnéticas mostrou que a contribuição dos magnetofósseis ao registro geológico dos sedimentos era muito maior do que se imaginava (Egli, 2004; Egli *et al.*, 2010; Roberts *et al.*, 2012). Em determinados ambientes, a percentagem de magnetita de origem biogênica chega até 60-70%

da magnetização total do sedimentos (Egli *et al.*, 2010; Roberts *et al.*, 2012). Dessa forma, o entendimento da MRB é fundamental para o futuro do paleomagnetismo.

1.4.4. As bactérias magnetotáticas como proxy de paleoprodutividade

Após a descoberta das bactérias magnetotáticas (Blakemore, 1975), se sabe que a magnetita biogênica é capaz de contribuir muito com o sinal paleomagnético em sedimentos no mundo inteiro (Kirschvink, 1982; Petersen *et al.*, 1986; Stoltz *et al.*, 1986; Chang *et al.*, 1987; Vali *et al.*, 1987; Egli *et al.*, 2010; Roberts *et al.*, 2012).

As bactérias magnetotáticas são capazes de intracelularmente biomineralizar o ferro do ambiente e formar minerais de magnetita (Fe_3O_4) ou greigita (Fe_3S_4) de um tamanho específico (entre 19 a 136 nm e 14 a 112 em comprimento e largura respectivamente) que produzem fortes magnetizações (Lins & Farina, 1998; Kopp & Kirschvink, 2008). Num primeiro momento, se imaginava que as bactérias magnetotáticas eram organismos que viviam em ambientes estratificados próximos à zona de transição óxica-anóxica (*oxic-anoxic transition zone* – OATZ), que podem ocorrer dentro da coluna d'água ou sedimentos (e.g., Bazylinski & Frankel, 2004; Faivre & Schüller, 2008). Porém, já se sabe que as bactérias magnetotáticas não vivem apenas na zona de transição óxica-anóxica, mas sim dentro dos sedimentos. Após a morte da bactéria magnetotática, as magnetitas produzidas por ela, são incorporadas à matriz sedimentar da região como magnetofósseis. A maioria dos registros sedimentares que contêm magnetofósseis são quaternários (Kopp & Kirschvink, 2008). No entanto, com o recente avanço das técnicas magnéticas que são utilizadas para detectar as propriedades magnéticas particulares de cadeias de magnetofósseis intactas (e.g., Weiss *et al.*, 2004; Kopp *et al.*, 2006a,b; Egli *et al.*, 2010), o catálogo da ocorrência de magnetofósseis mais antigos,

particularmente em carbonatos pelágicos, aumentou significativamente (e.g., Yamazaki, 2008; Abrajevitch e Kodama, 2009; Yamazaki, 2009; Roberts *et al.*, 2011, 2012; Yamazaki, 2012; Chang *et al.*, 2012; Larrasoña *et al.*, 2012; Yamazaki & Ikehara, 2012; Channell *et al.*, 2013; Chang *et al.*, 2014; Savian *et al.*, 2014, 2016; Shimono & Yamazaki, 2016; Yamazaki & Horiuchi, 2016; Coccioni *et al.*, 2019). Em vários casos, estas ocorrências vêm sendo validadas por imagens de microscopia eletrônica de transmissão (*transmission electron microscopy* – TEM) das partículas de magnetita bacteriana com distintas morfologias (e.g., Roberts *et al.*, 2011, 2012; Chang *et al.*, 2012; Larrasoña *et al.*, 2012; Yamazaki, 2012; Yamazaki & Ikehara, 2012; Savian *et al.*, 2016) (Figura 9).

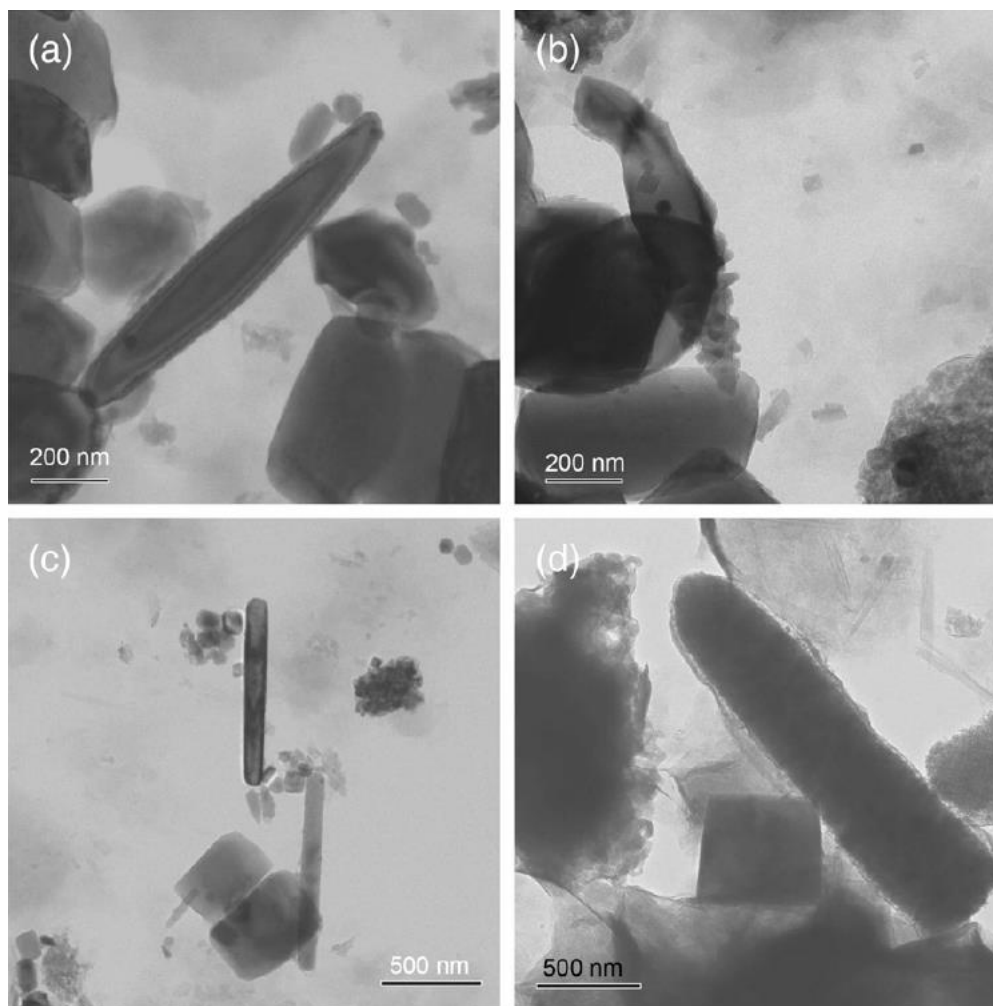


Figura 9: Imagens de bactérias magnetotáticas através de microscopia eletrônica de transmissão (MET) para evidenciar a forma dos magnetofósseis. a) Morfologia no formato de haste; b) Um cristal de forma irregular; c) Morfologia em forma de vara; d) Morfologia em forma de uma bala gigante (Retirado de Chang *et al.*, 2012).

Agora, os magnetofósseis podem ser considerados como um importante contribuinte da magnetização de carbonatos marinhos pelágicos, ao invés de uma componente rara. Devido à ligação entre a bactéria magnetotática e as condições redox específicas onde elas vivem, os magnetofósseis tem sido proposto como um registro das variações ambientais (Kopp & Kirschvink, 2008).

A resposta da bactéria magnetotática às variações paleoambientais vem sendo documentado em associação com as variações glaciais-interglaciais do

Quaternário, que vem sendo atribuídas à mudanças no aporte de carbono orgânico e, portanto, em condições redox do fundo oceânico (Hesse, 1994; Tarduno & Wilkison, 1996; Lean & McCave, 1998; Yamazaki & Kawahata, 1998; Dinarés-Turell *et al.*, 2003; Kopp e Kirschvink, 2008; Yamazaki, 2012; Heslop *et al.*, 2013; Yamazaki & Horiuchi, 2016). O trabalho pioneiro de Hesse (1994) mostrou um padrão de variação cíclica na mineralogia magnética coincidente com os períodos glaciais e interglaciais. A característica magnética dos sedimentos era controlada pela concentração da componente ferrimagnética de domínio simples (*single domain* – DS) que seria dominante nos períodos interglaciais. Nos períodos glaciais a concentração da componente ferrimagnética era menor e uma componente antiferromagnética de baixa susceptibilidade e magnetização remanente isotérmica de saturação (*saturation isothermal remanent magnetization* – SIRM). Recentemente, Heslop *et al.* (2013) mostraram um comportamento contrastante, onde magnetofósseis de magnetita eram dominantes em períodos glaciais. Trabalhos recentes também mostram que o pronunciado aumento na concentração de minerais ferrimagnéticos está relacionado com o pico de insolação no Hemisfério Norte (Liu *et al.*, 2015; Yamazaki & Horiuchi, 2016).

Os avanços nas técnicas de magnetismo ambiental estão proporcionando um aumento na aplicação desta técnica em estudos paleoclimáticos e paleoceanográficos devido às informações sobre a formação, transporte, processos de disposição, e alterações pós-deposicionais que os minerais magnéticos refletem sobre as condições ambientais (e.g., Verosub & Roberts, 1995; Evans & Heller, 2003; Maher, 2011; Liu *et al.*, 2012). A presença das bactérias magnetotáticas ou magnetofósseis em uma análise sedimentológica está se tornando cada vez mais um *proxy* para determinar produtividade primária nos oceanos dado que a presença ou não delas indica variações de produção primária e por consequência aporte de nutrientes (Roberts *et al.*, 2011, 2012, 2013; Yamazaki, 2012; Yamazaki & Ikehara, 2012; Larrasoaña *et al.*, 2012; Heslop *et al.*, 2013; Yamazaki & Shimono, 2013; Channell *et al.*, 2013;

Savian *et al.*, 2014; Liu *et al.*, 2015; Yamazaki & Horiuchi, 2016). Estes resultados são corroborados por vários estudos em diferentes períodos da história geológica, tais como na transição Cretáceo-Paleógeno (Abrajevitch & Kodama, 2009), a transição Paleoceno-Eoceno (Chang *et al.*, 2012, 2018; Larrasoña *et al.*, 2012; Coccioni *et al.*, 2019), o Eoceno e Oligoceno (Roberts *et al.*, 2011; Yamazaki *et al.*, 2013; Savian *et al.*, 2014, 2016), Oligoceno e Mioceno (Channell *et al.*, 2013, Florindo *et al.*, 2013), o Plioceno (Yamazaki, 2009; Yamazaki & Ikehara, 2012), e no Pleistoceno tardio e Holoceno (Liu *et al.*, 2015; Yamazaki & Horiuchi, 2016).

Roberts *et al.* (2011) sugeriram um mecanismo que governa a relação entre produtividade primária e concentração de magnetofósseis nos sedimentos. Este trabalho sugere que a abundância de magnetofósseis é maior quando a deposição de carbono orgânico no fundo do mar é suficiente para desencadear uma leve redução do ferro que se torna disponível para a biomineralização pelas bactérias magnetotáticas. Essas condições podem ser atendidas pelo fornecimento de ferro detrítico a partir da poeira eólica, o que estimula a produtividade primária oceânica em ambientes oceânicos limitados por ferro e aumenta a entrega de carbono orgânico e ferro reativo ao fundo do mar, ambos necessários para a biomineralização de magnetita por bactérias magnetotáticas. Neste contexto, o mecanismo de fertilização por ferro vem sendo proposto por vários trabalhos (Martin *et al.*, 1991; Jickells *et al.*, 2005; Boyd & Ellwood, 2010; Roberts *et al.*, 2011; Martinez-Garcia *et al.*, 2011, 2014; Larrasoña *et al.*, 2012; Savian *et al.*, 2014). O aumento na concentração de poeira eólica para o Oceano Atlântico durante o Último Máximo Glacial já foi evidenciado por trabalhos prévios (Mahowald *et al.*, 2006, Gili *et al.*, 2016, 2017; Shoenfelt *et al.*, 2018), que mostra uma pluma de poeira eólica sendo transportada, principalmente da América do Sul (Figura 10). Dessa forma, este pode ser um importante mecanismo para a produtividade primária em boa parte do Atlântico Sul.

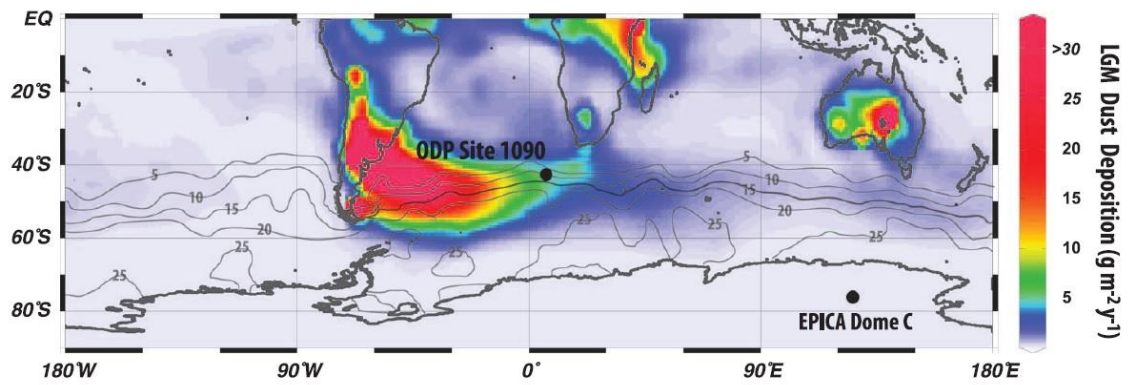


Figura 10: Modelo de reconstrução da deposição de poeira eólica para o Último Máximo Glacial (Mahowald *et al.*, 2006). As cores mais fortes (vermelhas) mostram uma alta concentração de poeira eólica no Sul da América do Sul durante o último máximo glacial (Retirado de Martinez-Garcia *et al.*, 2014).

PARTE II

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção apresentam-se os materiais e técnicas empregadas no desenvolvimento deste trabalho. Cada etapa está descrita nos subitens subsequentes e o grau de detalhamento abordado em cada método está em conformidade com sua relevância para este trabalho de mestrado. A determinação das variações da concentração de minerais magnéticos biogênicos nos sedimentos é o foco desta dissertação. Dessa forma, na metodologia desenvolveremos a descrição dos métodos magnéticos com detalhe. As outras técnicas de bioestratigrafia e geoquímica foram desenvolvidos pelos coautores do artigo científico, e, portanto, não serão detalhadas aqui. Textos mais completos que tratam desse assunto podem ser encontrados em Dunlop & Özdemir (1997), Evans & Heller (2003), Lanza & Melone (2005), Tauxe (2006), e Kodama (2012).

2.1. Amostragem

O testemunho SAT-048A foi cedido pela Agência Nacional de Petróleo (ANP) à Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Ele foi coletado pela FUGRO em novembro de 2007 a uma distância aproximada de 200 km da costa brasileira na latitude 29°11'52" Sul (Figura 1) a 1542 m de profundidade. A quantidade de material recuperado foi de 3,15 m sendo que 20 cm do seu meio, topo e base foram retirados pela ANP para análise.

A coleta de sedimentos marinhos pode ocorrer através de uma variedade de equipamentos, no caso deste projeto foi usado um testemunho do tipo *piston core* capaz de amostrar sedimentos com pouca perturbação. Depois de coletado, este testemunho foi dividido em duas seções (1,5 m). As seções estão todas em um contêiner refrigerado de posse da FURG e se encontram em

perfeitas condições para trabalhos científicos, de onde foram tiradas as amostras usadas neste trabalho.

Do testemunho SAT-048A foram obtidas 134 amostras paleomagnéticas que foram armazenadas em caixas de acrílico de 8 cm³. A amostragem foi contínua e sempre realizada na parte central do testemunho para evitar que qualquer movimentação nas bordas tenha afetado a orientação dos grãos (Figura. 11).



Figura 11: Amostragem do testemunho na porção central do liner com caixinhas de acrílico

2.2. Descrição do testemunho

O testemunho teve em sua extensão uma predominância majoritária de lamas hemipelágicas e uma ocorrência de lâminas de matéria orgânica em quatro pontos isolados até os 140 cm (Tabela 1).

Tabela 1: Tabela evidenciando as composições específicas de cada parte amostrada do testemunho SAT-048A.

Profundidade (cm)	Descrição
00-20	Sem recuperação
20-127	Lama hemipelágica rica em carbonato, cinza oliva claro com lâminas de matéria orgânica em 84, 90 e 100 cm.
127-130	Areia siliclástica rica em carbonato, cinza oliva claro.
130-142	Lama hemipelágica rica em carbonato, cinza oliva claro, com um nível de matéria orgânica na base.
142-153	Lama arenosa rica em carbonato, cinza oliva claro.
153-160	Lama hemipelágica rica em carbonato, cinza oliva claro.
160-170	Lama arenosa rica em carbonato, cinza oliva claro com gradação interna crescente.
170-194	Lama hemipelágica rica em carbonato, cinza oliva claro.
194-214	Sem recuperação
214-355	Lama hemipelágica rica em carbonato, cinza oliva claro.

2.3. Modelo de idade

A medição de idade de um testemunho por contagem de carbono 14 (^{14}C) não é um processo tão linear quanto parece porque apesar do carbono ter um decaimento constante, suas quantidades no meio podem e são afetadas por quantidade de produção, modulação geomagnética e solar do fluxo de raios cósmicos e o ciclo do carbono (Stuiver & Polach, 1977; Reimer *et al.*, 2013).

Para tratar destas variações é necessário realizar uma calibração que, para ser exata, deve ser baseada em algum registro da época em questão que possua presença de carbono (Reimer *et al.*, 2013).

Uma série de curvas de calibração para correção foram desenvolvidas nos últimos anos com ênfase para algumas regiões específicas. Neste trabalho a que foi usada foi a Marine13 desenvolvida e aprimorada por Reimer *et al.*, (2013). O valor usado para a compensação do efeito de reservatório foi de $54,0 \pm 42,0$ de acordo com idades do Banco de Dados de Correção do Reservatório Marinho (Angulo *et al.*, 2005, Alves *et al.*, 2015).

Para a construção do modelo de idade foram usados 3 medidas diferentes, o primeiro que foi realizado com espectrometria de massas com acelerador de partículas (EMAP) em oito datações de radiocarbono em amostras de foraminíferos, quatro pontos de amarração isotópicos e no fim a excursão geomagnética Laschamp (Tabela 2, Figura 12).

Tabela 2: Tabela usada para definir pontos de amarração no modelo de idade.

Amostra	Profundidade	Idade	Ponto de amarração
SAT-048A-002	23 cm	5.532	Datação absoluta
SAT-048A-002	23 cm	5.791	Datação absoluta
SAT-048A-015	54 cm	11.756	Datação absoluta
SAT-048A-020	65.5 cm	14.000	Limite EIM2/EIM1
SAT-048A-0200	65.5 cm	15.700	Datação absoluta
SAT-048A-028	85 cm	19.470	Datação absoluta
SAT-048A-040	113 cm	18.309	Datação absoluta
SAT-048A-046	127.5 cm	19.000	Fim do UMG
SAT-048A-063	167 cm	23.000	Início do UMG
SAT-048A-070	183.5 cm	34.643	Datação absoluta
SAT-048A-075	217 cm	26.797	Datação absoluta
SAT-048A-082	233 cm	29.000	Limite EIM3/EIM2
SAT-048A-122	328 cm	40.400	Fim da excursão Laschamp

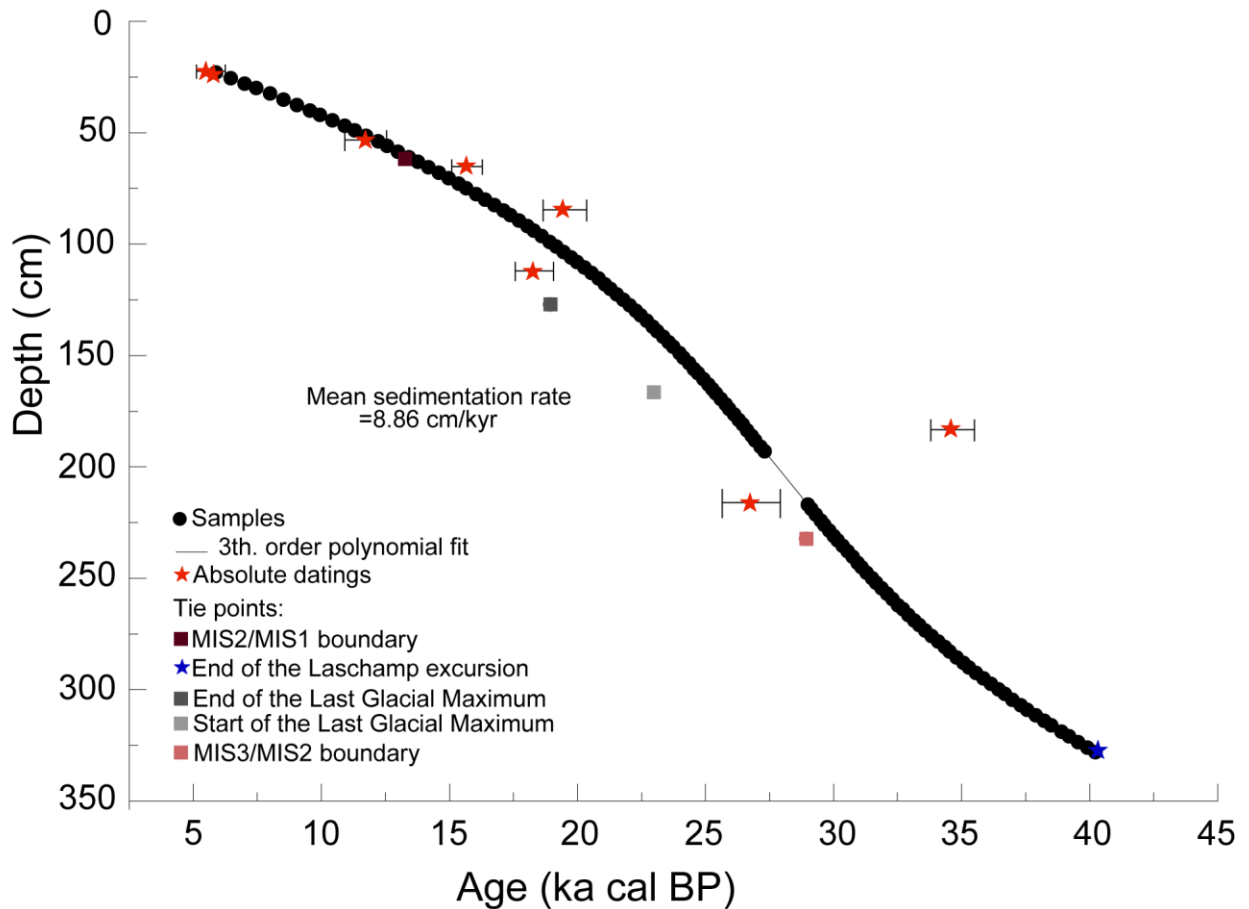


Figura 12: Modelo de idade taxa média de sedimentação para o testemunho SAT-048A.

As datações do radiocarbono em EMAP foram realizadas no laboratório da Universidade Federal Fluminense e constam na Tabela 2.

Os pontos de amarração restantes foram definidos pela correlação entre o registro do isótopo de oxigênio nos foraminíferos bentônicos (*Uvigerina sp.*) com a curva de referência Intermediária do Atlântico Sul proposta por Lisiecki & Stern (2016). Os pontos de amarração isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$) foram definidos pela variação da razão em foraminíferos bentônicos com a curva de referência LS16-ISA. De acordo com esta correlação, as idades de 14.000 AP, 19.000 AP, 23.000 e 29.000 se relacionam diretamente a profundidades localizadas respectivamente em 65.5, 127.5, 167 e 223 cm (Tabela 2). Nestas idades encontramos o limite entre o EIM1-EIM-2 aos 14.000 AP. A idade de 19.000 AP

é relacionada ao fim do UMG. Em 23.000 AP o início do UMG. E em 29.000 AP há o limite entre o EIM2-EIM3.

Na profundidade 328 há o ponto de amarração 328 inferido através da variação da inclinação do campo paleomagnético. O topo da excursão *Laschamp* é definida em (40.4 ka, Channell et al., 2017) e foi definida em um trabalho em preparação (Lopes et al., *em preparação*).

2.4. Preparação de amostras e medidas paleomagnéticas

As amostras paleomagnéticas foram levadas ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) onde foram medidas no Laboratório de Paleomagnetismo e Geomagnetismo (USPMag). As amostras passaram por análises de mineralogia magnética, susceptibilidade magnética (χ), magnetização remanente natural (MRN), magnetização remanente anisterética (MRA), e magnetização remanente isothermal (MRI). Paralelamente, análises granulométricas e de microfósseis calcários (foraminíferos planctônicos) foram realizadas no Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) e no Laboratório de Microfósseis Calários, respectivamente, ambos dentro da UFRGS. As análises de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em foraminíferos planctônicos e bentônicos foram realizadas no *Stable Isotope Laboratory of the University of California*, Santa Cruz (SILUCSC) em um espectrômetro de massa MAT-253 associado a um dispositivo de carbonato Kiel IV. As medições de carbono 14 (^{14}C) foram realizadas no laboratório de radiocarbono na Universidade Federal Fluminense (LACUFF).

Para os dados magnéticos a sequência de análises começou com a susceptibilidade medindo os valores de χ em um MFK1-FA *Multi Function Kappabridge* (frequência de 976 Hz, em um campo de 200 A/m), para então serem levadas a um magnetômetro SQUID da 2G-Enterprise, onde eram

medidas em oito caixinhas por vez. Para a medição da IRM os grupos de amostras usados nos *treys* do criogênico eram expostos inicialmente a um campo de 900mT, para logo em seguida serem magnetizados com um campo no sentido contrário de 100mT e 300mT.

Para a microscopia eletrônica de transmissão (MET) três amostras (profundidades: 25.5, 103.5 e 281) foram moídas e então o protocolo descrito por Strehlau *et al.*, (2014) foi realizado. Uma solução ácida composta de ácido etanóico 2M e acetato de sódio foi colocada nas amostras em uma proporção de 4:1. As amostras então foram centrifugadas e o material magnético que se destacou foi extraído usando um ímã de neodímio. Este material removido foi então colocado em uma grade MET onde as análises foram realizadas usando um JEOL 2100F operando em 200 kV, no Laboratório de Luz Sincotron, em Campinas, SP.

2.5. Mineralogia magnética

2.5.1. Susceptibilidade magnética

A susceptibilidade magnética é uma informação importante no estudo do magnetismo dos sedimentos devido às informações sobre a formação dos minerais magnéticos e as variações do clima no passado (Thompson & Oldfield, 1986). Uma das propriedades magnéticas mais usadas é a susceptibilidade magnética de baixo campo que é representada por χ (m³/kg) quando é relacionada a massa específica e κ (SI) quando é relacionada a volume específico. A razão de χ se da pela resposta magnética (ou pela indução magnética, **M**) de um material para campo magnético aplicado (**H**) e é representado pela equação 2 (Evans & Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012):

$$\chi = M/H \quad (2)$$

A composição da análise de magnetismo ambiental provém não só dos minerais ferromagnéticos como também dos diamagnéticos, paramagnéticos e superparamagnéticos.

O somatório que compõe a χ então é composto por minerais com magnetização forte mas sem um campo aplicado (minerais ferromagnéticos como magnetita e maguemita), minerais de baixa magnetização remanente (minerais antiferromagnéticos como hematita e goetita), materiais “não-magnéticos” que incluem os paramagnéticos (silicatos e argilas) e os diarmagnéticos (quartzo e argila). Sendo assim, para determinar a contribuição dos ferromagnéticos (χ_{ferri}) é necessário remover a influência dos paramagnéticos assim como dos antiferromagnéticos imperfeitos que devem ser eliminados do total de χ . (Liu *et al.*, 2012)

Desta forma, para se chegar à contribuição de cada grupo mineral se parte do ponto que todos os minerais ferromagnéticos irão saturar quando expostos a um amplo campo magnético aplicado (χ_{high}) e que então sua susceptibilidade magnética é dada por (Liu, 2012):

$$\chi_{ferri} = \chi - \chi_{high} \cdot \chi_{ferri} \quad (3)$$

Mas ainda dentro da medição de susceptibilidade o tamanho e formato da partícula magnética influenciam o resultado porque à medida que analisamos um mineral ferromagnético se nota que existem pequenas regiões onde as magnetizações são uniformes mas onde os vetores de magnetização diferem dos seus vizinhos, devido a isso estão áreas são chamadas de domínios magnéticos.

Para evitar campos magnéticos internos muito fortes, um grão mineral distribui seus momentos magnéticos em domínios magnéticos, de tal forma a diminuir as energias (Dunlop & Özdemir, 1997). Um domínio é a parte de um grão magnético em que os momentos magnéticos estão alinhados em uma determinada direção. Até um determinado tamanho crítico, os grãos são

formados por um único domínio, chamado domínio simples (DS) ou monodomínio (Figura 13A). Rochas contendo minerais magnéticos DS, são, em geral, muito estáveis, que é o caso das magnetitas de origem biogênica (Roberts *et al.*, 2013). Para tamanhos maiores de grão, o estado de mínima energia requer que os momentos magnéticos em domínios magnéticos vizinhos se auto cancelem. Para estes casos emprega-se o termo, grãos de estrutura de multidomínio (MD, Figura 13B). Entretanto, como há uma grande diferença entre estas duas classificações acabam existindo um gradiente entre as duas com partículas que não possuem um só domínio, mas que ao mesmo tempo não possuem tantos domínios para serem classificadas como MD. Estritamente elas seriam definidas como MD, mas em função de dividirem semelhanças com SD acabaram por serem nomeadas pseudo-domínio simples (PDS), ou estrutura de vortex (Figura 13C, Roberts *et al.*, 2018).

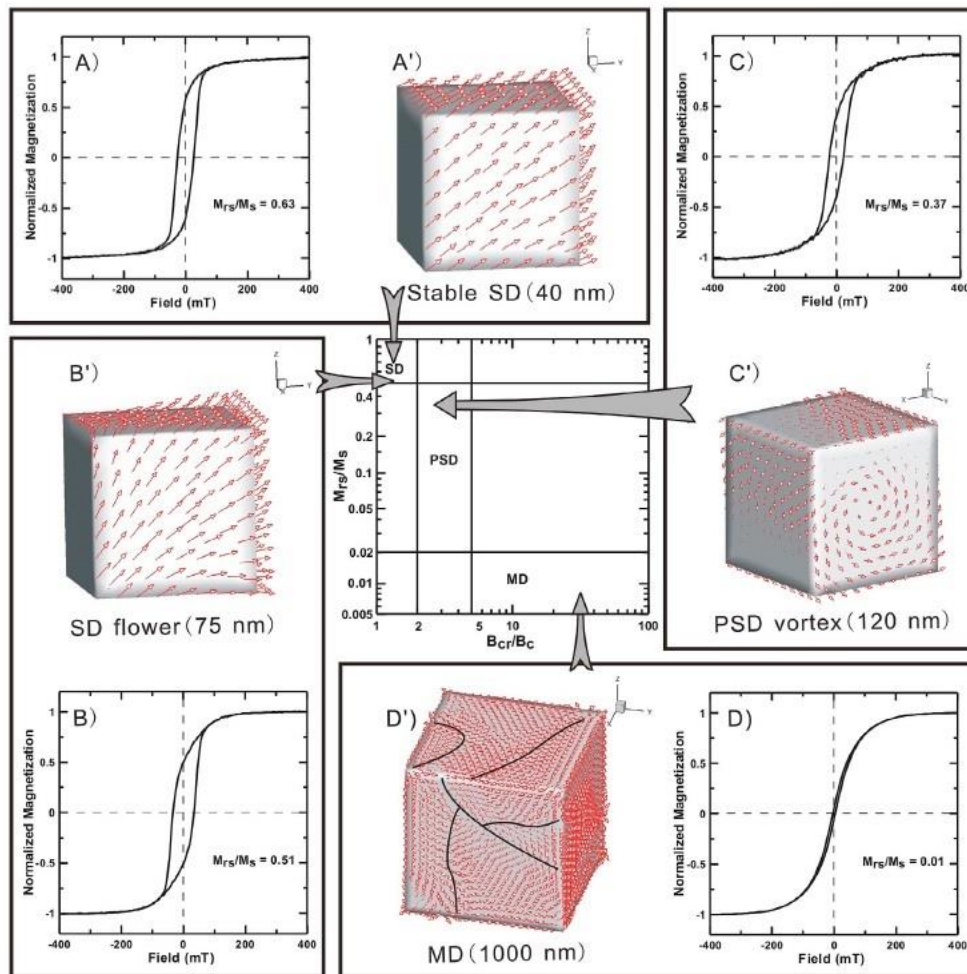


Figura 13: (A) Representação esquemática de uma partícula domínio simples (SD); (B) pseudo domínio simples (PDS) ou vortex; e (C) partícula multidomínio (MD). A Figura central mostra o diagrama de Day (Day *et al.*, 1977). Imagem reitrada de Liu *et al.* (2012).

2.5.2. Magnetização Remanente Natural (NRM)

A MRN é uma das medidas de magnetização não dependente da aplicação de um campo, daí o termo “natural” no nome. As rochas em sua formação geralmente orientam seus *spins* de acordo com o campo magnético e tem influência direta da quantidade de mineral magnético, em sua formação (Tauxe, 2003). A componente que compõe a magnetização dessa rocha *in situ* se da através da soma de dois vetores

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r$$

(4)

Onde temos \mathbf{J}_i como a magnetização induzida e \mathbf{J}_r como a magnetização remanente. A magnetização induzida, entretanto, é um processo reversível e que não guarda memória de campos passados, por este motivo que o ponto de interesse maior no paleomagnetismo se encontra na magnetização remanente (Butler, 2004).

Já se tratando do sedimento, a sua aquisição de magnetização se dá durante ou logo após a sua deposição e, como a intensidade deste campo depende da concentração de minerais magnéticos, sua variação ao longo de um testemunho pode refletir mudanças tanto na composição sedimentar local como no próprio campo magnético.

As magnetizações remanentes podem ser produzidas por diferentes processos durante a gênese do mineral magnético, durante seu resfriamento rochas ígneas possuem a remanência magnética termal (TRM) que se dá logo abaixo dos 1000° C no momento onde passam a produzir cristais paramagnéticos que permanecem assim até a temperatura de Curie (580° C, para a magnetita) para então os cristais passarem a serem superparamagnéticos e eventualmente, ferromagnéticos.

2.5.3. Magnetização remanente anisterética (NRA) e isotermal (IRM) e suas razões

A magnetização remanente anisterética é um parâmetro largamente utilizado em estudos de magnetismo ambiental (e.g. Thompson e Oldfield, 1986; Verosub e Roberts, 1995). Nesta técnica, a magnetização remanente é produzida em laboratório expondo a amostra a um campo magnético externo, porém na presença de um campo alternado (CA). Na MRA a amostra é submetida a um campo direto (CD) fraco na presença de um campo magnético

alternado (CA) crescente. Usualmente o campo CD é comparado à intensidade do campo magnético terrestre e a magnetização total obtida pela rocha orienta-se na direção do CD aplicado.

A magnetização remanente isotérmica (MRI) é adquirida quando um pulso de campo direto (geralmente > 1 T) é aplicado sobre uma amostra em temperatura ambiente (Dunlop & Özdemir, 1997). Dessa forma, a MRI varia de acordo com o grau de alinhamento dos momentos magnéticos dos grãos que depende da coercividade dos minerais magnéticos presentes na amostra. Muitas vezes encontramos a MRI como magnetização remanente isothermal de saturação (MRIS), que é o campo magnético no qual a saturação da amostra é alcançada varia e de acordo com o tamanho e comportamento magnético dos grãos. A MRIS pode fornecer, então, informações sobre a variação da concentração de minerais de alta coercividade que compõem a assembléia mineral da amostra.

Em magnetismo ambiental também é comum analisar a MRA em termos da susceptibilidade, que é a intensidade da MRA adquirida por unidade do campo direto aplicado. Este parâmetro é conhecido como χ_{ARM} , que é particularmente sensível à presença de grãos menos coercivos (DS e PDS), considerando que χ é relativamente mais sensível na presença de grãos mais coercivos (PDS e MD). Conforme descrito por Banerjee *et al.* (1981) e King *et al.* (1982), os gráficos de χ_{ARM} versus χ podem ser usados como um indicativo do tamanho de grão. As mudanças na inclinação neste tipo de gráfico indicam as mudanças no tamanho de grão magnético enquanto que as mudanças ao longo de uma linha com inclinação constante é indicativo de mudanças na concentração dos minerais magnéticos (Verosub & Roberts, 1995). No entanto, a razão χ_{ARM}/χ prevê uma medida da média das propriedades magnéticas de uma amostra e pode não ser um parâmetro útil quando têm-se uma mistura bimodal de tamanhos de grão. Além disso, a presença de uma fração importante de grãos superparamagnéticos (SP) complica o uso da razão χ_{ARM}/χ (King *et al.*, 1982; Bloemendal *et al.*, 1985) porque os grão SP somente contribuem para a χ e não

para a χ_{ARM} . Então um acréscimo na proporção de grãos SP para SD estáveis irão aparecer como um acréscimo relativo no tamanho de grão ao invés de um decréscimo (King et al., 1982). Esse parâmetro deve ser usado com cuidado, no entanto, χ_{ARM}/χ pode ser um parâmetro muito útil para a avaliação de variações no montante de grãos magnéticos finos e grão magnético coercivos em materiais geológicos.

A habilidade do material em adquirir uma ARM é fortemente dependente da concentração de partículas magnéticas em uma amostra (Sugiura, 1979). Por causa disso, Tauxe (1993) sugeriu que a razão a magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM) pela χ (SIRM/ χ) é preferível ao invés da razão χ_{ARM}/χ para a estimativa das variações de tamanho de grão. A SIRM é relativamente insensível a variações no campo induzido, e isso varia como uma função simples na concentração de sedimentos com uma baixa concentração de minerais magnéticos.

A razão $\chi_{ARM}/SIRM$ vem sendo usado como um parâmetro para a variação de magnetita biogênica com estrutura de domínio DS não interagente (Egli, 2004; Kobayashi et al., 2006; Yamazaki, 2008, 2012; Li et al., 2012; Yamazaki & Ikehara, 2012; Yamazaki & Shimono, 2013; Yamazaki & Horiuchi, 2016). A magnetita biogênica possui tamanhos de grão fino (na ordem de nanômetros) e com estrutura de domínio simples (DS) e interações magnetostáticas desprezíveis entre as cadeias intactas de magnetossomos biogênicos, enquanto os minerais magnéticos detríticos costumam ter uma distribuição de tamanho de grão mais ampla e interações magnetostáticas variáveis entre os grãos. A eficiência da aquisição da ARM aumenta com a diminuição das interações magnetostáticas (Sugiura, 1979). Então, a razão $\chi_{ARM}/SIRM$ aumenta com o aumento da proporção de magnetita biogênica. O tamanho médio do grão da magnetita biogênica é menor que os minerais magnéticos detríticos em geral, o que também contribuiu para melhorar a relação $\chi_{ARM}/SIRM$ (Banerjee et al., 1981; King et al., 1982). Este parâmetro será o principal indicador de variação da concentração de magnetofósseis neste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Abrajevitch, A., Kodama, K., 2009. Biochemical vs. detrital mechanism of remanence acquisition in marine carbonates: A lesson from the K-T boundary interval. *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 269-277.
- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I., Angulo, R., 2015. Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from the pre-bomb marine shells. *Quaternary Geochronology*, 29, 30-35.
- Angulo, R. J., de Souza, M. C., Reimer, P. J., Sasaoka, S. K., 2005. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon*, 47, 67-73.
- Banerjee, S. K., King, J., Marvin, J., 1981. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophysical Research Letters*, 8, 333-336.
- Bazylinki, D. A., Frankel, R. B., 2004. Magnetosome formation in prokaryotes. *Nature Reviews Microbiology*, 2, 217-230.
- Berger, W.H.; Bé, A. W.H.; Vincent, E., 1981. Oxygen and Carbon Isotopes in Foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33, 1.
- Bernardello, R., Marinov, I., Palter, J. B., Sarmiento, J. L., Galbraith, E. D., Slater, R. D., 2014. Response of the Ocean Natural Carbon Storage to Projected Twenty-First-Century Climate Change. *Journal of Climate*, 27, 2033–2053.
- Blakemore, R. P., 1975. Magnetotactic bacteria. *Science*, 190, 377–379.
- Blakemore, R. P., Short, K. A., Bazylinki, D. A., Rosenblatt, C., Frankel, R. B., 1985. Microaerobic conditions are required for magnetite formation within *Aquaspirillum magnetotacticum*. *Geomicrobiology Journal*, 4, 53-71.
- 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*, 97, 4361-4375.
- Boyd, P. W., Ellwood, M. J., 2010. The biogeochemical cycle of iron in the ocean. *Nature Geoscience*, 3, 10.1038.

- Brovkin, V., Ganopolski, A., Archer, D., Rahmstorf, S., 2007. Lowering of Glacial atmospheric CO₂ in response to changes in oceanic circulation and marine biogeochemistry. *Paleoceanography*, 22, 1-14.
- Butler, R., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Science Inc.
- Castro, B. D., Miranda, L. D., 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. *The Sea*, 11, 209-251.
- Chang, S. R., Kirschvink, J. L., Stolz, J. F., 1987. Biogenic magnetite as a primary remanence carrier in limestone deposits. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 46, 289-303.
- Chang, L., Roberts, A. P., Williams, W., Gerald, J. D. F., Larrasoaña, J. C., Jovane, L., Muxworthy, A. R., 2012. Giant magnetofossils and hyperthermal events. *Earth and Planetary Science Letters*, 351-352, 258-269.
- Channell, J. E. T., Ohneiser, C., Yamamoto, Y., Kesler, M. S., 2013. Oligocene-Miocene magnetic stratigraphy carried by biogenic magnetite at sites U1334 and U1335 (equatorial Pacific Ocean), *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 265– 282.
- Channell, J. E. T., Riveiros, N. V., Gottschalk, J., Waelbroeck, C., Skinner, L. C., 2017. Age and duration of Laschamp and Iceland Basin geomagnetic excursions in the South Atlantic Ocean. *Quaternary Science Reviews*, 167, 1-13.
- Coccioni, R., Frontalini, F., Cataranziti, R., Jovane, L., Rodelli, D., Rodrigues, M. M. I., Savian, J. F., Giorgini, M., Galbrun, B., 2019. Paleoenvironmental signature of the Selandian-Thantian Transition Event (STTE) and Early Late Paleocene Event (ELPE) in the Contessa Road section (western Neo-Tethys). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 523, 62-77.
- Cooke, C. V., Madureira, L.S.P., Griep, G.H., Pinho, M.P., 2007. Análise de dados de eco-sondagem de fundo oriundos de cruzeiros realizados entre Fortaleza (CE) e Chuí (RS) com enfoque na morfologia e tipos de fundo. *Revista Brasileira Geofísica*, 25 (4), 443–457.
- Corrêa, I. C. S., Martins, L. R. S., Ketzer, J. M. M., Elias, A. R. D., Martins, R., 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Notas Técnicas CECO/UFRGS*, 9, 51–61.
- Costa, P. L., Madureira, L. A. S. P., Pinho, M. P., 2013. Seabed acoustic classification in the Pelotas Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 61 (1), 13–22.

- Crowley, T. G., North, G. R., 1991. Paleoclimatology. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 16, 339 pp. New York, Oxford: Oxford University Press.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Oeschger, H., 1984. North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. In: Hansen, J., Takahashi, T. (Eds.), Geophysical Monograph Series 29: Climate Processes and Climate Sensitivity. American Geophysical Union, Washington, DC, USA, pp. 288e298..
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 13, 260–267.
- Dinarés-Turrel, J., Baceta, J. I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Lorito, S., 2003. Untangling the Paleocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Paleocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 483-500.
- Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Studies in Magnetism Series. 573 pp. Melbourne, Sydney: Cambridge University Press.
- Duplessy, J., Labeyrie, L., Waelbroeck, C., 2001. Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: Paleoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews*, 21, 315-330.
- Egli, R., 2004. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves, 1. Unmixing natural sediments. *Stud. Geophys. Geod.* 48, 391–446.
- Egli, R., Chen, A. P., Winklhofer, M., Kodama, K. P., Horng, C.-S. 2010. Detection of noninteracting single domain particles using first-order reversal curve diagrams, *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*, 11, Q01Z11.
- Emilson, I. 1961. The shelf and the coastal Waters off Southern Brazil. Instituto Oceanográfico, São Paulo, 17(2), 101-112
- Evans, M. E., Heller, F., 2003. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Environmagnetics*, 299p, Academic Press, San Diego, California.
- Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-year glacio eustatic-sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Faivre, D., Schüller, D., 2008. Magnetotactic bacteria and magnetosomes. *Chemical Reviews*, 108, 4875-4898.
- Florindo, F., Farmer, R. K., Harwood, D. M., Cody, R. D., Levy, R., Bohaty, S. M., Carter, L., Winkler, A., 2013. Paleomagnetism and biostratigraphy of sediments from Southern Ocean

- ODP Site 744 (southern Kerguelen Plateau): Implications for early-to-middle Miocene climate in Antarctica. *Global and Planetary Change*, 110, 434-454.
- Gabioux, M., Estudo numérico dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil entre 22° S e 30° S, 2008. Tese – Programa de pós-graduação em engenharia oceânica/COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Garzoli, S. L., Matano, R., 2011. The South Atlantic and Atlantic Meridional overturning circulation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 58(17-18), 1837-1847.
- Gili, S., Gaiero, D. M., Goldstein, S. L., Chemale Jr, F., Koester, E., Jweda, J., Vallelonga, P., Kaplan, M. R., 2016. Provenance of dust to Antarctica: A lead isotopic perspective. *Geophysical Research Letters*, 43, 2291-2298.
- Gili, S., Gaiero, D. M., Goldstein, S. L., Chemale Jr, F., Jweda, J., Kaplan, M. R., 2017. Glacial/interglacial changes of Southern Hemisphere wind circulation from the geochemistry of South American dust. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 98-109.
- González-Silveira, A., Santamaría-Del-Angel, E., Millán-Núñez, R., 2006. Spatial and temporal variability of the Brazil-Malvinas Confluence and the La Plata Plume as seen by SeaWiFS and AVHRR imagery. *Journal of Geophysical Research*, 111, C06010.
- Gordon, A. L., Greengrove, C. L., 1986. Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep-Sea Research*, 33(5), 573-585.
- Gu, F., Zonneveld, K. A. F., Chiessi, C. M., Arz, H. W., Pätzold, J., Behling, H., 2017. Long-term vegetation, climate and ocean dynamics inferred from 73.500 years old marine sediment core (GeoB2107-3) off Southern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, 172, 55-71.
- Guerrero, R. A., Acha, E. M., Framian, M. B., Lasta, C. A., 1997. Physical oceanography of the Río de la Plata estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, 17, (7), 727-742.
- Hannebuth, T., Statterger, K., Grootes, P. M., 2000. Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late glacial sea-level record. *Science*, 288, 1033-1035.
- Hartmann, C., Sano, E. E., Paz, R. S., Möller Jr., O. O., 1986. Avaliação de um período de cheia (junho de 1984) na região sul da Laguna dos Patos, através de dados de sensoriamento remoto, meteorológicos e oceanográficos. *Anais IV simpósio brasileiro de sensoriamento remoto*, 685-694.
- Hayes, J. D., Imbrie, J., Shackleton, N. J., 1976. Variations of Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194, 1121-1132.

- Heslop, D., Roberts, A. P., Chang, L., Davies, Maureen., Abrajevitch, A., Deckker, P. D., 2013. Quantifying magnetite magnetofossil contributions to sedimentary magnetizations. *Earth and Planetary Science Letters*, 382, 58-65.
- Hesse, P. P., 1994. Evidence for bacterial paleoecological origin of mineral magnetic cycles in oxic and sub-oxic Tasman Sea sediments. *Marine Geology*, 117, 1-17.
- Hyodo, M., 1984. Possibility of reconstruction of the past geomagnetic field from homogeneous sediments. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 36, 45-62.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L., Shackleton, N. J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine delta 18O record. *Earth-Science Reviews*, 54, 81-114.
- Irving, E., Major, A., 1964. Post-depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment. *Sedimentology*, 3(2), 135-143.
- Jickells, T., An, Z., Andersen, K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J., Boyd, P., Duce, R., Hunter, K., Kawahata, H., Kubilay, N., Laroche, J., Liss, P., Mahowald, N., Prospero, J., Ridgwell, A. J., Tegen, I., Torres, R., 2005. Global Iron Connections Between Desert Dust. *Ocean, Biogeochemistry, and Climate*. *Science*, 308, 67-71.
- King, J., Banerjee, S. K., Marvin, J., Özdemir, Ö., 1982. A comparison of different magnetic methods of determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 404-419.
- Kirschvink, J. L., 1982. Paleomagnetic evidence for fossil biogenic magnetite in western Crete. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 388-392.
- Kodama, P. K., 2012. *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation*. 157 pp.
- Kohfeld, K. E., Harrison, S. P., 2001. DIRTMAP: the geological record of dust. *Earth-Science Reviews*, 54, 81-114.
- Kohfeld, K. E., Le Quéré, C., Harrison, S. P., Anderson, R. F., 2005. Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles. *Science*, 308(5718), 74-78.
- Kominz, M. A., Heath, G. R., Ku, T. L., Pisias N. G., Brunhes time scales and the interpretation of climatic change, 1979. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(2), 394-410.
- Kopp, R. E., Nash, C. Z., Kobayashi, A., Weiss, B. P., Bazylinski, D. A., Kirschvink, J. L., 2006, Ferromagnetic resonance spectroscopy for assessment of magnetic anisotropy and magnetostatic interactions: A case study of mutant magnetotactic bacteria, *Journal of Geophysical Research*, 111, B12S25.

- Kopp, R. E., Kirschvink, J. L., 2008. The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria. *Earth Science Reviews* 86, 1-4, 42-61.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Science*, 111 (43), 15296–15303.
- Lanza, R., Meloni, A., 2005. *The Earth's Magnetism: An introduction for geologists*. Springer-Verlag, Berlin.
- Larrasoaña, 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*, 333-334, 122-133.
- Lean, C. M. B., McCave, I. N., 1998. Glacial to interglacial mineral magnetic and paleoceanographic changes at Chatham Rise, SW Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 247-260.
- Lessa, D. V. O., Santos, T. P., Venancio, I. M., Albuquerque, A. L. S., 2017. Offshore expression of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. *Global and Planetary Change*, 158, 13-20.
- Lins, U., Farina, M., 1998. Magnetosome size distribution in uncultured rod-shaped bacteria as determined by electron microscopy and electron spectroscopic imaging. *Microscopy Research and Technique*, 42, 459-464.
- Lins, U., McCartney, M. R., Farina, M., Frankel, R. B., Buseck, P. R., 2006. Crystal habits and magnetic microstructures of magnetosomes in coccoid magnetotactic bacteria. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3), 463-474.
- Lisiecki, L. E., Raymo, M., 2005. A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic $\delta^{18}\text{O}$ Records. *Paleoceanography*, 20, PA1003
- Lisiecki, L., Stern, J.V., 2016. Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 31, 1368–1394.
- Lopes, C. T., Savian, J. F., Frigo, E., Rocha, J. A., Hartmann, G. A., Pivel, M. A. G., et al. (submitted for publication). Paleomagnetic secular variations and relative paleointensity since the Late Pleistocene to Middle Holocene in western South Atlantic.
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaña, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F., 2012. Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50, RG4002.

- Liu, C., Jarochowska, E., Du, Y., Vachard, D., Munnecke, A., 2015. Microfacies and carbon isotope records of Mississippian carbonates from the isolated Bama Platform of Youjiang Basin, South China: Possible responses to climate-driven upwelling. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 438, 96-112.
- Maher, B. A. (2011), The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments, and their palaeoclimatic significance, *Aeolian Res.*, 3, 87– 144.
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Schulz, M., Rodhe, Henning., 1999. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research*, 104(D13), 15,895-15,916.
- Mahowald, N., Yoshioka, M., Collins, W. D., Conley, A. J., Fillmore, D. W., Coleman, D. B., Climate response and radiative forcing from mineral aerosols during the last glacial maximum, pre-industrial, current and doubled-carbon dioxide climates, 2006. *Geophysical Research Letters*, 33, L20705.
- Martin, J. H., Gordon, R. M., Fitzwater, S. E., 1991. The case for iron, *Limnology and Oceanography*, 36.
- Martínez-García, A., Rosell-Melé, A., Jaccard, S. L., Geibert, W., Sigman, D. M., Haug, G. H., 2011. Southern Ocean dust-climate coupling over the past four million years. *Nature*, 476, 312-315.
- Martínez-García, A., Sigman, D. M., Ren, H., Anderson, R. F., Straub, M., Hodell, D. A., Jaccard, S. L., Eglinton, T. I., Haug, G. H., 2014. Iron fertilization of the Subantarctic Ocean During the Last Ice Age. *Science*, 343, 1347-1350.
- Mathias, G. L., 2010. Magnetismo de sedimentos Holocênicos do Platô de São Paulo: Implicações Geomagnéticas e Paleoceanográficas. Tese – Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- Oda, M., Yamasaki, M., 2005. Sediment trap results from the Japan trench in the Kuroshio domain: Seasonal variations in the planktic foraminifera flux; *Journal of Foraminiferal Research*, 35(4), 315,326.
- Petersen, N., Dobeneck, T. v., Vali, H., 1986. Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean. *Nature*, 320, 611-615.
- Peterson, R. G., Stramma, L., 1991 Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26, 1, 1-73.

- Peterson, C. D., Lisiecki, L. E., Stern, J. V., 2014. Deglacial whole-ocean $\delta^{13}\text{C}$ change estimated from 480 benthic foraminiferal records. *Paleoceanography*, 29, 549–563.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. -M., Basile, I., Benders, M., Chapellaz, J., Davis, M., Delaygue, G. Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Portilho-Ramos, R. C., Ferreira, F., Calado, L., Frontalini, F., Toledo, M. B., 2015. Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. *Global and Planetary Change*, 135, 179-189.
- Portilho-Ramos, R. C., Pinho, T. M. L., Chiessi, C. M., Barbosa, C. F., 2019. Understanding the mechanisms behind high glacial productivity in the Southern Brazilian margin. *Climate of the Past*, 15, 943-955.
- Ravelo, A. C., Hillaire-Marcel, C., 2007. The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography. In: *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography.*, Hillaire-Marcel, C. & De Vernal, A. (Eds.) *Developments in Marine Geology*, Volume 1, Elsevier, p. 735-764.
- Reid, J. L., Nowlin Jr., W. D., Patzert, W. C., 1976. On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 62-91.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffman, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., Plicht, v. d. P., 2013. Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal bp. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Robbins, L. L.; Coble, P. G.; Clayton, T. D.; Cai, W. -J. (2009). Ocean carbon and biogeochemistry scoping Workshop on terrestrial and coastal carbon fluxes in the Gulf of Mexico, St. Petersburg, FL, May 6-8, 2008. U.S. Geol. Survey Open-File Report 2009-1070, 46 pp.
- Roberts, A. P., Florindo, F., Villa, G., Chang, L., Jovane, L. Bohaty, S. M. Larrasoaña, J. C., Heslop, D., Gerald, J, D, F., 2011. Magnetotactic bacterial abundance in pelagic marine environments is limited by organic carbon flux and availability of dissolved iron. *Earth and Planetary Science Letters*, 310, 3-4, 441-452.
- Roberts, A. P., Chang, L., Heslop, D., Florindo, D., Larrasoaña, J. C., 2012. Searching for a single domain magnetite in the “pseudo-single-domain” sedimentary haystack: Implications of

- biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, B08104.
- Roberts, A. P., Florindo, F., Chang, L., Heslop, D., Jovane, L., Larrasoaña, J.C., 2013. Magnetic properties of pelagic marine carbonates. *Earth-Sciences Reviews*, 127, 111-139.
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A critical appraisal of the “Day” diagram. *J. Geophys. Res.* 123, 2618–2644.
- Rodrigues, A. R., Pivel, M. A. G., Schmitt, P., de Almeida, F. K., Bonetti, C., 2018. Infaunal and epifaunal benthic foraminifera species as proxies of organic matter paleofluxes in the Pelotas Basin, south-western Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 144, 38-49.
- Rohling, E.J.; Cooke, S. 1999. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In: *Modern Foraminifera*, Sen Gupta, B.K. (Ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 239-258.
- Rowan, C. J., Roberts, A. P., Broadbent, T., 2009. Reductive diagenesis, magnetite dissolution, greigite growth and paleomagnetic smoothing in marine sediments: A new view. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 223-235.
- Savian, J. F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R. I. F., Coccioni, R., Bohaty, S. M., Wilson, P. A., Florindo, F., Roberts, A. P., Catanzariti, R., Iacoviello, F., 2014. Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 414, 32-45.
- Savian, J. F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R. I. F., Coccioni, R., Bohaty, S. M., Wilson, P. A., Florindo, F., Roberts, A. P., Catanzariti, R., Iacoviello, F., 2016. Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 414, 32-45.
- Schiebel, R., Hemleben, C., 2000. Interannual variability of planktic foraminiferal populations and test flux in the eastern North Atlantic Ocean (JGOFS). *Deep-Sea Research*, 47, 1809-1852.
- Schiebel, R., Hemleben, C., 2005. Modern planktic foraminifera. *PalZ (Paläontologische Zeitschrift)*, 79/1, 135-148.
- Schmittner, A., Lund, D. C., 2015. Early deglacial Atlantic overturning decline and its role in atmospheric CO₂ rise inferred from carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$). *Climate of the Past*, 11, 135-152.
- Schlitzer, R., 2018. Ocean Data View, <https://odv.awi.de>.
- Seeliger, U., Kjerfve, B., 2001. Coastal marine ecosystems of Latin America. *Ecological studies* 144. *Aquatic ecology*, 35(1), 87-87.

- Shackleton, N., 1967. Oxygen Isotope Analyses and Pleistocene Temperatures Re-Assessed, *Nature*, 215, 15-17.
- Shackleton, N. J., Opdyke, N. D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, 3, 1, 39-55.
- Shimono, T., Yamazaki, T., 2016. Environmental rock-magnetism of Cenozoic red clay in the South Pacific Gyre, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 1296-1311.
- Sigman, D. M., Boyle, E. A., 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 407, 859-869.
- Silva, L. C. C., 2006. Estudo das Massas d'água e da Circulação Geostrofica na região Sudeste da Bacia do Brasil. Dissertação – Programa de pós-graduação em engenharia oceânica/COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Silveira, I. C. A., Schmidt, A. C. K., Campos, Edmo E. J. D. Godoi, S. S., Ikeda, Y., 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48, 2, 171-183.
- Soutelino, R. G., A origem da corrente do Brasil, 2008. Dissertação, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- Souto, D. D., Lessa, D. V. O., Albuquerque, A. L. S., Sifeddine, A., Turcq, B. J., Barbosa, C. F., 2011. Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 299, 49-55.
- Shoenfelt, E. M., Winckler, G., Lamy, F., Anderson, R. F., & Bostick, B. C. (2018). Highly bioavailable dust-borne iron delivered to the Southern Ocean during glacial periods. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(44), 11180–11185, [https://doi.org/ 10.1073/pnas.1809755115](https://doi.org/10.1073/pnas.1809755115).
- Strehlau, J. H., Hegner, L. A., Strauss, B. E., Feinberg, J. M., Penn, R. L., 2014. Simple and efficient separation of magnetic minerals from speleotems and other carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, 84, 1096-1106.
- Spero, H.J.; Bijma, J.; Lea, D.W.; Russell, A.D. 1999. Deconvolving glacial ocean carbonate chemistry from the planktonic foraminifera carbon isotope record. In: *Reconstructing Ocean History: A window into the future*, Abrantes, F. e Mix, A., (Eds.), Plenum Publishers, New York, pp. 329-342.
- Stramma L., 1989. The Brazil Current transport south of 23°S. *Deep-Sea Research*. 36, 639-646.

- Stolz, J. F., Chang, S. R., Kirschvink, J. L., 1986. Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments. *Nature*, 312, 849-851.
- Stuiver, M., Polach, H., 1977. Discussion Reporting of ¹⁴C Data. *Radiocarbon*, 19(3), 355-363.
- Sugiura, N., 1979. ARM, TRM and magnetic interactions: Concentration dependence. *Earth and Planetary Science Letters*, 42, 451, 455.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., Fleming, R. H., 1942. *The Oceans: Their physics, chemistry and general biology*. Prentice-Hall, New York.
- Tarduno, J. A., Wilkinson, S. L., 1996. Non-steady state magnetic mineral reduction, chemical lock-in, and delayed remanence acquisition in pelagic sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 315-326.
- 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., Kent, D. V., 1984. Properties of a detrital remanence carried by hematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 76, 543–561.
- Tauxe, L.,1993. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and practice. *Reviews of Geophysics*, 31(3), 319-354.
- Tauxe, L., Banerjee, S. K., Butler, R. F., van der Voo R., 2018. *Essentials of Paleomagnetism*, 5th Web Edition.
- Tauxe, L., 2006. *Paleomagnetic Principles and Praticce*. Springer Netherlands,.
- Tauxe, L., Kodama, K. P., Kent, D. V., 2008. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentar rocks> A comparative approach. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169, 152-165.
- Thiede, J., 1975. Distribution of foraminífera in surfasse waters of a coastal upwelling área. *Nature*, 253, 712-714.
- Thompson, R., Oldfield F., 1986. *Environmental Magnetism*, Allen and Unwin, Winchester, Mass.
- Vali, H., Förster, O., Amarantidis, G., Petersen, N., 1987. Magnetotactic bacteria and their magnetofossils in sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 389-400.
- Verosub, K. L., Ensley, R. A., Ulrick, J. S., 1979. The role of water contente in the magnetization of sediments. *Geophysical Research Letters*, 6, 226-228.
- Verosub, K., Roberts, A. P., 1995. *Environmental Magnetism: Past, Present, and Future*. *Journal of Geophysical Research*. 100. 10.1029/94JB02713.

- Wainer, I., Gent, P., Goni, G., 2000. Annual cycle of the Brazil-Malvinas confluence region in the National Center for Atmospheric Research Climate System Model. *Journal of Geophysical Research*, 105, 167-177.
- Weiss, B. P., Kim, S. S., Kirschvink, J. L., Kopp, R. E., Sankaran, M., Kobayashi, A., Komeili, A., 2004. Ferromagnetic resonance and low-temperature magnetic tests for biogenic magnetite. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 73-89.
- Yamazaki, T., Kawahata H., Organic carbon flux controls the morphology of magnetofossils in marine sediments. *Geology*, 26, 1064–1066.
- Yamazaki, T., 2008. Magnetostatic interactions in deep-sea sediments inferred from first-order reversal curve diagrams: Implications for relative paleointensity normalization, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q02005.
- Yamazaki, T., 2009. Environmental magnetism of Pleistocene sediments in the North Pacific and Ontong-Java Plateau: Temporal variations of detrital and biogenic components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q07Z04.
- Yamazaki, T., 2012. Paleoposition of the Intertropical Convergence Zone in the eastern Pacific inferred from glacial-interglacial changes in terrigenous and biogenic magnetic mineral fractions. *Geology*, 40, 151-154.
- Yamazaki, T., Ikehara, M., 2012. Origin of magnetic mineral concentration variation in the Southern Ocean, *Paleoceanography*, 27, PA2206.
- Yamazaki, T., Shimono, T., 2013. Abundant bacterial magnetite occurrence in oxic red clay. *Geology*, 41, 1191–1194.
- Yamazaki, T., Horiuchi, K., 2016. Precessional control on ocean productivity in the Western Pacific Warm Pool for the last 400 kyr: Insight from biogenic magnetite, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 4399– 4412.
- Zweng, M.M, Reagan, J.R., Antonov, J.I., Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Boyer, T.P., Garcia, H.E., Baranova, O.K., Johnson, D.R., Seidov, D., Biddle, M.M., 2013. *World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity*. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp.

PARTE III

3. Artigo Científico Submetido

30/10/2019

Email – Jerónimo de Ayala Rocha – Outlook

AGU journal submission 2019GL086044

grlonline@agu.org

Ter, 29/10/2019 18:47

Para: rocha-aj@hotmail.com <rocha-aj@hotmail.com>

Dear Dr. Rocha:

We would like to inform you that you have been listed as an author on manuscript 2019GL086044, Orbital forcing on ocean productivity in the western South Atlantic since Marine Isotope Stage 3, which has been submitted for possible publication in Geophysical Research Letters.

The corresponding author, Prof. Savian, 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://grl-submit.agu.org/cgi-bin/main.plex?el=A2FT4GIVA5A6HVFv4F1A9ftdUmjEy3BSpf2gnNUEKVKgJwZ>

ORCIDS will now be 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 ORCIDs.

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 [profile: from your homepage, under General Tasks, click Modify Profile/Password. Under the ORCID field, select "Click here" to register or link your ORCID.](#)

[We appreciate your contribution to Geophysical Research Letters, and we will make every effort to efficiently and fairly handle your submission.](#)

Sincerely,

[Geophysical Research Letters Editorial Office](#)

Orbital forcing on ocean productivity in the western South Atlantic since Marine Isotope Stage 3

J. A. Rocha¹, J. F. Savian², M. A. G. Pivel², E. Frigo^{2,3}, C. T. Lopes¹, J. Y. Suárez-Ibarra¹, J. C. Coimbra², S. M. Petró¹, A. Leonhardt⁴, F. Callefo⁵, G. A. Hartmann⁶, A. H. Braga⁷ and R. I. F. Trindade⁸

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

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

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

⁴ Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, Brazil.

⁵ Laboratório Nacional de Luz Síncrotron, Centro Nacional de Pesquisa em Energia e Materiais, Campinas, Brazil

⁶ Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil.

⁷ Instituto de Química, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

⁸ Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Corresponding author: Jairo Savian (jairo.savian@ufrgs.br)

Key Points:

- Multi-proxy records unveil the western South Atlantic Ocean productivity since MIS-3
- Enhanced primary productivity is observed during the last glacial and a weakening during MIS-1
- The ratio of biogenic to terrigenous magnetite, considered to be controlled by ocean productivity, varies with insolation

Abstract

Earth's natural orbital oscillations (Milankovitch cycles) may provide a strong control on the fluctuations of ocean's paleoproductivity. In this work, we tested this hypothesis by using high-resolution micropaleontological (foraminifera), geochemical and environmental magnetism data from a sediment core collected in the Pelotas Basin, western South Atlantic, dating from 40 ka to 5 ka. Our results reveal a cyclic variation of geochemical data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, and CaCO_3) and mineral magnetic properties including magnetic susceptibility (χ), anhysteretic remanent magnetization (ARM), saturation isothermal remanent magnetization (SIRM), and the ratio of ARM susceptibility to SIRM ($\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$). Transmission electron microscopy (TEM) confirms the presence of biogenic magnetite associated with the peaks intervals in the magnetic properties. The period of this cyclicity is coincident with the precessional cycle of the Earth's orbit. We suggest that the increase in insolation causes a raise in the dust flux supply to the seafloor, favoring an increment in iron fertilization which, as a consequence, maximizes ocean paleoproductivity. This mechanism results in an increase in the concentration of magnetofossils during precessional cycle maxima.

Plain Language Summary

Major forcing factors controlling ocean's paleoproductivity at centennial to millennial scales are still not fully understood. Here, a multi-proxy study, with emphasis on the magnetic properties of sediments, shows that millennial-scale fluctuations in productivity in the western South Atlantic are controlled by the orbital precessional cycle. The proposed mechanism involves ocean iron fertilization via dust blown from the dry continents in periods of high insolation.

1. Introduction

The western South Atlantic Ocean (WSAO) the pathway for the Atlantic Meridional Overturning Cell (AMOC) and plays a key role in the Earth's climate system (Garzoli & Matano, 2011). Presently, this province (22°–55° S) shows the influence of tropical and extratropical regimes. In the surface layer, the northern sector (22°–38° S) is influenced by the warm and salty Tropical Water transported southwards by the Brazil Current, while its southern sector (38°–55° S) is bathed by the cold and fresher Subantarctic Water flowing northwards within the Malvinas Current (Palma et al., 2008) (Figure 1). This is one of the most productive areas in the WSAO, due to both the Brazil-Malvinas Confluence and to water fertilization by the La Plata River plume (González-Silveira et al., 2006).

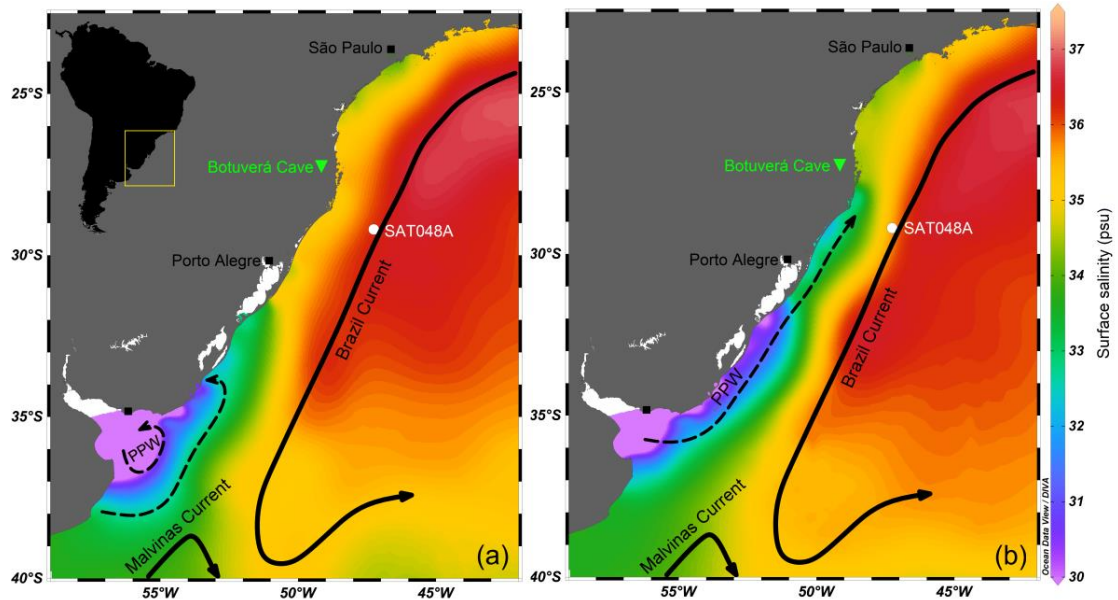


Figure 1: Study area at the western continental margin of South America. The locations of core SAT-048A (white circle), the cities of Porto Alegre and São Paulo (black square), and stalagmite BT2 from Botuverá Cave (green triangle, Cruz et al., 2005). The black arrows represents the Brazil Current and the Malvinas Current. The dashed arrow show the PPW influence area. The color scale shows the surface salinity of South Atlantic Ocean. The salinity (Locarnini et al., 2010) and PPW changes from austral summer (December–February) to austral winter (June–August) can be seen in the figures (a) and (b), respectively. The figure was created using the Ocean Data View software (ODV; <https://odv.awi.de/>).

Studies from sediments across Southern South America have shown that most of the higher terrigenous input during the Holocene is linked to the development of the modern South American Monsoon System (SAMS) and the La Plata River discharge (Mahiques et al., 2009; Razik et al., 2013). High-resolution data from stalagmites suggest an intensification of the SAMS during the Holocene responsible for precipitation changes over Southern South America (Cruz et al., 2005). Hydroclimatic variations in the tropics are known to be strongly influenced by orbital variations at precessional frequencies in the last glacial-interglacial periods (Clement et al., 1999; Cruz et al., 2005; Wang et al., 2008). Furthermore, during these events, drier source region climates would enhance eolian dust fluxes, which can be a source of nutrients to the oceans. Enhanced eolian dust supply is a potential source of iron to the photic zone and

may result in increased primary productivity (Martin et al., 1991; Jickells et al., 2005; Boyd & Ellwood, 2010; Roberts et al., 2011; Martínez-García et al., 2011, 2014; Larrasoña et al., 2012; Savian et al., 2014; Shoenfelt et al. 2018). Previous works have recognized an increase in dust input to the Atlantic Ocean during the last glacial (Mahowald et al., 2006; Gili et al., 2016, 2017), but its link with paleoproductivity was never been explored.

In such a context, the interest of environmental magnetism techniques is twofold. On the one hand, it can provide an estimate on the detrital input through magnetic susceptibility and remanence measurements (Verosub & Roberts, 1995; Evans & Heller, 2003; Liu et al., 2012). On the other hand, it also provides a direct assessment on the contribution of biogenic magnetite (magnetotactic bacteria), which is a major constituent of magnetic mineral assemblages in marine sediments and an indicator of paleoproductivity (Roberts et al., 2011; Yamazaki, 2012; Yamazaki & Ikehara, 2012; Channell et al., 2013; Heslop et al., 2013; Yamazaki & Shimono, 2013). Magnetotactic bacteria biomineralize iron minerals (magnetite or greigite) of an ideal stable single-domain magnetic state (grain size of 19 to 136 nm in length and 14 to 112 nm in width) that produces strong magnetizations (Lins & Farina, 1998; Kopp & Kirschvink, 2008). After death, biogenic magnetite grains are incorporated into the sedimentary matrix as magnetofossils. Higher concentrations of magnetofossils in sediments are strongly controlled by the availability of particulate iron and by the organic carbon flux to the seafloor (Roberts et al., 2011). This relationship was corroborated by results obtained for different geological periods, such as the Cretaceous-Paleogene boundary (Abrajevitch & Kodama, 2009), the Paleocene-Eocene boundary (Chang et al., 2012, 2018; Larrasoña et al., 2012; Coccioni et al., 2019), the Eocene-Oligocene (Roberts et al., 2011; Yamazaki et al., 2013; Savian et al., 2014, 2016), the Oligocene-Miocene (Channell et al., 2013; Florindo et al., 2013), the Pliocene (Yamazaki, 2009; Yamazaki & Ikehara, 2012), and for the late Pleistocene and the Holocene (Liu et al., 2015; Yamazaki &

Horiuchi, 2016), therefore confirming the robustness of this proxy as a paleoproductivity indicator.

Here, we present a high-resolution environmental magnetism study complemented by micropaleontological, geochemical, environmental magnetism, and transition electron microscopy (TEM) of a late Pleistocene to Holocene sediment core (SAT-048A) from the Pelotas Basin, in the Southwestern South Atlantic off Santa Catarina State coast in South Brazil (Portilho-Ramos et al., 2015, 2019; Gu et al., 2017; Lessa et al., 2017; Rodrigues et al., 2018). This record provides a long track of temporal variations on the past productivity changes at the WSAO.

2. Materials and Methods

The marine sediment recorded at core SAT-048A (Figure 1) (29°11'52.11"S; 47°15'10.21"W, 1542 mbsl) provides new insight into environmental and climate changes for the upper Pleistocene (~42 ka) to middle Holocene (~5 ka) in South Brazil. The age model for the analyzed section of core SAT-048A (Figure 2; Supporting Information) is based on four accelerator mass spectrometry (AMS) radiocarbon (^{14}C) ages performed on monospecific samples of the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* (all morphotypes), the determination of the Laschamp geomagnetic excursion (~41 ka, Lopes et al., in preparation) and additional tie-points based on the correlation of stable oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) of benthic foraminifera (*Uvigerina* spp.) with the LS16 standard reference curve for South Atlantic Intermediate Depths (LS16-ISA, Lisiecki & Stern, 2016).

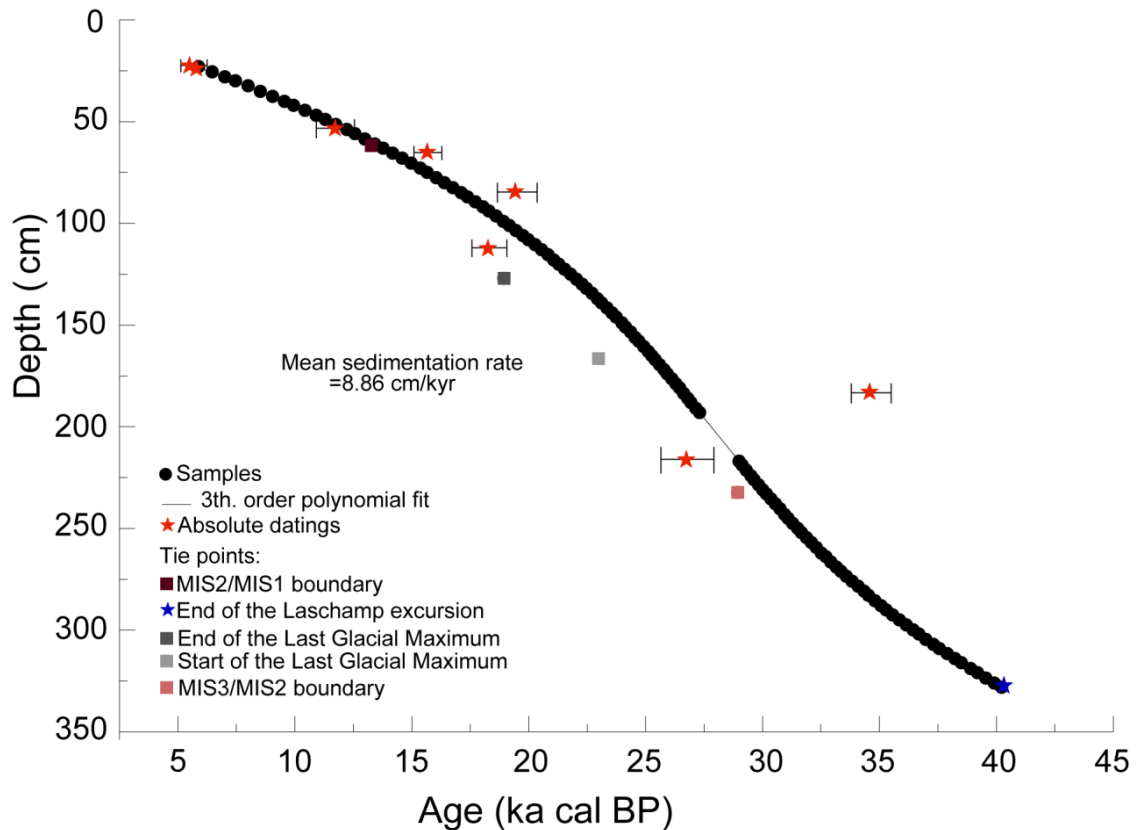


Figure 2: Age model and estimated mean sedimentation rate for core SAT-048A. The age model is based on eight AMS radiocarbon datings of foraminiferal samples (red stars), four isotopic tie points (squares), and the end of the Laschamp geomagnetic excursion (blue star) (see Supporting Information for details).

AMS ^{14}C analyses were performed at the Radiocarbon Lab of the Universidade Federal Fluminense (LACUFF). Radiocarbon ages were transformed into calibrated ages using the Marine13 calibration curve (Reimer et al., 2013) after correcting for a ΔR of 54.0 ± 42.0 based on the Marine Reservoir Correction Database (with reservoir ages from Nadal de Masi, 1999, Angulo et al., 2005, Alves et al., 2015). Calibrations were performed with Calib 7.1.0 online software (Stuiver & Reimer, 1993). Stable oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and carbon ($\delta^{13}\text{C}$) isotopes analyses of the benthic foraminifera *Uvigerina* tests were performed at the Stable Isotope Laboratory of the University of California, Santa Cruz (SILUCSC) on a MAT-253 dual-inlet mass spectrometer coupled to a Kiel

IV Carbonate Device. Isotope data are reported relative to the Vienna Pee-Dee Belemnite (V-PDB) standard.

Paleoproductivity was reconstructed from census counts of planktonic foraminifera in the sediment fraction larger than 150 μm under a stereomicroscope. In total, 50 samples were analysed, corresponding to a sampling interval ranging from 2 to 12 cm. The species used as paleoproductivity indicators were *Globigerinita glutinata* and *Globigerina bulloides* (Oda & Yamasaki, 2005; Schiebel & Hemleben, 2005; Souto et al., 2011). Additionally, calcium carbonate content for 61 bulk samples was determined by weight loss after reaction with hydrochloric acid (HCl), 10%.

Environmental magnetism parameters of low-field magnetic susceptibility (χ), anhysteretic remanent magnetization (ARM) and isothermal remanent magnetization (IRM) were performed on 134 cubic samples (2 cm side) collected at 2.5 cm intervals. Low-field magnetic susceptibility (χ) was measured with a MFK1-FA Multi-Function Kappabridge (frequency of 976 Hz, in a field of 200 A/m). An ARM was imparted to the same samples with a peak alternating field of 100 mT and a direct current bias field of 0.05 mT. ARM susceptibility (χ_{ARM}) was calculated by normalizing ARM intensity with the direct current field strength. An IRM was then imparted in a 1 T inducing field using a pulse magnetizer, which was regarded as the saturation IRM (SIRM). All measurements were performed at the Laboratório de Paleomagnetismo of the University of São Paulo (USPMag).

TEM analyses were performed in magnetic extracts. The bulk samples SAT-048A-3 (25.5 cm), SAT-048A-36 (103.5 cm) and SAT-048A-102 (281 cm) were milled and the magnetic extraction followed the protocol of Strehlau et al. (2014). The milled samples were attacked with an acid buffer solution composed by ethanoic acid 2M and sodium acetate 1M in the 4:1 proportion. Following, the samples were centrifuged and the remaining magnetic material was extracted using a neodymium magnet. The magnetic material was allocated into a specific

TEM grid. TEM analyses were performed with a JEOL 2100F operating at 200 kV. Catalyst samples for TEM were prepared by sonicating the catalyst powder dispersed in isopropanol. A drop of the resulting dispersion was placed on a lacey ultrathin carbon-coated copper grid (Ted Pella, Inc.). Elemental mapping was acquired by EDS on a silicon-drift detector X-MaxN 100TLE from Oxford Instruments at scanning-TEM mode with a spot size of 1.5 nm.

3. Results

Both *G. glutinata* and *G. bulloides* relative abundances display a similar trend with highest values indicating enhanced surface productivity during Marine Isotope Stage (MIS) 3 and a general decreasing trend towards less productive conditions in MIS-1 (Figures 3a, b). The carbon isotope composition of *Uvigerina* tests ($\delta^{13}\text{C}_{Uvigerina}$, Figure 3d) suggests a strong benthic-pelagic coupling as it follows the same trend as the surface productivity indicators. Higher (lower) relative amounts of *G. glutinata* and *G. bulloides* correlating with higher (lower) export productivity to the benthos is indicated by lower (higher) $\delta^{13}\text{C}_{Uvigerina}$ values (Figure 3d). The $\delta^{18}\text{O}_{Uvigerina}$ record (Figure 3e) on the other hand displays essentially the global ice volume signal with highest values ($\sim 4.7\text{‰}$) for the interval between the Last Glacial Maximum and early deglacial up to the MIS 2/1 boundary. Carbonate content fluctuations over time (Figure 3c) overall follow the global ice volume and thus sea level with higher values during MIS-1 (high sea level, less terrigenous supply), and lower values during the glacial. However, although there is a decrease in the carbonate content at the early deglacial, the lowest values do not correspond to the lowest sea level. Instead, the lowest values were found for MIS-3, following a similar trend to that observed in the $\delta^{13}\text{C}$ curve (Figures 3c, d).

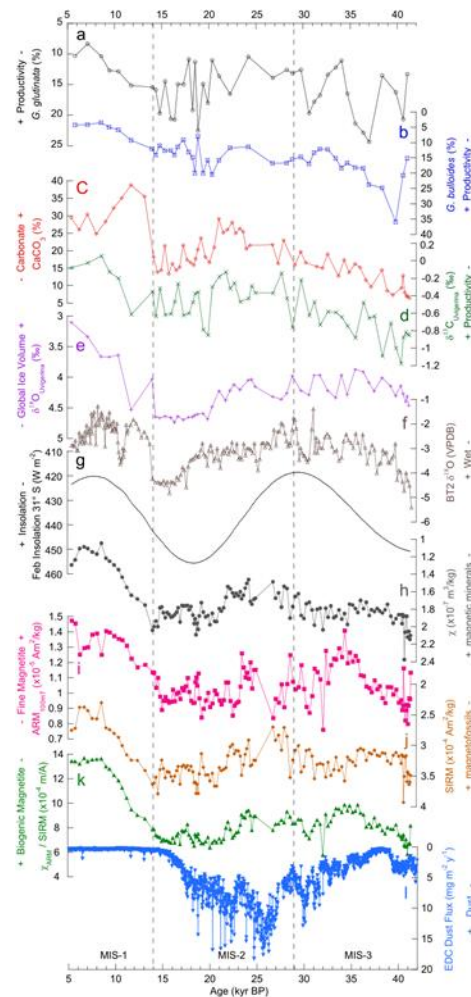


Figure 3: Comparison of SAT-048A paleoenvironmental data with reconstructed climate-proxy data: (a) downcore relative abundance (%) of *G. glutinata* (inverted y-axis); (b) downcore relative abundance (%) of *G. bulloides* (inverted y-axis); (c) CaCO₃ contents (%) in sediments; (d) $\delta^{13}\text{C}_{Uvigerina}$ (‰); (e) $\delta^{18}\text{O}_{Uvigerina}$ (‰); (f) Botuverá Cave speleothem $\delta^{18}\text{O}$ (‰) record (Cruz et al., 2005); (g) February insolation at 31°S based on Laskar et al. (2004); (h) low-field magnetic susceptibility (χ , $\times 10^{-7}$ m³/kg); (i) anhysteretic remanent magnetization (ARM_{100mT}, $\times 10^{-5}$ Am²/kg); (j) saturation IRM (SIRM, $\times 10^{-4}$ Am²/kg); (k) ARM susceptibility/saturation IRM ($\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$, $\times 10^{-4}$ m/A); (l) aeolian dust flux (mg·m⁻²·y⁻¹) (Lambert et al., 2008).

Figure 3 also shows a comparison of the SAT-048A isotopic time series (Figure 3e) with stalagmite BT2 (27°13'24" S; 49°09'20" W, 230m above sea level, a.s.l.) (Figure 3f; Cruz et al., 2005) and incoming solar radiation for the month of February at 31° S (Figure 3g). Variations of incoming solar radiation are related with changes in precession of the Earth's orbit (Berger & Loutre, 1991).

The minima and maxima in solar radiation align remarkably well with maxima and minima of SAT-048A $\delta^{18}\text{O}_{Uvigerina}$. These results are similar to recent results of speleothems from other caves in South of Brazil (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2006).

The low-field magnetic susceptibility χ (Figure 3h) of core SAT-048A is characterized by a smooth decrease from ~40 up to 29 ka (MIS-3). An increase is observed during the MIS-2, culminating in the MIS 2/1 boundary. The MIS-1 is marked by a prominent decrease in magnetic susceptibility. The χ is mainly dependent on the concentration of detrital ferromagnetic Fe-(Ti)-oxides held in the terrigenous clastic inputs, as previously reported in the studied area (Razik et al., 2013). This indicates that χ variations of SAT-048A represent regional fluctuations of magnetic mineral concentration (Schmieder et al., 2000). Anhysteretic remanent magnetization ($\text{ARM}_{100\text{mT}}$), which is a fine magnetite concentration-dependent parameter (Bloemendal et al., 1992), is strikingly anti-correlated to χ but strongly similar to SIRM, another concentration-dependent parameter (Figure 3j). The MIS-2 interval has notably high SIRM values, which may be related to the contribution of magnetofossils (Roberts et al., 2011). Downcore variations of the $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ ratio show decreases in interglacial periods (MIS-1). This suggests that the relative abundance of the terrigenous component increases under interglacial conditions (MIS-1), with a predominance of biogenic magnetite in a noninteracting single-domain state in the glacial period.

TEM images confirm the presence of magnetofossils in our samples (Figure 4, Supporting Information). Magnetic mineral extract from a sample at 25.5 cm (Figure 4a, MIS-1) show a mixture of magnetofossils, hematite and detrital magnetite for which the presence of titanium was observed. TEM images of magnetic minerals extracts taken at 103.5 cm (Figure 4b, MIS-2), and 281 cm (Figure 4c, MIS-3) demonstrate that the magnetic mineral assemblage in these intervals is dominated by magnetofossils, both as discrete particles and as apparently collapsed chains (Figure 4a-c). The disaggregated or collapsed

nature of magnetofossils chains is probably the result of the sample preparation procedure required to extract magnetic minerals from bulk sediment samples. The biogenic dimensions follow an average size between 60 and 100 nm, which is compatible with magnetofossils dimensions (Faivre & Schüler, 2008). The interplanar distances of the (111) plane is 2.97 angstroms, and (311) plane is 4.84 angstroms (Figure 4d; Thomas-Keprta et al., 2000; Faivre & Schüler, 2008).

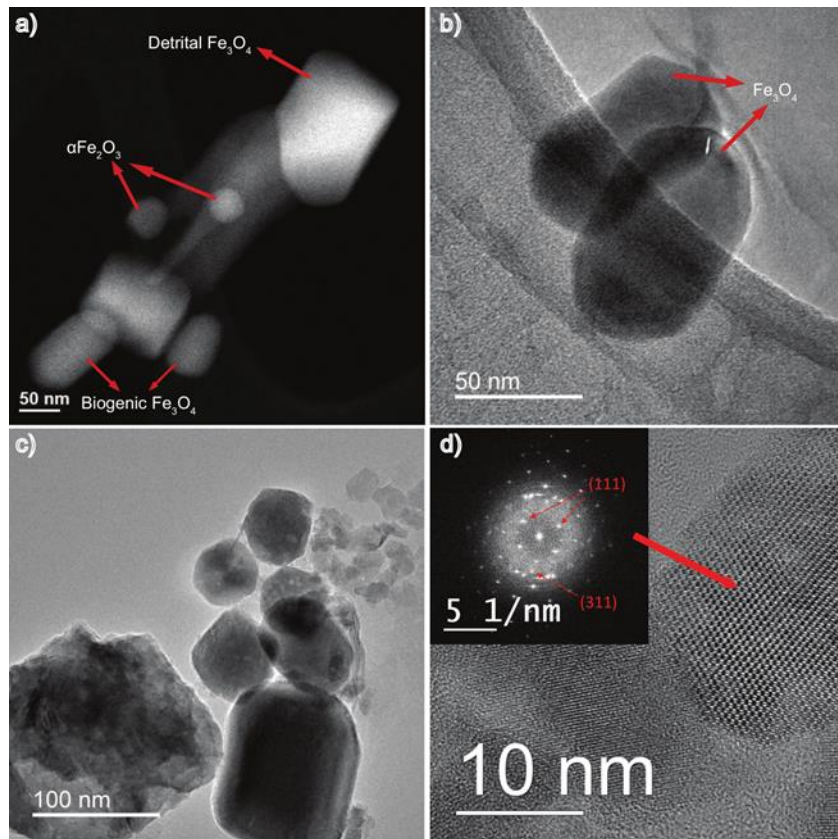


Figure 4: (a-c) TEM images of magnetofossils with hexagonal prismatic and octahedral forms from SAT-048A sediments during the MIS-1 (a), MIS-2 (b), and MIS-3 (c). (a) TEM image of a magnetic extract at 25.5 cm depth with large detrital particles of titanomagnetites and hematites, and smaller magnetofossils. (b-c) TEM images of magnetic mineral extract at 103.5 cm and 281 cm depth, respectively, which the images dominated by magnetofossils with a variety of morphologies. (d) High-resolution TEM of magnetite magnetosomes at 281 cm depth.

4. Discussion

Both planktonic and benthic foraminifera proxies show enhanced primary productivity throughout MIS-3 and MIS-2, and a clear decrease during MIS-1. G.

glutinata and *G. bulloides* (Figures 3a, b) feed on the microscopic algae (Schiebel & Hemleben, 2017) which reportedly increased in abundance during glacial times and decreased during MIS-1 indicating an overall change from eutrophic to oligotrophic conditions. Still, the glacial record is not constant and, particularly for *G. glutinata*, the curve follows a similar trend to insolation changes (Figure 3g) with two abundance peaks at both insolation maxima (Figure 3g). Increased surface primary productivity also translates into increased export productivity (Figure 3d). Superimposed on the overall trend of decreasing export productivity from MIS-3 to MIS-1, two-export productivity maxima (inferred from lowest $\delta^{13}\text{C}_{Uvigerina}$ values) coincide with two insolation maxima.

Combined high-resolution environmental magnetic measurements including χ , ARM, SIRM, $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ and TEM observations indicated that the magnetic mineral assemblage of sediments in the SAT-048A contains a mixture of biogenic and terrigenous magnetite. Magnetic mineral concentration increased in the glacial period, which is accompanied by a higher proportion of the terrigenous component. Magnetic susceptibility, SIRM and $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ variations are correlated directly with insolation. The environmental magnetic values of core SAT-048A also show a strong correspondence with dust flux as determined from Antarctic ice core EPICA Dome C (Figure 3i; Lambert et al., 2008). Rapid increases in dust concentrations are coincident with rapid increases in $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ in our records. If the $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ ratio, which reflects the proportion of biogenic to terrigenous magnetite (Egli, 2004; Kobayashi et al., 2006; Li et al., 2012), is the highest in the glacial period, the same interval also shows a predominance of magnetofossils in the magnetic fraction.

Variations in rainfall (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2006) and primary productivity (Portilho-Ramos et al., 2015, 2019; Gu et al., 2017; Lessa et al., 2017; Rodrigues et al., 2018) associated with summer solar radiation changes have been documented in the southern Brazilian margin (SBM). The principal mechanisms for the primary productivity variations in the SBM are associated with upwelling and the presence of the Plata Plume Water (PPW). Indeed,

increased terrigenous sediment fluxes that are in-phase with southern hemisphere summer insolation have been observed in sediment cores from the SBM, which were interpreted to be caused by increased local and remote riverine inputs and upwelling zones (Lessa et al., 2017).

Responses of magnetotactic bacteria to paleoenvironmental variations have been documented in association with Quaternary glacial-interglacial climate variability, which have been linked to changes in nutrient availability, climate or organic carbon flux and paleoproductivity in deep-sea environments (Hesse, 1994; Tarduno, 1994; Tarduno & Wilkison, 1996; Lean & McCave, 1998; Yamazaki & Kawahata, 1998; Dinarès-Turell et al., 2003; Kopp & Kirschvink, 2008; Yamazaki, 2012; Yamazaki & Ikehara, 2012; Yamazaki & Horiuchi, 2016). In those records, higher magnetofossil abundances are reported during interglacials rather than glacials (Hesse, 1994; Lean & McCave, 1998; Dinarès-Turell et al., 2003). Increased ocean productivity may cause an increase in the population of magnetotactic bacteria through an increase of nutrient supply to the seafloor, which by their turn result in higher $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ ratios (Roberts et al., 2011; Larrasoña et al., 2012; Yamazaki & Ikehara, 2012; Savian et al., 2014; Liu et al., 2015; Yamazaki & Horiuchi, 2016). As discussed earlier, the $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ variations reflect the proportion of biogenic to terrigenous magnetite. The increase in biogenic magnetite in the glacial period in the SBM is concomitant with the highest eolian dust flux records from Antarctic ice cores (Lambert et al., 2008). The increased biogenic magnetite during MIS-3 and MIS-2 interval is also evidenced by TEM images (Figure 4).

The switch from eutrophic to oligotrophic conditions (approximately around the MIS 2/1 boundary) coincides with decreased hematite concentration (Figure 3j), after a marked highest value of SIRM that indicates a major magnetofossil abundance. It coincides with $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ ratios changes that reflect the proportion of magnetofossils (Figure 3k). We interpret the increase in hematite concentration (Figure 3j) and magnetofossil abundance (Figure 3k) during the last glacial to reflect a major influx of eolian dust (Figure 3i), probably sourced

from southern South America (Figure S1 - Supporting Information; Mahowald et al., 2006; Lambert et al., 2015; Gili et al., 2016, 2017), which would have brought nutrients, including iron, to the photic zone promoting primary productivity (Roberts et al., 2011). Iron is an essential limiting nutrient for phytoplankton growth (Martin et al., 1990; Boyd et al., 2007), which associated with eolian dust fluxes plays an important role in stimulating primary productivity (Martin et al., 1991; Jickells et al., 2005; Boyd & Ellwood, 2010; Roberts et al., 2011; Martínez-García et al., 2011, 2014; Larrasoaña et al., 2012; Savian et al., 2014; Shoenfelt et al. 2018). In the Southern Ocean, a strong correlation between proxies of eolian iron flux and paleoproductivity have been used as evidence for the iron fertilization hypothesis (Kumar et al., 1995; Martínez-García et al., 2009, 2011, 2014), which is compelling for this region because the ice age continental dust plumes were significantly stronger (Figure 3i; Mahowald et al., 2006; Gili et al., 2016, 2017).

Although the eolian iron supply appears to be the dominant driver of paleoproductivity changes in the region, other factors were very likely involved. First, the upwelling system in the SBM was suggested as more intense during the last glacial based on enhanced silica supply by high-Si thermocline waters (Portilho-Ramos et al., 2019). However, Portilho-Ramos et al. (2019) hypothesize that orbital forcing did not play a major influence on changes in upwelling intensity during the last glacial period in this region. Conversely, our data shows that ~23 kyrs precession frequency dominates variations in the proportion of biogenic to terrigenous component. Second, productivity over the SBM may have also been influenced by the PPW. Transportation and sedimentation of terrigenous materials in this region during the last glacial period are suggested as local inputs and remote riverine nutrient-rich PPW (Gu et al., 2017), whole path and strength may vary on glacial-interglacial intervals. Considering that the extent of the PPW influence over the southern Brazilian margin is more strongly dependent on favorable winds (with a strong alongshore component) rather than precipitation (Pimenta et al., 2005; Piola et al., 2005) then, the same winds that

would contribute to an enhanced eolian dust supply from southern South America would also intensify the PPW fertilization. Thus, both processes are hard to disentangle.

5. Conclusions

The analysis of sediment core SAT-048A provides strong evidence of productivity fluctuations over the last glacial-interglacial interval in the western South Atlantic being orbitally controlled at the precession frequency. The planktonic foraminifera fauna, the carbon isotope composition of benthic foraminifera and the magnetic mineral assemblage all indicate higher productivity during the glacial periods (MIS-3 and MIS-2) and a transition to more oligotrophic conditions during MIS-1. However, the trend is not linear, and productivity fluctuates in agreement with insolation changes. A maximum in the $\chi_{ARM}/SIRM$ ratio occurred at the glacial/interglacial transition, which coincides with insolation maxima. The insolation maxima during austral summer results in maximum activity of the SAMS and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), which can lead to intensified sediment (and thus nutrient) delivery to the study area. Today, the main source of nutrients from continental outflow is the PPW. Since past studies have shown that favorable alongshore winds are more critical to determine the extent of the PPW influence over the southern Brazilian margin than the outflow volume (which is directly controlled by precipitation over the drainage basin). Then, the relationship between precipitation and productivity is not necessarily straightforward. However, the same winds responsible for bringing the PPW to the study area would enhance the supply of eolian dust from southern South America, which was strengthened during glacial times. We conclude that biogenic magnetite variations induced by productivity changes at precession frequencies occur and were likely induced by fluctuations in terrigenous supply caused by wind patterns and precipitation changes on land. To better understand the mechanisms behind the regional variability in the orbital influence on productivity and sediment transport within the western South

Atlantic, further work is needed from a range of sediment cores with a wider spatial coverage.

Acknowledgments and Data

This study was financially supported by the IODP-CAPES-Brazil Program (88887.091728/2014-01) and the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq, Brazil) (process 407922/2016-4). J.F.S. also thanks CNPq for grants #201508/2009-5; #427280/2018-4 and Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) grant #16/2551-000213-4. E.F. acknowledges CNPq (grants #429068/2016-6 and #160045/2018-5) for financial support. J.C.C. thanks CNPq for grant 305128/2017-5. GH thanks CNPq for grant #306527/2017-0.

References

- Abrajevitch, A., & Kodama, K. (2009). Biochemical vs. detrital mechanism of remanence acquisition in marine carbonates: a lesson from the K–T boundary interval. *Earth and Planetary Science Letters*, *286*, 269–277, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.035>
- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., et al. (2015). Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells, *Quaternary Geochronology*, *29*, 30–35, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.006>
- Angulo, R.J., de Souza, M. C., Reimer, P. J., & Sasaoka, S. K. (2005). Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon*, *47*, 67–73, <https://doi.org/10.1017/S0033822200052206>
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, *10*, 297–317, [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)

- 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*, 97, 4361–4375, <https://doi.org/10.1029/9JB03068>
- Boyd, P. W., & Ellwood, M. J. (2010). The biogeochemical cycle of iron in the ocean. *Nature Geosciences*, 3, 675–682, <https://doi.org/10.1038/ngeo964>
- Boyd, P. W., Jickells, T., Law, C. S., Blain, S., Boyle, E. A., Buesseler, K. O., et al. (2007). Mesoscale iron enrichment experiments 1993-2005: Synthesis and future directions. *Science*, 315, 612-617, <https://doi.org/10.1126/science.1131669>
- Chang, L., Roberts, A. P., Williams, W., Fitz Gerald, J. D., Larrasoana, J. C., Jovane, L., & Muxworthy, A. R. (2012). Giant magnetofossils and hyperthermal events. *Earth and Planetary Science Letters*, 351–352, 258–269, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.031>.
- Chang, L., Harrison, R. J., Zeng, F., Berndt, T. A., Roberts, A. P., Heslop, D., & Zhao, X. (2018). Coupled microbial bloom and oxygenation decline recorded by magnetofossils during the Palaeocene- Eocene Thermal Maximum. *Nature Communications*, 9(4007), <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06472-y>
- Channell, J. E. T., Hodell, D. A., Margani, V., Skinner, L. C., Tzedakis, P. C., & Kesler M. S. (2013). Biogenic magnetite, detrital hematite, and relative paleointensity in Quaternary sediments from the Southwest Iberian Margin, *Earth and Planetary Science Letters*, 376, 99–109, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.026>
- Clement, A., Seager, C. R., & Cane M. A. (1999). Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, 14, 441–456, <https://doi.org/10.1029/1999PA900013>

- Coccioni, R., Frontalini, F., Catanzariti, R., Jovane, L., Rodelli, D., Rodrigues, I. M. M. et al. (2019). Paleoenvironmental signature of the Selandian-Thonetian Transition Event (STTE) and Early Late Paleocene Event (ELPE) in the Contessa Road section (western Neo-Tethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 523, 62–77, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.03.023>
- Cruz Jr., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., et al. (2005). Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434, 63–66, <https://doi.org/10.1038/nature03365>
- Dinares-Turell, J., Hoogakker, B. A. A., Roberts, A. P., Rohling, E. J., & Sagnotti, L. (2003). Quaternary climatic control of biogenic magnetite production and eolian dust inputs in cores from the Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 195–209, [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00605-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00605-3)
- Egli, R. (2004). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 851–867, <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.04.001>
- Evans, M. E., & Heller, F. (2003). *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*, 299 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Faivre, D., & Schüler, D. (2008). Magnetotactic Bacteria and Magnetosomes. *Chemical Reviews*, 108, 4875–4898, <https://doi.org/10.1021/cr078258w>
- Florindo, F., Farmer, R. K., Harwood, D. M., Cody, R. D., Levy, R., Bohaty, S. M. et al. (2013). Paleomagnetism and biostratigraphy of sediments from Southern Ocean ODP Site 744 (southern Kerguelen Plateau): Implications for early-to-middle Miocene climate in Antarctica. *Global and Planetary Change*, 110, 434–454, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.05.004>

- Garzoli, S.L. & Matano, R. (2011). The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Deep Sea Research II*, 58, 1837–1847, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.10.063>
- Gili, S., Gaiero, D. M., Goldstein, S. L., Chemale Jr, F., Koester, E. Jweda, J. et al. (2016). Provenance of dust to Antarctica: A lead isotopic perspective. *Geophysical Research Letters*, 43, 2291–2298, <https://doi.org/10.1002/2016GL068244>
- Gili, S., Gaiero, D. M., Goldstein, S. L., Chemale Jr, F., Jweda, J., Kaplan, M. R. (2017). Glacial/interglacial changes of Southern Hemisphere wind circulation from the geochemistry of South American dust. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 98–109, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.007>
- González-Silveira, A., Santamaría-Del-Angel, E., & Millán-Núñez, R. (2006). Spatial and temporal variability of the Brazil-Malvinas Confluence and the La Plata Plume as seen by SeaWiFS and AVHRR imagery. *Geophysical Research Letters*, 111, C06010, <https://doi.org/10.1029/2004JC002745>
- Gu, F., Zonneveld, K. A. F., Chiessi, C. M., Arz, H. W., Pätzold, J., & Behling H. (2017). Long-term vegetation, climate and ocean dynamics inferred from a 73,500 years old marine sediment core (GeoB2107-3) off southern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, 172, 55–71, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.028>
- Heslop, D., Roberts, A. P., Chang, L., Davies, M., Abrajevitch, A., & De Deckker P. (2013). Quantifying magnetite magnetofossil contributions to sedimentary magnetizations. *Earth and Planetary Science Letters*, 382, 58–65, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.011>
- Hesse, P. P. (1994). Evidence for bacterial palaeoecological origin of mineral magnetic cycles in oxic and sub-oxic Tasman Sea sediments. *Marine Geology*, 117, 1–17, [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90003-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90003-5)

- Jickells, T. D., An, Z. S., Anderson, K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., et al. (2005). Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, 308, 67–71, <https://doi.org/10.1126/science.1105959>
- Kobayashi, A., Kirschvink, J. L., Nash, C. Z., Kopp, R. E., Sauer, D. A., Bertani, L. E., et al. (2006). Experimental observation of magnetosome chain collapse in magnetotactic bacteria: Sedimentological, paleomagnetic, and evolutionary implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 538–550, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.041>
- Kopp, R. E., & Kirschvink, J. L. (2008). The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria. *Earth Science Reviews*, 86, 42–61, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.001>
- Kumar, N., Anderson, R. F., Mortlock, R. A., Froelich, P. N., Kubik, P., Dittrich-Hannen, B., & Suter, M. (1995). Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean. *Science*, 378, 675–680, <https://doi.org/10.1038/378675a0>
- Lambert, F., Delmonte, B., Petit, J.-R., Bigler, M., Kaufmann, P. R., Hutterli, M. A., et al. (2008). Dust- climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature*, 452(7187), 616–619, <https://doi.org/10.1038/nature06763>
- Lambert, F., Tagliabue, A., Shaffer, G., Lamy, F., Winckler, G., Farias, L., et al. (2015). Dust fluxes and iron fertilization in Holocene and Last Glacial Maximum climates, *Geophysical Research Letters*, 42, <https://doi.org/10.1002/2015GL064250>.
- Larrasoána, J. C., Roberts, A. P., Chang, L., Schellenberg, S. A., Fitz Gerald, J. D., 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*, 333/334, 122–133,
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.003>
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A., & Levrard, B. (2004). A long- term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428(1), 261–285,
<https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Lean, C. M. B., & McCave, I. N. (1998). Glacial to interglacial mineral magnetic and palaeoceanographic changes at Chatham Rise, SW Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 247–260,
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00191-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00191-5)
- Lessa, D. V. O., Santos, T. P., Venancio, I. M., & Albuquerque, A. L. S. (2017). Offshore expression of the Brazilian coastal upwelling zones during Marine Isotope Stage 5. *Global and Planetary Change*, 158, 13–20,
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.006>
- Li, J., Wu, W., Liu, Q., & Pan, Y. (2012). Magnetic anisotropy, magnetostatic interactions and identification of magnetofossils. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q10Z51,
<https://doi.org/10.1029/2012GC004384>
- Lins, U., & Farina, M. (1998). Magnetosome size distribution in uncultured rod-shaped bacteria as determined by electron microscopy and electron spectroscopy imaging. *Microscopy Research and Technique*, 42, 459–464, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0029\(19980915\)42:6<459::AID-JEMT8>3.0.CO;2-H](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0029(19980915)42:6<459::AID-JEMT8>3.0.CO;2-H)
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaña, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., & Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50, RG4002,
<https://doi.org/10.1029/2012RG000393>

- Liu, S., Deng, C., Xiao, J., Li, J., Paterson, G. A., Chang, L., et al. (2015). Insolation driven biomagnetic response to the Holocene warm period in semi-arid East Asia. *Scientific Reports*, 5(1), 8001, <https://doi.org/10.1038/srep08001>
- Lisiecki, L., & Stern, J.V. (2016). Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 31, 1368–1394, <https://doi.org/10.1002/2016PA003002>
- Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Garcia O. H. E., Baranova, O. K., & Zweng, M. M. (2010). World ocean database 2009, vol 1: temperature, US government printing office, Washington, DC, USA
- Lopes, C. T., Savian, J. F., Frigo, E., Rocha, J. A., Hartmann, G. A., Pivel., M. A. G., et al. (submitted for publication). Paleomagnetic secular variations and relative paleointensity since the Late Pleistocene to Middle Holocene in western South Atlantic.
- Mahiques, M. M., Klein, I., Wainer, C., Burone, L., Nagai, R., Sousa, S. H. M., et al. (2009). A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: paleoenvironmental implications. *Quaternary International*, 206, 52–61, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.09.010>
- Mahowald, N. M., Muhs, D. R., Levis, S., Rasch, P. J., Yoshioka, M., Zender, C. S., & Luo, C. (2006). Change in atmospheric mineral aerosol in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research*, 111, D10202, <https://doi.org/10.1029/2005JD006653>
- Martin, J. H., Gordon, R. M., & Fitzwater, S. E. (1990). Iron in Antarctic waters, *Nature*, 345, 156–158, <https://doi.org/10.1038/345156a0>

- Martin, J. H., Gordon, R. M., & Fitzwater, S. E. (1991). The case for iron, *Limnology and Oceanography*, 36, 1793–1802, <https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.8.1793>
- Martínez-García, A., Rossel-Melé, A., Geibert, W., Gersonde, R., Masqué, P., Gaspari, V., & Barbante, C. (2009). Links between iron supply, marine productivity, sea surface temperature, and CO₂ over the last 1.1 Ma. *Paleoceanography*, 24, PA1207, <https://doi.org/10.1029/2008PA001657>
- Martínez-García, A., Rossel-Melé, A., Jaccard, S. L., Geibert, W., Sigman, D. M., & Haug, G. H. (2011). Southern ocean dust-climate coupling over the past four million years. *Nature*, 476, 312–316, <https://doi.org/10.1038/nature10310>
- Martínez-García, A., Sigman, D. M., Ren, H., Anderson, R. F., Straub, M., Hodell, D. A., et al. (2014). Iron fertilization of the subantarctic ocean during the last ice age. *Science*, 343, 1347–1350, <https://doi.org/10.1126/science.1246848>
- Nadal De Masi, M.A. (1999). Prehistoric hunter-gatherer mobility on the southern Brazilian coast: Santa Catarina Island. *Unpublished PhD dissertation*. Stanford University. 186.
- Oda, M., & Yamasaki, M. (2005). Sediment trap results from the Japan Trench in the Kuroshio domain: Seasonal variations in the planktonic foraminiferal flux. *Journal of Foraminiferal Research*, 35(4), 315–326, <https://doi.org/10.2113/35.4.315>
- Palma, E. D., Matano, R. P., & Piola, A. R. (2008). A numerical study of the southwestern Atlantic shelf circulation: stratified ocean response to local and offshore forcing. *Journal of Geophysical Research*, 113, C11010, <https://doi.org/10.1029/2007JC004720>

- Pimenta, F.M., Campos, E.J.D., Miller, J.L., & Piola, A.R. (2005). A numerical study of the Plata River Plume along the Southeastern South American continental shelf. *Brazilian Journal of Oceanography*, 53 (3/4), 129-146, <https://doi.org/10.1590/S1679-87592005000200004>
- Piola, A. R., Matano, R. P., Palma, E. D., Möller Jr, O. O., & Campos, E. J. D. (2005). The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters*, 32(L01603), <https://doi.org/10.1029/2004GL021638>
- Portilho-Ramos R. C., Ferreira, F., Calado, L., Frontalini, F., & de Toledo M. B. (2015). Variability of the upwelling system in the southeastern Brazilian margin for the last 110,000 years. *Global and Planetary Change*, 135, 179–189, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.11.003>
- Portilho-Ramos R. C., T. M. L. Pinho, C. M. Chiessi, and C. F. Barbosa (2019), Understanding the mechanisms behind high glacial productivity in the southern Brazilian margin, *Clim. Past*, 15, 943–955, <https://doi.org/10.5194/cp-15-943-2019>
- Razik, S., Chiessi, C.M., Romero, O. E., & von Dobeneck, T. (2013). Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 374, 28–40, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.022>
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, C., et al. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869–1887, https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Roberts, A. P., Florindo, F., Villa, G., Chang, L., Jovane, L., Bohaty, S. M., et al. (2011). Magnetotactic bacterial abundance in pelagic marine environments is limited by organic carbon flux and availability of dissolved

- iron. *Earth and Planetary Science Letters*, 310, 441–452, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.011>
- Rodrigues, A. R., Pivel, M. A. G., Schmitt, P., de Almeida, F. K., & Bonetti, C. (2018). Infaunal and epifaunal benthic foraminifera species as proxies of organic matter paleofluxes in the Pelotas Basin, south-western Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 144, 38–49, <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2018.05.007>
- Savian, J. F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R. I. F., Coccioni, R., Bohaty, S. M., et al. (2014). Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414, 32–45, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.08.009>.
- Savian, J. F., Jovane, L., Giorgioni, M., Iacoviello, F., Rodelli, D., Roberts, A. P., et al. (2016). Environmental magnetic implications of magnetofossil occurrence during the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) in pelagic sediments from the equatorial Indian Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 212–222, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.029>
- Schiebel, R., & Hemleben, C. (2005). Modern planktic foraminifera. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 363 pp.
- Schiebel, R., & Hemleben, C. (2017). Planktic Foraminifers in the Modern Oceans. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 358 pp.
- Schmieder, F., von Dobeneck, T., & Bleil, U. (2000). The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: Initiation, interim state and terminal event. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 539–549, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00143-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00143-6)

- Shoenfelt, E. M., Winckler, G., Lamy, F., Anderson, R. F., & Bostick, B. C. (2018). Highly bioavailable dust-borne iron delivered to the Southern Ocean during glacial periods. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *115*(44), 11180–11185, <https://doi.org/10.1073/pnas.1809755115>.
- Souto, D. D., Lessa, D. V. O., Albuquerque, A. L. S., Sifeddine, A., Turcq, B. J., & Barbosa, C. F. (2011). Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 years record of upwelling productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *299*(1-2), 49–55, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.10.032>.
- Strehlau, J. H., Hegner, L. A., Strauss, B. E., Feinberg, J. M., & Penn, R. L. (2014). Simple and Efficient Separation of Magnetic Minerals From Speleothems and Other Carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, *84*(11), 1096–1106. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.89>
- Stuiver, M., & Reimer, P.J. (1993). Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. In: Stuiver, M., Long, A., Kra, R.S. (Eds.), Calibration 1993. *Radiocarbon*, *35*, 215–230, <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- Tarduno, J. A. (1994). Temporal trends of magnetic dissolution in the pelagic realm: gauging paleoproductivity? *Earth and Planetary Science Letters*, *123*, 39–48, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90255-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90255-0)
- Tarduno, J. A., & Wilkison, T. W. (1996). Non-steady state magnetic mineral reduction, chemical lock-in, and delayed remanence acquisition in pelagic sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, *144*, 315–326, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00174-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00174-4)
- Thomas- Keperta, K. L., Bazylinski, D. A., Kirschvink, J. L., Clemett, S. J., McKay, D. S., Wentworth, S. J. et al. (2000). Elongated prismatic magnetite crystals in ALH 84001 carbonate globules: Potential Martian

- magnetofossils. *Geochimical Cosmochimical Acta*, *64*, 4049–4081, [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00481-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00481-6)
- Verosub, K. L., & Roberts, A. P. (1995). Environmental magnetism: Past, present, and future, *Journal of Geophysical Research*, *100*, 2175–2192, <https://doi.org/10.1029/94JB02713>
- Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Ito, E., & Solheid, M. (2006). Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, *25*, 3391–3403, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.009>
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., et al. (2008). Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian Monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, *451*, 1090–1093, <https://doi.org/10.1038/nature06692>
- Yamazaki, T. (2009). Environmental magnetism of Pleistocene sediments in the North Pacific and Ontong-Java Plateau: Temporal variations of detrital and biogenic components. *Geochemistry, Geophysical, Geosystem*, *10*, Q07Z04, <https://doi.org/10.1029/2009GC002413>
- Yamazaki, T. (2012). Paleo position of Intertropical Convergence Zone in the eastern Pacific inferred from glacial–interglacial changes in terrigenous and biogenic magnetic mineral fractions. *Geology*, *40*, 151–154, <https://doi.org/10.1130/G32646.1>
- Yamazaki, T., & Kawahata, H. (1998). Organic carbon flux controls the morphology of magnetofossils in marine sediments. *Geology*, *26*, 1064–1066, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<1064:OCFCTM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<1064:OCFCTM>2.3.CO;2).

- Yamazaki, T., & Ikehara, M. (2012). Origin of magnetic mineral concentration variation in the Southern Ocean. *Paleoceanography*, 27, PA2206, <https://doi.org/10.1029/2011PA002271>
- Yamazaki, T., & Shimono, T. (2013). Abundant bacterial magnetite occurrence in oxic red clay. *Geology*, 41, 1191–1194, <https://doi.org/10.1130/G34782.1>
- Yamazaki, T., Yamamoto, Y., Acton, G., Guidry, E.P., & Richter, C. (2013). Rock-magnetic artifacts on long-term relative paleointensity variations in sediments. *Geochemistry, Geophysical, Geosystem*, 14, 29–43, <https://doi.org/10.1002/ggge.20064>.
- Yamazaki, T., & Horiuchi, K. (2016). Precessional control on ocean productivity in the Western Pacific Warm Pool for the last 400 kyr: Insight from biogenic magnetite. *Geochemistry, Geophysical, Geosystem*, 17, 4399–4412, <https://doi.org/10.1002/2016GC006446>

3.1. Material suplementar



Geophysical Research Letters

Supporting Information for

Orbital forcing on ocean productivity in the western South Atlantic since Marine Isotope Stage 3

J. A. Rocha¹, J. F. Savian², M. A. G. Pivel², E. Frigo^{2,3}, C. T. Lopes¹, J. Y. Suárez-Ibarra¹, J. C. Coimbra², S. M. Petró¹, A. Leonhardt⁴, F. Callefo⁵, G. A. Hartmann⁶, A. H. Braga⁷ and R. I. F. Trindade⁸

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

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

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

⁴ Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, Brazil.

⁵ Laboratório Nacional de Luz Síncrotron, Centro Nacional de Pesquisa em Energia e Materiais, Campinas, Brazil

⁶ Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil.

⁷ Instituto de Química, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

⁸ Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Contents of this file

Text S1

Figures S1 to S7

Table S1

Introduction

This support information includes a text with details about the construction of the age-depth model (Text S1). Figure S1 presents the model-reconstructed dust deposition ($\text{g m}^{-2} \text{ year}^{-1}$) during the last glacial maximum (LGM) and Holocene based on the data of Lambert et al. (2008). Figures S2 to S4 are complementary to Text S1. Figures S5 to S7 show the TEM images and EDS spectrum of the representative samples of SAT-048A. Table S1 shows the details about the AMS radiocarbon and calibrated ages.

Text S1: Age-depth model

The age-depth model was constructed based on eight AMS radiocarbon datings of planktonic foraminiferal samples, four isotopic tie points, and the end of the Laschamp geomagnetic excursion.

The AMS radiocarbon datings were performed at the Laboratório de Radiocarbono (LACUFF) of the Universidade Federal Fluminense (Brazil). Radiocarbon and calibrated ages are listed in Table S1.

Additional tie points were defined based on the comparison of the oxygen isotope record ($\delta^{18}\text{O}$) in benthic foraminifera (*Uvigerina* sp) with Lisiecki & Stern's (2016) Intermediate South Atlantic reference curve (LS16-ISA). This comparison was made, taking in to account the AMS datings. The variations of $\delta^{18}\text{O}$ from the core SAT-048A, as a function of time and depth, are shown in the Figures 3e and S2, respectively. The LS16-ISA reference curve is presented in Figure S3. Based on this comparison, we inferred that MIS3-2 boundary (29,000 years BP) was registered at a depth of 233 cm in SAT-048A. The MIS2-1 boundary (14,000 years BP) was registered at a depth of 65.5 cm. The onset and end of the LGM (23,000 and 19,000 years BP) were registered in SAT-048A at the depths of 167 and 127.5 cm, respectively.

Also, an additional tie point located near the base of the core SAT-048A, was inferred based on the paleomagnetic inclination variation curve. As can be seen in Figure S4, significant changes in inclination, consistent with the Laschamp geomagnetic excursion, are observed at the base of the record. The paleomagnetic record does not allow to define the beginning of the excursion, but its end can be inferred at a depth of 328 cm. According to Channell et al. (2017), the end of Laschamp event occurred in 40,400 years BP.

The age-depth model, presented in Figure 2, was constructed by using a third order polynomial fit of the dataset formed by absolute dating points and tie points. The model comprises the interval between the first absolute dating at a depth of 23 cm and the end of the Laschamp geomagnetic excursion at a depth of 328 cm.

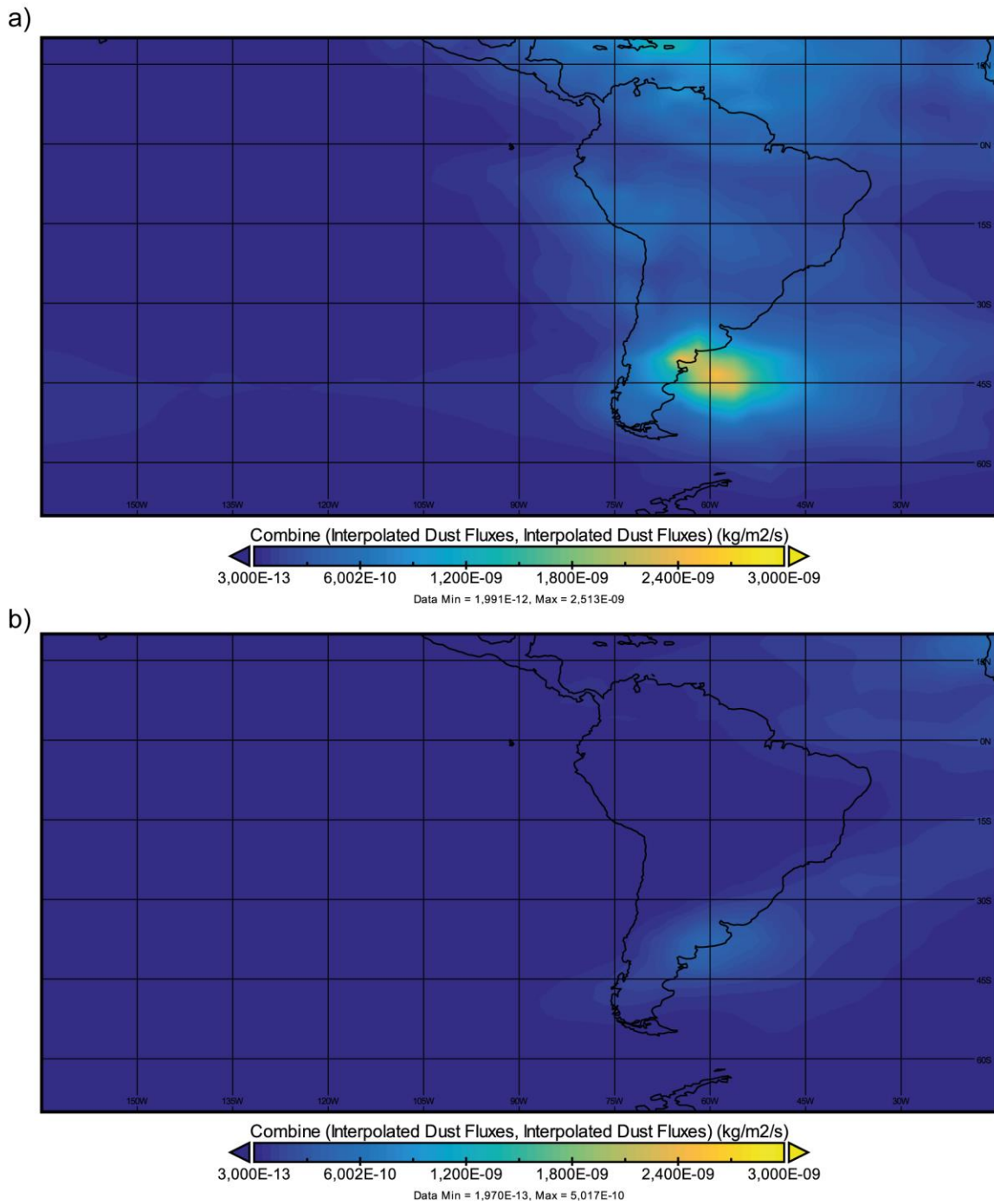


Figure S1. Interpolated dust flux for austral summer (January and February) during the last glacial maximum (LGM) (a) and the Holocene (b). Based on *dustflux.nc* dataset from Lambert *et al.* (2015), plotted using NASA's Panoply software

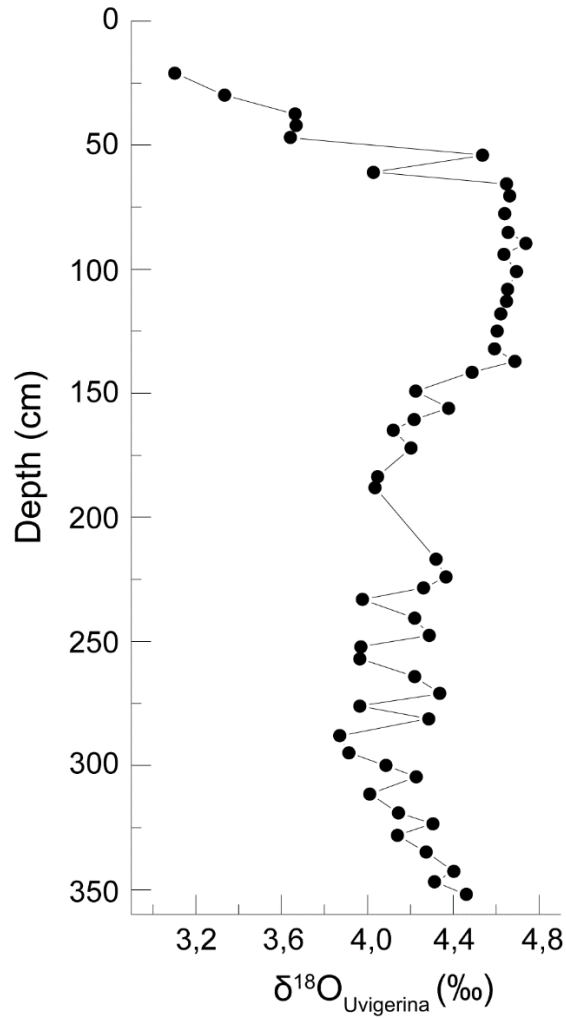


Figure S2. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ measured in SAT-048A as a function of depth.

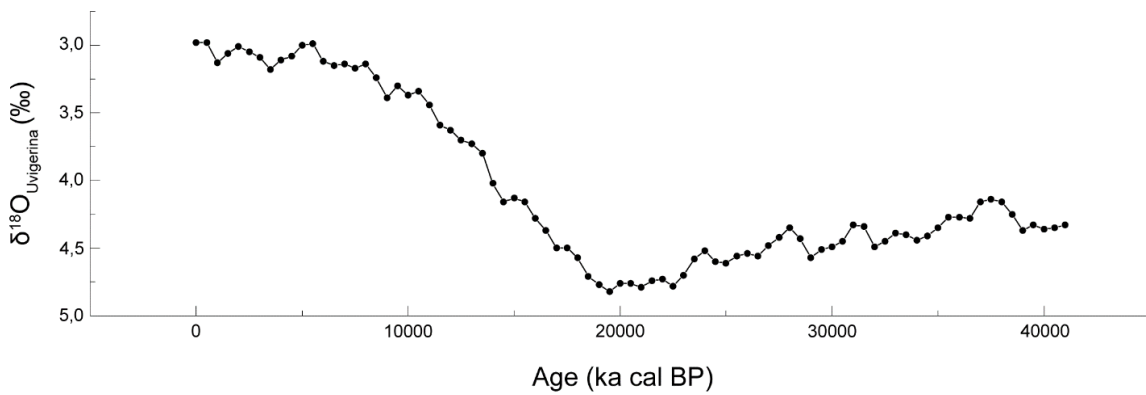


Figure S3. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ for Intermediate South Atlantic according to the reference curve of Lisiecki & Stern (2016).

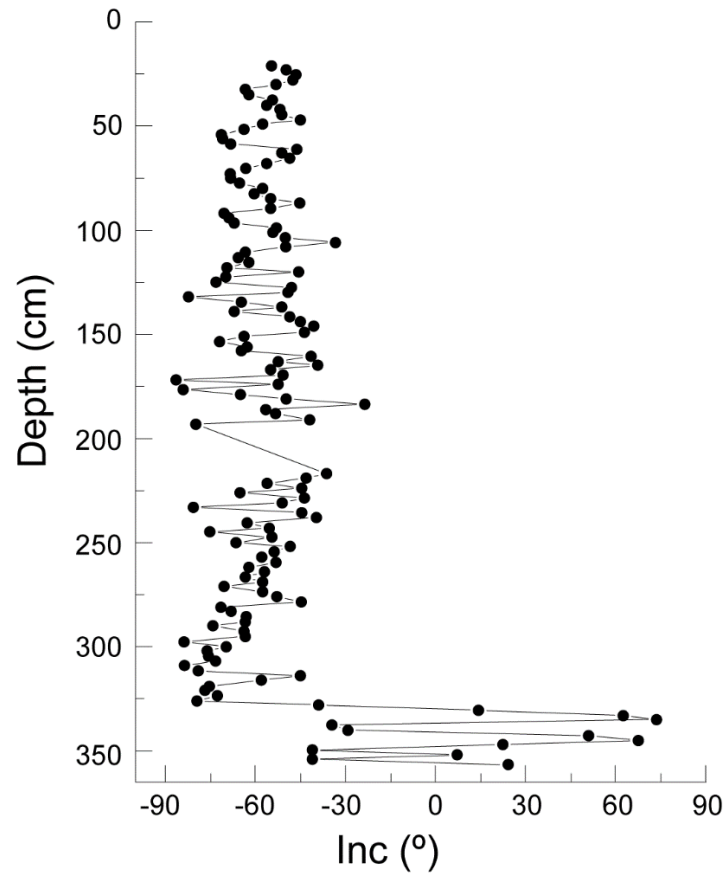


Figure S4. Variations of paleomagnetic inclination measured in SAT-048A as a function of depth.

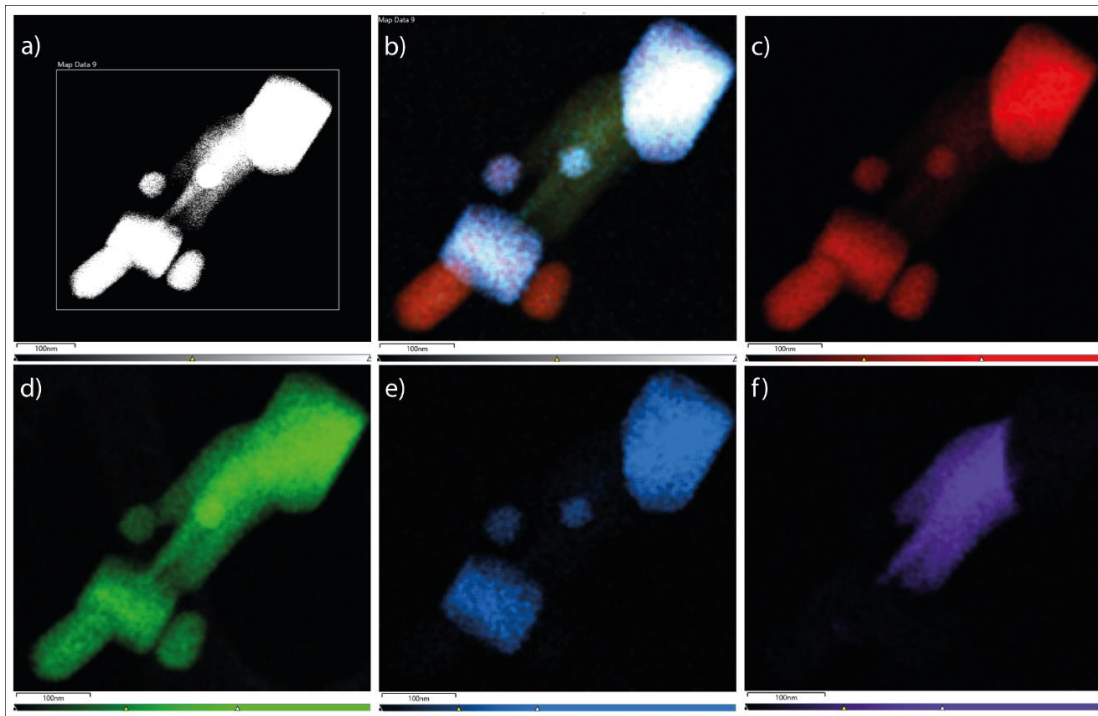


Figure S5. Sample SAT-048A-03; a) STEM-HAADF image of the sample; b) EDS composition; EDS elemental maps of the mapped area: c) Fe, d) O, e) Ti and f) Si.

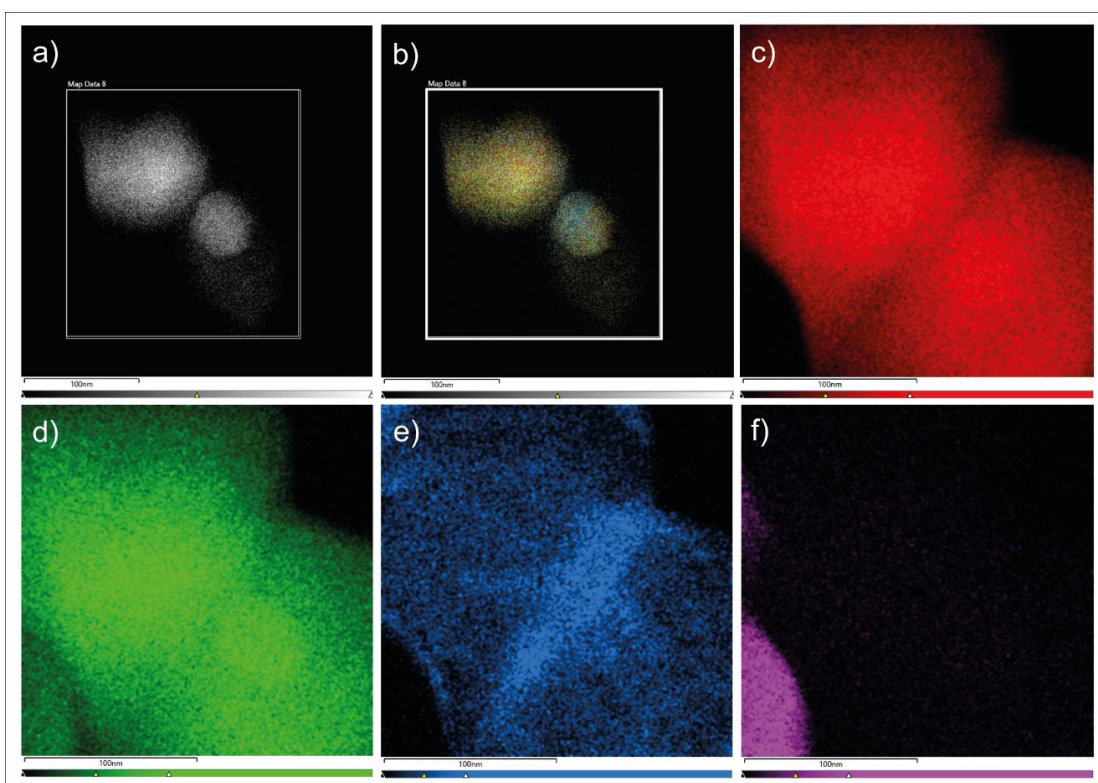


Figure S6. Sample SAT-048A-36; a) STEM-HAADF image of the sample, b) EDS composition, c) Fe, d) O, e) Ti and f) Si EDS maps.

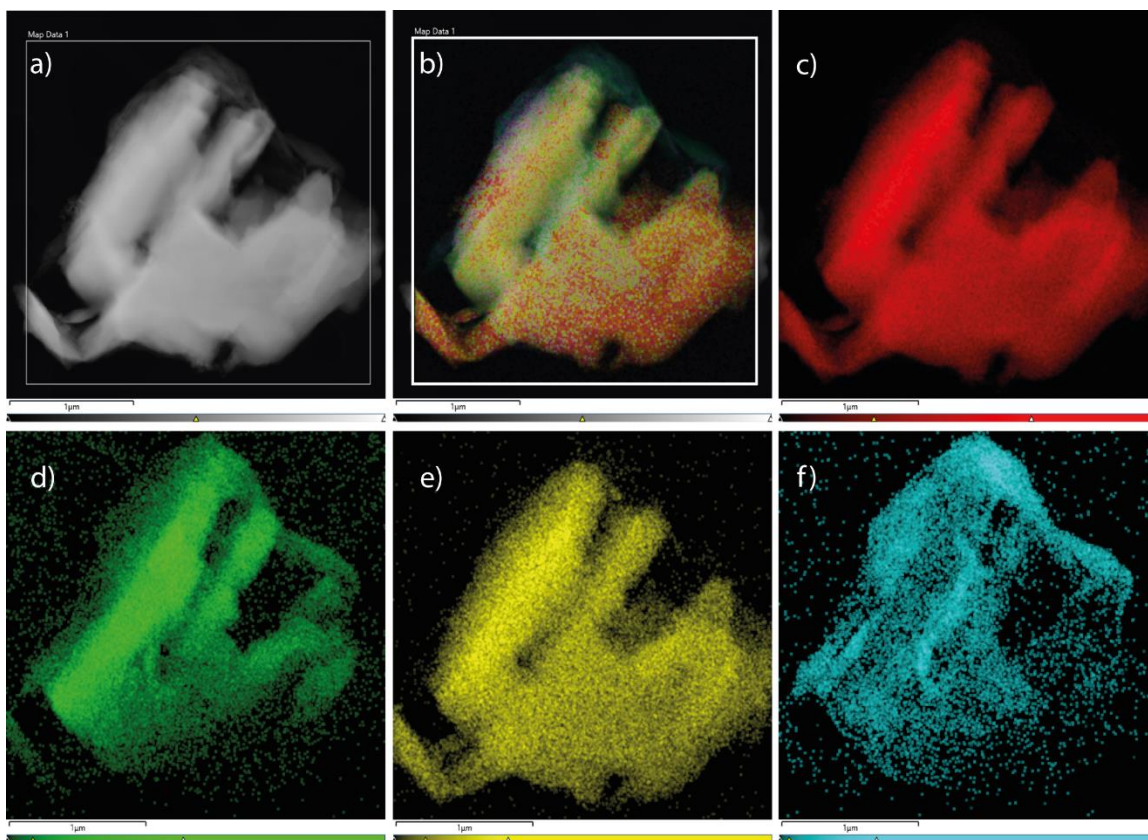


Figure S7. Sample SAT-048A-102; a) STEM-HAADF image of the sample, b) EDS composition, c) Fe, d) O, e) Ti and f) Si EDS maps.

Table S1. Information about radiocarbon and calibrated ages.

Sample	Material	Lab Code	Depth (cm)	¹⁴ C age (years BP)	Minimum (2σ BP)	Maximum (2σ BP)
SAT048A-2	<i>G. menardii</i>	LACUFF-170059	23	5226	5532	5643
SAT048A-2	<i>G. ruber</i>	LACUFF-170209	23	5471	5791	5902
SAT048A_15	<i>G. ruber</i>	LACUFF-180167	54	10594	11756	12241
SAT048A_20	<i>G. ruber</i>	LACUFF-190321	65.5	13548	15700	15938
SAT048A_28	<i>G. ruber</i>	LACUFF-180168	85	16599	19470	19998
SAT048A_40	<i>G. ruber</i>	LACUFF-180169	113	15531	18309	18722
SAT048A_70	<i>G. ruber</i>	LACUFF-190323	183.5	31174	34643	35160
SAT048A_75	<i>G. ruber</i>	LACUFF-180170	217	22997	26797	27585

References

- Channell, J. E. T., Vázquez Riveiros, N., Gottschalk, J., Waelbroeck, C., & Skinner, L. C. (2017). Age and duration of Laschamp and Iceland Basin geomagnetic excursions in the South Atlantic Ocean. *Quaternary Science Reviews*, 167, 1– 13. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.020>
- Lambert, F., Tagliabue, A., Shaffer, G., Lamy, F., Winckler, G., Farias, L., et al. (2015), Dust fluxes and iron fertilization in Holocene and Last Glacial Maximum climates, *Geophysical Research Letters*, 42, <https://doi.org/10.1002/2015GL064250>.
- Lisiecki, L., & Stern, J.V. (2016). Regional and global benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks for the last glacial cycle. *Paleoceanography*, 31, 1368–1394, <https://doi.org/10.1002/2016PA003002>

4. Anexos

4.1. Histórico escolar

29/10/2019

<https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/InformacoesAluno/ImpressaoHistoricoEscolar.php>

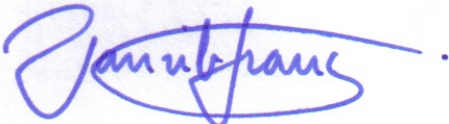
Informações Acadêmicas do Aluno

Histórico Escolar

Emissão: 29/10/2019 às 09:47

Período Letivo	Atividade de Ensino	Atividades de Ensino			Nome Professor	Situação	Orgão
		Turma	Créditos	Conceito			
2017/1	PALEOCLIMATOLOGIA	A	3	A	• KARIN GOLDBERG	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/1	Redação e submissão de artigo científico	A	5	D	• -	Reprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/1	T.E. EM GEOLOGIA MARINHA: ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	A	2	B	• JAIRO FRANCISCO SAVIAN	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/2	Estratigrafia Magnética	A	4	A	• JAIRO FRANCISCO SAVIAN	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/1	MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DO AMBIENTE MARINHO	A	3	C	• IRAN CARLOS STALLIVIERE CORREA	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/1	Processos Costeiros	A	5	A	• ELIRIO ERNESTINO TOLDO JUNIOR	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2015/2	Ambientes deposicionais clásticos costeiros	A	5	A	• -	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2015/2	Aquisição, Processamento e Interpretação de dados em Georadar	A	3	A	• EDUARDO GUIMARAES BARBOZA	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2015/2	Evolução Costeira	A	4	A	• SERGIO REBELLO DILLENBURG	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências

4.2. *Parecer da banca examinadora*

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“MAGNETISMO AMBIENTAL DE SEDIMENTOS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL DURANTE O ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL-INTERGLACIAL: IMPLICAÇÕES NA PALEOPRODUTIVIDADE PRIMÁRIA”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: Jerônimo de Ayala Rocha	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian	
Examinador: Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco	
Data: 03 de fevereiro de 2020	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A meu ver, a dissertação de mestrado apresentada pelo candidato é ilustrativa de um trabalho original, com resultados muito interessantes sobre a paleoprodutividade primária no Atlântico Sul, obtidos por intermédio de técnicas associadas ao Magnetismo Ambiental. O estudo conduzido resultou na submissão de dois manuscritos a periódicos internacionais indexados da AGU (ambos com classificação no Webqualis CAPES no extrato A), e que, sob meu ponto de vista, cumprem todos os quesitos de qualidade destas revistas. O aluno fez um bom trabalho de levantamento bibliográfico – especialmente nas seções relacionadas às técnicas de emprego em estudos de Magnetismo de Rochas e Magnetização Remanente Biogeoquímica. De maneira geral, a dissertação apresenta apenas alguns pequenos problemas, mas que são típicos para estudantes nesta etapa da formação; segue anexo à este parecer um documento que compus com apontamentos que, acredito, possam auxiliar no aprimoramento desta boa dissertação. Adicionalmente, minha análise sobre Histórico Escolar do candidato me leva a crer que este cumpriu com bom desempenho suas atividades acadêmicas. Assim, considero o aluno como aprovado, e apto à outorga do título de Mestre em Geociências pelo Instituto de Geociências da UFRGS.</p>	
Assinatura:	
	Data: 03/02/2020
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“MAGNETISMO AMBIENTAL DE SEDIMENTOS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL DURANTE O ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL-INTERGLACIAL: IMPLICAÇÕES NA PALEOPRODUTIVIDADE PRIMÁRIA”
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autor: Jerônimo de Ayala Rocha
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian
Examinadora: Profa. Dra. Juliana Pereira de Quadros
Data: 29/11/2019
Conceito: A
PARECER:
Gostaria de agradecer o convite para compor esta banca de mestrado e dizer que me sinto desafiada em participar e contribuir para este trabalho na área da Geologia Marinha. A dissertação trata da variação de propriedades magnéticas dos sedimentos entre 40 e 5 mil anos, período que compreende o último período glacial e sua transição para o presente interglacial, além de explorar a relação com a paleoprodutividade primária no oceano. Para isso, o autor se propõe a utilizar técnicas multiproxy para determinar a paleoprodutividade no período estudado e analisar a proporção de magetofósseis em relação a porção terrígena em período glacial e Interglacial, observando se apresentam relação com a produtividade oceânica.
Diante desta abordagem procurarei atentar para alguns pontos que considero significativos para a continuidade da pesquisa.
A temática escolhida pelo autor se configura em um estudo extremamente pertinente e interessante, alinhado com as novas metodologias e abordagens inovadoras crescente nos últimos anos. Desta forma, esta dissertação contribui com o debate e amplia o conhecimento nesta área. A estrutura da dissertação é coesa e completa. A distribuição equitativa dos itens abordados permitiu uma leitura fluida, aprofundando-se quando necessário. O texto é bem escrito mantendo a sequência lógica e respeito a norma culta da língua portuguesa. A fundamentação teórica é concisa não fugindo ao tema central e correlatos diretos. Na Parte II a metodologia é bem apresentada, sendo de fácil compreensão e reprodução. As técnicas empregadas são conhecidas e amplamente utilizadas, exceto pela abordagem de relacionar os magnetofósseis vs. produtividade. A cronologia do testemunho apresenta um bom controle de idade com oito (08) datações de radiocarbono, além do controle isotópico. No entanto, considero que a Parte II carece de informações sobre os métodos micropaleontológicos e geoquímicos..
Os resultados da dissertação são apresentados na Parte III no formato de artigo submetido à revista indexada. O texto é bem referenciado, apoiado em literatura clássica fundamentando as problemáticas reportadas e complementado por obras

atuais, o que enriquece a discussão. Além disso, diversas vezes o autor pontua questões surgidas a partir do próprio estudo, conferindo assim, a contribuição da presente dissertação.

Dentro da discussão apresentada na dissertação, nos intervalos de maior produtividade superficial, indicada pelas espécies utilizadas de foraminíferos planctônicos, há maior exportação de matéria orgânica para o fundo e assim maior presença dos magnetofósseis. Estes intervalos coincidem com a maior insolação e a hipótese defendida associada ao sistema atmosférico me parece bem argumentada. No entanto, gostaria de sugerir que fosse considerado também a componente associado a variação de massa d'água profunda nestes intervalos e a possível influência local na dinâmica magnética dos sedimentos. Isto porque durante os intervalos de maior insolação são também coincidentes com reduções no conteúdo de carbonato de cálcio e valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{Uvigerina}}$, o que pode ser também um indicativo de maior proporção de águas profundas provenientes das massas d'água de sul, em condições de AMOC enfraquecida e Corrente do Brasil com maior transporte. A localização e profundidade do testemunho estudado SAT048A é favorável a detecção de variação de massas d'água profundas no Atlântico Sul ocidental.

Será que existe diferença na atividade das bactérias magnetotáticas em massas de água com diferentes concentrações de carbono?

No princípio do MIS 3 poderia ser um evento com outra massa d'água profunda, menor conteúdo de carbonato, maior produtividade, porém menor fluxo de poeira eólica (quando comparado com o MIS 2) e valores máximos de magnetofósseis.

Coloco-me à disposição para quaisquer esclarecimentos.

Assinatura:



Data: 29/11/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“MAGNETISMO AMBIENTAL DE SEDIMENTOS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL DURANTE O ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL-INTERGLACIAL: IMPLICAÇÕES NA PALEOPRODUTIVIDADE PRIMÁRIA”	
Área de Concentração: Geologia Marinha	
Autor: Jerônimo de Ayala Rocha	
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian	
Examinadora: Dra. Grasiane Luz Mathias	
Data: 25/11/2019	
Conceito: B	
PARECER:	
<p>A dissertação apresenta uma análise multi-proxy das variações na produtividade primária no Atlântico Sul para os últimos 40 ka, com ênfase nas variações glaciais/interglaciais com o objetivo de avaliar a proporção entre magnetita autigênica e alóctone.</p> <p>O aluno realizou extensa análise laboratorial, onde pode-se destacar: i) aprofundamento no método de magnetismo ambiental e na caracterização de minerais magnéticos autigênicos por microscopia eletrônica de transmissão; ii) utilização de assembleia de foraminíferos e análise de isótopos de oxigênio (d18O) e carbono (d13C) em foraminíferos planctônicos e bentônicos; iii) descrição detalhada da litologia do testemunho e a calibração das idades de radiocarbono para obtenção do modelo. O aluno mostrou estar familiarizado com os diversos métodos utilizados e suas limitações.</p> <p>A descrição oceanográfica apresentada está bastante clara e completa, mostrando que o aluno possui entendimento no tema.</p> <p>Foi apresentada uma extensa lista de referências bibliográficas, onde as mais relevantes, tanto na parte de magnetismo ambiental quanto na parte de análise isotópica, foram citadas.</p> <p>Como resultado da dissertação, o aluno submeteu um artigo científico em revista internacional com alto fator de impacto, sugerindo hipóteses de descrição do paleoclima e paleoceanografia bastante coerentes e interessantes. No entanto, eu senti que o manuscrito submetido apresenta análises mais descritivas (qualitativas) do que quantitativas.</p> <p>Por fim, a dissertação apresenta uma contextualização satisfatória, boa abordagem metodológica e descrição da área de estudo. A utilização de minerais magnéticos autigênicos como ferramenta para entender variações paleoceanográficas é uma discussão de fronteira e o aluno mostrou empenho e avanços no tema, embora eu tenha sentido falta de uma discussão científica mais aprofundada.</p>	
Assinatura: 	Data: 25/11/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: