



**PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA, RIO
GRANDE DO SUL**

Porto Alegre, 2016

MAURÍCIO VACCARI ALIPRANDINI

**PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA, RIO
GRANDE DO SUL**

Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Orientador: Prof. Dr. Elírio E. Toldo Jr.

Porto Alegre, 2016

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

Aliprandini, Maurício Vaccari

Propriedades magnéticas dos sedimentos do Rio Guaíba, Rio Grande do Sul. / Maurício Vaccari Aliprandini. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[83 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Jairo Francisco Savian

Coorientador(es): Elírio Ernestino Toldo Jr.

1. Rio Guaíba 2. Magnetismo de rochas 3. Magnetismo ambiental 4. Componentes magnéticas I. Título.

CDU 55

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 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**PROPRIEDADES MAGNÉTICAS DOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA, RIO GRANDE DO SUL**”, elaborado por “MAURÍCIO VACCARI ALIPRANDINI”, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dr. Jair Weschenfelder

Dr. Léo Afraneo Hartmann

Dra. Maria Luiza Câmara da Rosa

Para meus pais, Elias e Sândra, e meu irmão, Sandro.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu núcleo familiar, meu pai Elias, minha mãe Sândra e meu irmão, Sandro. Obrigado pelo incentivo, pelo sustento, e por serem sempre um refúgio e uma fonte de inspiração nos momentos mais difíceis. Não conseguiria sem vocês. Agradeço também aos demais familiares, pois saber que integro uma família unida serve como motivação a cada dia.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geociências – PPGGEO/UFRGS, através do Programa de Formação de Recursos Humanos da Universidade Petrobrás (PRH-PB 215), e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES - Edital PNPD 2010), pelo suporte financeiro que viabilizou a coleta dos testemunhos no Rio Guaíba. Também a toda a equipe de coleta dos testemunhos e aos participantes e colaboradores que forneceram as amostras paleomagnéticas.

Obrigado ao meu orientador, Jairo, por toda a paciência, disponibilidade, e por ter se tornado um exemplo de profissional e tutor para mim. Agradeço pela oportunidade de ter me apresentado as experiências pelas quais passei durante esta fase final da graduação. Obrigado também ao Elírio, pelos esclarecimentos e presteza durante o desenvolvimento do trabalho.

Aos professores, técnicos e funcionários da UFRGS, pelos serviços prestados. Também ao pessoal do IAG/USP, que me recebeu muito bem em uma fase importante do meu trabalho. Obrigado ao Gelvam Hartmann, Ricardo Trindade, Plínio Jaqueto, Giovanni Moreira e Daniele Brandt.

Agradeço aos colegas de curso pelo companheirismo durante estes anos de convivência: Eduardo Salgado, Tael Dreyer, Marcelo Barrios, Kalil El Hajjar, João Vítor Gusson, Danilo Tomasi Neto, André Nascimento, Romelito Regginato, Ricardo Anoni, Mateus Generoso.

À Hemeli Ligabue, por ter sido minha companheira nos dias e noites, de algumas preocupações e muitas alegrias.

Ao ensino público de qualidade, que todos tenham a oportunidade de ingressar em uma universidade gratuita e de excelência.

“Não esqueçamos jamais que as ideias são menos interessantes do que os seres humanos que as inventam, modificam, aperfeiçoam ou traem.”

François Truffaut (1932 – 1984)

RESUMO

O Rio Guaíba, situado na porção leste do estado do Rio Grande do Sul, possui registros do Holoceno depositados ao longo de cerca de seus 50 km de extensão. Está localizado entre a borda leste do Escudo Cristalino e a borda oeste da Planície Costeira. A área cortada pelos contribuintes do Rio Guaíba é composta por rochas vulcânicas, plutônicas e sedimentares, transportando um grande volume de sedimentos através dos tributários Jacuí, dos Sinos, Taquari e Gravataí. A fonte mais significativa de sedimentos magnéticos é a Formação Serra Geral, localizada no norte do estado. Sedimentos que sofreram deposição em corpos fluviais são capazes de incorporar as mudanças nos registros cronológicos, físico-químicos e magnéticos relacionados às suas áreas-fonte e propriedades mineralógicas e texturais. A fração de grãos magnéticos está sujeita a alterações causadas por diferentes condições ambientais, que podem ocorrer em qualquer uma das etapas do processo, isoladamente ou em progressão, somadas umas às outras. Estas mudanças afetam as propriedades magnéticas que dependem do tamanho de grão e composição mineralógica. Estudos de magnetismo ambiental nunca foram realizados no Rio Guaíba. Neste trabalho são apresentados os dados de magnetismo ambiental de dois testemunhos coletados no ano de 2014, a fim de obter as variações das propriedades magnéticas dos sedimentos do rio, além de identificar o portador magnético nos mesmos. Foram realizadas medidas de susceptibilidade magnética (χ), magnetização remanente anisterética (ARM), magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM) e suas razões HIRM e S. Os resultados mostram uma variação importante nos parâmetros de magnetismo ambiental (χ , ARM e SIRM) do testemunho T02 (próximo à zona sul de Porto Alegre) e no testemunho T04 (próximo à desembocadura do Rio Guaíba). Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) complementam a identificação dos diferentes minerais magnéticos e a sua origem. Os sedimentos apresentam predominância de componentes de baixa coercividade (e.g., titanomagnetita) indicados pela razão S próxima a 1. Entretanto, a maiores profundidades, observou-se uma mistura de diferentes minerais com diferentes coercividades, marcadas pela dissolução de titanomagnetita e produção de greigita. A titanomagnetita detrítica pode ser o mineral magnético mais expressivo. Após a observação das propriedades magnéticas foi possível separar a coluna sedimentar em três zonas magnéticas. As zonas foram distinguidas com base nos processos de dissolução causada pelo soterramento dos sedimentos e atividade orgânica.

Palavras-Chave: Rio Guaíba. Magnetismo de rochas. Magnetismo ambiental. Componentes magnéticas.

ABSTRACT

The Guaíba River, located in the eastern portion of the state of Rio Grande do Sul, has Holocene records deposited along its 50 km of extension. It is located between the eastern border of the Crystalline Shield and the western edge of the Coastal Plain. The area intersected by the tributaries of the Guaíba River is composed of volcanic, plutonic and sedimentary rocks, carrying a large volume of sediments through the tributaries Jacuí, Sinos, Taquari and Gravataí. The most significant source of magnetic sediments is the Serra Geral Formation, located in the north of the state. Detrital titanomagnetite may be the most expressive magnetic mineral. Sediments that have been deposited in fluvial bodies are able to incorporate changes in chronological, physical-chemical and magnetic records related to their source areas and mineralogical and textural properties. The fraction of magnetic grains is subordinated to changes caused by different environmental conditions, which may occur in any of the stages of the process, alone or in progress, added to each other. These changes affect the magnetic properties that depend on grain size and mineralogical composition. Environmental magnetism studies have never been conducted in the Guaíba River. In this work the environmental magnetism data of two cores collected in 2014 are presented, in order to obtain the variations of the magnetic properties of the sediments of the river, besides identifying the magnetic carrier in them. Magnetic susceptibility measurements (χ), anhysteretic remanent magnetization (ARM), isothermal saturation magnetization (SIRM) and their HIRM and S ratios were performed. The results show a significant variation in environmental magnetism parameters (χ , ARM and SIRM) of T02 (near the southern zone of Porto Alegre) and T04 (near the end of the Guaíba River). Scanning electron microscopy (SEM) analysis complement the identification of the different magnetic minerals and their origin. The sediments are characterized by a predominance of low coercivity components (e.g. titanomagnetite) indicated by the S-ratio close to 1. However, at deeper depths, a mixture of different minerals with different coercivities, marked by the dissolution of titanomagnetite and greigite production, was observed. Detrital titanomagnetite may be the most expressive magnetic mineral. After observing the magnetic properties it was possible to separate the sedimentary column in three magnetic zones. The zones were distinguished based on the processes of dissolution caused by the burial of sediments and organic activity.

Keywords: Rio Guaíba. Rock magnetism. Environmental magnetism. Magnetic components.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização dos testemunhos no Rio Guaíba.....	22
Figura 2 – Área de estudo, o Rio Guaíba e os municípios mais próximos (círculos brancos): Porto Alegre, Guaíba, Eldorado do Sul e Viamão.	26
Figura 3 – Mapa sobrepondo a BHRG e a configuração geológica do estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) (2015), citado por Kirchhof (2015).	29
Figura 4 - Ciclo tectônico das rochas, extraído de Liu <i>et al.</i> , (2012). Baseado em Wilson (1966) e Whitmeyer <i>et al.</i> , (2007). O retângulo tracejado destaca as etapas principais no estudo do paleomagnetismo.....	31
Figura 5 - Esquema representando a formação de pirita sedimentar, com destaque para a etapa em que surge a greigita. Adaptado de Chang (2009).....	35
Figura 6 - Fluxograma das atividades desenvolvidas no decorrer do Projeto Temático.	39
Figura 7 - Susceptômetro <i>MFk1-A Kappabridge (AGICO)</i> , utilizado para as medidas de susceptibilidade magnética.....	43
Figura 8 - Relação esquemática entre o campo magnético aplicado (H) e a magnetização induzida (M). Adaptado de Evans (2003).	44
Figura 9 - Magnetômetro supercondutor, sistema <i>LongCore</i> , da <i>2G Enterprises</i>	45
Figura 10 - Magnetômetro de amostra vibrante da marca <i>Princeton</i> (modelo <i>PMC MicroMag 3900 Series AGM/VSM</i>). Fonte: site do fabricante, acesso em outubro de 2016.	47
Figura 11 – Representação de um ciclo de histerese completo. Destacam-se os pontos M_S , M_R , H_C e H_{CR} . Fonte: Evans e Heller, 2003.	48
Figura 12 – Microscópio Eletrônico de Varredura, modelo JEOL 6610-LV, pertencente ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.	49
Figura 13 - Parâmetros de magnetismo ambiental para os testemunhos T02.....	52
Figura 14 – Curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM) para seis amostras representativas. As amostras T02-01 e T02-05 são representantes da zona 1; as amostras T02-10, T02-15, e T02-20 representantes da zona 2; e T02-25 representante da zona 3.	54

Figura 15 – Espectros de coercividade para as seis amostras representativas do testemunho T02. (Maxbauer <i>et al.</i> , 2016b).	55
Figura 16 – Curvas de histerese representativas da zona 1 (T02-01), zona 2 (T02-15) e zona 3 (T02-25).	58
Figura 17 - Imagem SE-MEV da amostra T02-01. Magnificação de 1.800x. O símbolo na cor verde indica o ponto onde foi feita a análise EDS no mineral.	59
Figura 18 - Espectro da análise EDS da amostra T02-01, mostrando presença de Ti na composição do mineral analisado.	59
Figura 19 - Imagem SE-MEV da amostra T02-25. Magnificação de 2.700x. Os símbolos verde e amarelo representam os pontos onde foi executada a análise EDS.	60
Figura 20 - Espectro da análise EDS de dois pontos da amostra T02-25, mostrando presença de um mineral rico em enxofre na assembleia.	61
Figura 21 - Parâmetros de magnetismo ambiental para os testemunhos T04.	63
Figura 22 - Curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM) para quatro amostras representativas. As amostras T04-01 é representante da Zona 1; as amostras T04-05, T04-10 representam a Zona 2; e T04-20 representa a Zona 3.	65
Figura 23 - Espectros de coercividade para as seis amostras representativas do testemunho T04. (Maxbauer <i>et al.</i> , 2016b).	66
Figura 24 - Curvas de histerese representativas da Zona 1 (T04-01), Zona 2 (T04-05) e zona 3 (T04-15).	68
Figura 25 - Modelo de configuração das zonas observadas em relação à dissolução de titanomagnetita e formação progressiva de greigita com o aumento na profundidade. Adaptado de Roberts (2015).	70
Figura 26 – Sugestão de divisão das zonas magnéticas/diagenéticas para o testemunho T02 do Rio Guaíba.	71
Figura 27 - Sugestão de divisão das zonas magnéticas/diagenéticas para o testemunho T04 do Rio Guaíba.	72

Figura 28 – Plotagem dos parâmetros de dispersão (DP) *versus* a coercividade média (Bh) das componentes magnéticas dos sedimentos do testemunho T02..... 73

Figura 29 - Plotagem dos parâmetros de dispersão (DP) *versus* a coercividade média (Bh) das componentes magnéticas dos sedimentos do testemunho T04..... 74

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Coordenadas UTM de cada testemunho coletado.	25
Tabela 2 – Compilação das técnicas utilizadas, juntamente com as informações obtidas ...	40
Tabela 3 - Dados de profundidade dos testemunhos em relação às profundidades máximas datadas.	50
Tabela 4 - Valores significativos de susceptibilidade magnética do testemunho T02, nas frequências medidas.....	51
Tabela 5 - Parâmetros de histerese para as amostras do testemunho T02.....	57
Tabela 6 - Valores significativos de susceptibilidade magnética do testemunho T04, nas frequências medidas.....	62
Tabela 7 - Parâmetros de histerese para as amostras do testemunho T04.....	67

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ARM – magnetização remanente anisterética (*anhysteretic remanent magnetization*)

Bh (ou $B_{1/2}$) – metade da SIRM

BHRG – Bacia Hidrográfica do Rio Guaíba

BSE – elétrons retroespalhados (*backscattered electrons*)

DP – índice de dispersão

EDS – espectômetro por dispersão em energia (*energy dispersive spectrometer*)

FORC – *First Order Reversa Curves*

H – campo magnético

H_C – força de coercividade no ciclo de histerese

H_{CR} – coercividade remanente no ciclo de histerese

HIRM – magnetização remanente isotérmica de saturação (*hard isothermal remanent magnetization*)

IRM – magnetização remanente isotérmica (*isothermal remanent magnetization*)

k – susceptibilidade magnética, adimensional

M – magnetização adquirida

MD – multidomínio (*multi domain*)

MEV – microscópio eletrônico de varredura

$M/M_{MÁX}$ – magnetização de IRM, normalizada

MRP – magnetização remanente primária

MRS – magnetização remanente secundária

M_{RS} – magnetização remanente de saturação no ciclo de histerese

M_S – magnetização de saturação no ciclo de histerese

NRM – magnetização remanente natural (*natural remanent magnetization*)

PSD – domínio pseudossimples (*pseudo-single domain*)

SD – domínio simples (*single domain*)

SP – superparamagnético

SE – elétrons secundários (*secondary electrons*)

SIRM – magnetização de saturação

T02 – testemunho T02

T04 – testemunho T04

χ – susceptibilidade magnética por unidade de massa

NOTA SOBRE O TOPÔNIMO “RIO GUAÍBA”

Segundo pesquisas do Prof^o Walter Spalding, o topônimo Rio Guaíba foi inserido em 1750. Em registros de mapas do século XVII até o início do século XIX o Rio Guaíba foi denominado de Rio Grande, definido como o acidente geográfico entre o Rio Jacuí e a Barra de Rio Grande.

Atualmente, os órgãos encarregados de mapear o território brasileiro em escala topográfica são o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e a Diretoria de Serviço Geográfico (DSG), vinculada ao Exército Brasileiro. Também é importante citar que, segundo o Programa Geral de Informações Estatísticas e Geográficas (PGIEG) – lei Nº 5.878, de 11 de maio de 1973 – cabe ao IBGE a atribuição de redigir o Banco de Nomes Geográficos do Brasil (BNGB).

O BNGB é produto do Centro de Referências em Nomes Geográficos (CRNG) do IBGE. Um nome geográfico é o topônimo padronizado somado aos atributos que o definem como um conjunto etnográfico, etimológico e histórico, com referência geográfica e identificado em um contexto temporal.

Para a construção do documento, o IBGE executou consultas na Pasta de Informação Cartográfica da primeira edição da carta SH-22 – PORTO ALEGRE, de 1972. Nesta, verificaram-se cartas topográficas em escalas entre 1:50.000 e 1:250.000, assinadas pela DSG e pelo IBGE, editadas entre 1978 e 1981. Também foram consultados: mapas rodoviários do Departamento Nacional de Estradas e Rodagem (DNER), documentos da Rede Ferroviária Federal Sociedade Anônima (RFFSA), registros sobre portos, faróis e oleodutos. Nestas consultas foi verificado que desde a confecção da 1ª Carta Internacional ao Milionésimo CIM (1972) até os dias atuais não houveram reclamações do estado para que se executasse uma análise que tivesse como fim substituir o termo RIO pelo termo LAGO.

Embasado nesta retrospectiva histórica, o trabalho apresentado utiliza como topônimo o termo Rio Guaíba.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	21
1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E HIPÓTESES	23
1.3. JUSTIFICATIVA.....	27
1.4. OBJETIVOS.....	27
2. ESTADO DA ARTE.....	28
2.1. CARACTERIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUAÍBA	28
2.2. CICLO DOS MINERAIS DE FERRO NA NATUREZA.....	30
2.3. FÍSICO-QUÍMICA DO CICLO DO FERRO EM MINERAIS MAGNÉTICOS	33
2.4. FORMAÇÃO DE GREIGITA EM AMBIENTES NATURAIS.....	34
2.5. PRINCÍPIOS E APLICAÇÕES DO MAGNETISMO AMBIENTAL	35
3. METODOLOGIA	39
3.1. PRINCIPAIS PARÂMETROS ANALISADOS	39
3.1.1. CONCENTRAÇÃO DE MINERAIS MAGNÉTICOS	40
3.1.2. TAMANHO DE GRÃO DOS MINERAIS MAGNÉTICOS	41
3.1.3. MINERALOGIA MAGNÉTICA	41
3.2. MEDIDAS PALEOMAGNÉTICAS	42
3.2.1. SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (χ).....	43
3.2.2. MEDIDAS DE REMANÊNCIA	44
3.2.3. MEDIDAS DE IRM E HISTERESE.....	46
3.2.4. MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA	48
4. RESULTADOS.....	50
4.1. MINERALOGIA MAGNÉTICA DO TESTEMUNHO T02.....	51
4.1.1. VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE MAGNETISMO AMBIENTAL.....	51
4.1.2. AQUISIÇÃO DE IRM.....	53

4.1.3.	CURVAS DE HISTERESE	57
4.1.4.	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	58
4.2.	MINERALOGIA MAGNÉTICA DO TESTEMUNHO T04	62
4.2.1.	VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE MAGNETISMO AMBIENTAL.....	62
4.2.2.	AQUISIÇÃO DE IRM.....	64
4.2.3.	CURVAS DE HISTERESE	67
5.	DISCUSSÕES	69
5.1.	PORTADORES MAGNÉTICOS DOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA.....	69
5.2.	VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE MAGNETISMO AMBIENTAL E A IMPLICAÇÃO DA DIAGÊNESE NOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA.....	70
5.3.	PRESERVAÇÃO DO SINAL PALEOAMBIENTAL NOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA	74
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	76
7.	REFERÊNCIAS.....	77

1. INTRODUÇÃO

Os sedimentos são um arquivo natural das mudanças climáticas e ambientais no passado. Sedimentos depositados nos rios e lagos durante o Holoceno incorporam as mudanças nos registros cronológicos, físico-químicos, e magnéticos relacionados às suas fontes e propriedades (Evans & Heller, 2003). Estes registros mostram que a erosão, transporte, deposição e o intemperismo pós-deposicional muitas vezes estão conectados com efeitos causados pelas mudanças climáticas (Liu *et al.*, 2012). A fração de grãos magnéticos destes sedimentos usualmente é composta por hematita, magnetita, maghemita ou um sulfeto de ferro (Evans & Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012).

A origem dos minerais ferromagnéticos em sedimentos lacustres e estuarinos dependem, principalmente, de três fontes: (1) materiais geológicos produzidos por erosão dos substratos de captação ou solos; (2) particulado transportado por via eólica; e (3) dissolução e formação de novos minerais resultado da diagênese. As duas primeiras fontes são controladas diretamente por fatores externos como clima, intemperismo e/ou vento. A terceira fonte de minerais magnéticos – a formação de minerais autigênicos em sedimentos lacustres e estuarinos – depende da produtividade aquática, que está diretamente relacionada com a disponibilidade de nutrientes.

Reações químicas que ocorrem durante a diagênese podem ser determinantes para as propriedades magnéticas dos sedimentos lacustres. O grau em que as reações diagenéticas afetam os sedimentos depende principalmente da interação entre o fornecimento e o tipo de matéria orgânica e o teor de oxigênio das águas de fundo e das águas dos poros dos sedimentos. Rios, lagos e estuários são caracterizados por receberem um grande volume de material terrígeno e carbono orgânico. Nestes ambientes, os sedimentos mais superficiais são oxidados pelo contato com a água, enquanto sedimentos subjacentes se tornam rapidamente anóxicos devido à degradação intensa da matéria orgânica por microorganismos e pela rápida acumulação de sedimentos, que impede a difusão descendente de oxigênio das águas de fundo. Isto resulta em uma divisão em diferentes zonas, que são caracterizadas por um nível superior óxico, que preserva o conteúdo de mineral magnético detrítico, um segundo nível subóxico, onde a magnetita começa a ser

dissolvida, e um terceiro nível anóxico onde a maioria dos minerais magnéticos detríticos remanescentes também é dissolvida. Esta primeira mudança diagenética está acompanhada pela presença de greigita autigênica, primeiramente como partículas superparamagnéticas (SP) na zona intermediária, e, eventualmente, como partículas domínio simples (SD) na zona inferior (Rey *et al.*, 2000; 2005; Emiroglu *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2004; Roberts & Weaver, 2005; Kawamura *et al.*, 2007; Rowan *et al.*, 2009; Mohamed *et al.*, 2011).

Apesar das implicações da diagênese precoce em registros sedimentares, poucos estudos com alta resolução para caracterização dos processos diagenéticos têm como foco este tipo de ambiente (Emiroglu *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2004; Mohamed *et al.*, 2011). A mobilidade de elementos traço e terras raras em sedimentos que podem ser depositados em áreas urbanas, por exemplo, é controlada por um estado redox dos sedimentos rasos (*e.g.*, Caetano *et al.*, 2009)

Por estar situado entre a Planície Costeira, no litoral do Rio Grande do Sul, e o Escudo Cristalino, na região central do estado, o Rio Guaíba tende a apresentar sedimentos com uma mineralogia magnética variada, alterada por processos de oxirredução devido ao soterramento progressivo. Somam-se também os sedimentos provenientes da região norte do estado, transportados pelo Rio Jacuí.

As medidas paleomagnéticas efetuadas em amostras coletada em testemunhos do Rio Guaíba permitem uma interpretação das propriedades magnéticas dos sedimentos de fundo do rio, como tamanho de grão magnético, concentração de minerais magnéticos e mineralogia magnética. Também é possível identificar zonas onde as configurações das propriedades magnéticas são variáveis conforme a profundidade, bem como os minerais magnéticos contidos nos sedimentos.

Neste trabalho de conclusão de curso são mostradas as variações dos parâmetros magnéticos em função da profundidade dos sedimentos coletados. Também são evidenciadas as variações da mineralogia magnética devido à influência dos processos diagenéticos nos sedimentos do Rio Guaíba, Rio Grande do Sul.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Rio Guaíba localiza-se na porção leste do estado do Rio Grande do Sul, banhando os municípios de Porto Alegre, Guaíba, Eldorado do Sul, Barra do Ribeiro e Viamão. Os dois pontos de coleta das amostras (

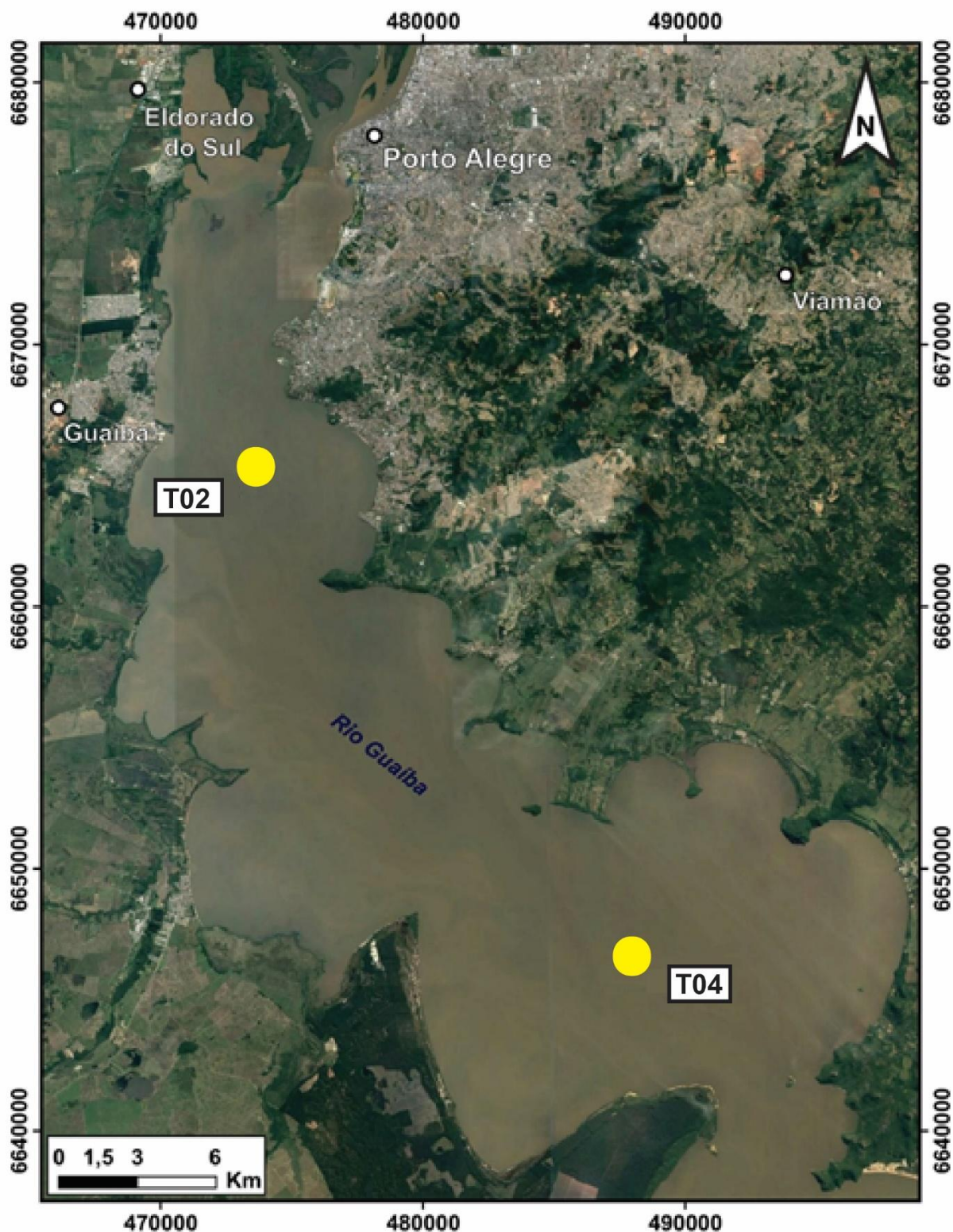


Figura 2) estão locados de modo que seja possível relacionar as variações nas propriedades magnéticas de acordo com sua distribuição.

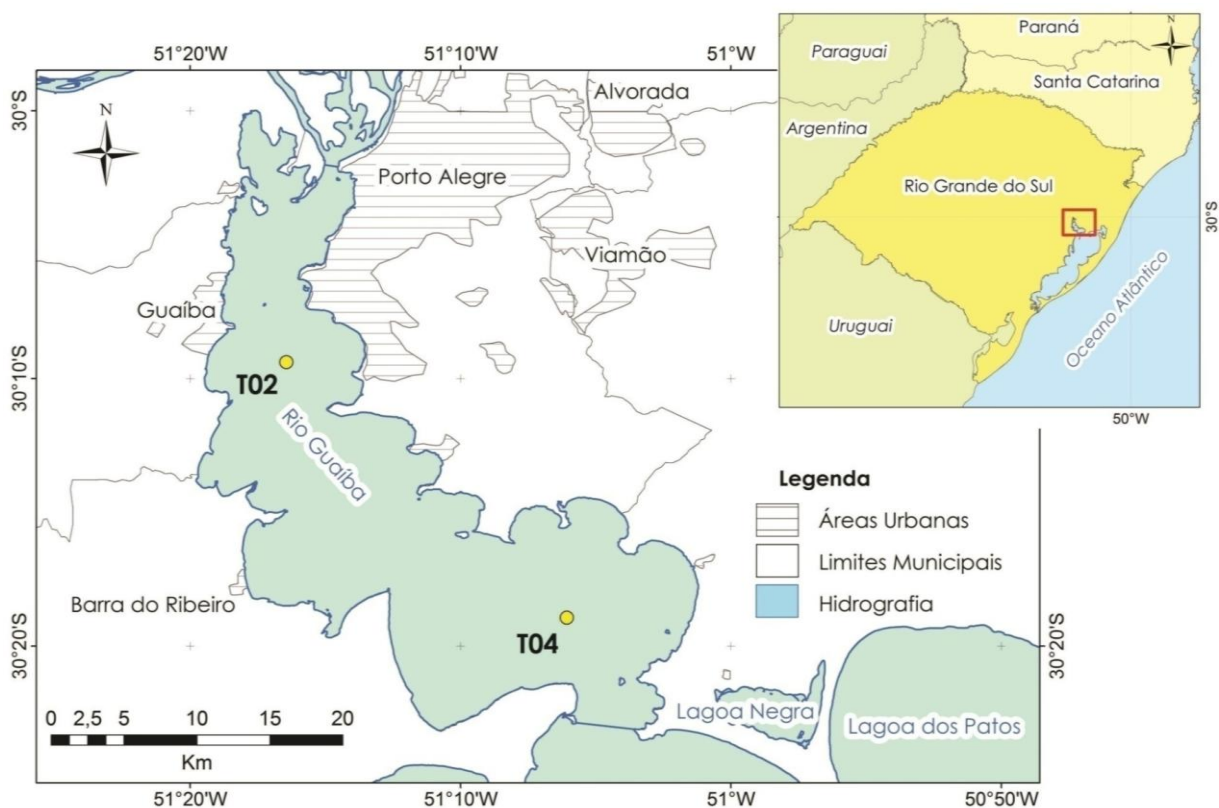


Figura 1 - Localização dos testemunhos no Rio Guaíba. O testemunho T02 localiza-se próximo à zona sul da cidade de Porto Alegre, enquanto o testemunho T04 foi coletado próximo à ponta de Itapuã. São esperados nos padrões de paleomagnetismo reflexos devido às influências dos rios afluentes do Guaíba e da região metropolitana, e do transporte de sedimentos até o ponto final da extensão do rio.

1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E HIPÓTESES

A fração de grãos magnéticos de sedimentos, usualmente composta por hematita, magnetita, maghemita, ou um sulfeto de ferro (Evans & Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012) é variável, porém obedece a alguns fatores controladores. A composição da mineralogia magnética pode ser modificada pelas condições climáticas durante ou após a deposição dos sedimentos. Estas mudanças afetam as propriedades magnéticas dos sedimentos que dependem do tamanho de grão e composição mineralógica, tais como a susceptibilidade magnética, coercividade e a magnetização remanente. Estes parâmetros magnéticos podem atuar como um *proxy* das mudanças paleoclimáticas (e.g., Liu *et al.*, 2012; Maher *et al.*, 2013), onde numerosos estudos vêm sendo desenvolvidos para os processos envolvidos e suas implicações.

O Rio Guaíba, situado na porção leste do estado do Rio Grande do Sul, possui registros sedimentares do Holoceno depositados ao longo de cerca de seus 50 km de extensão. Está localizado entre a borda leste do Escudo Cristalino e a borda oeste da Planície Costeira. É exutório de oito sub-bacias que captam água das regiões norte e nordeste do Rio Grande do Sul, incluindo ao todo cerca de 250 municípios, na região mais povoada do estado. Esta área dissecada pelos contribuintes do Rio Guaíba é composta por rochas vulcânicas, plutônicas e sedimentares, transportando um grande volume de sedimentos através dos rios Jacuí, dos Sinos, Taquari e Gravataí.

Os sedimentos de maiores dimensões provenientes dos rios afluentes são retidos ao encontrarem o corpo mais volumoso de água que compõe o Guaíba, dando origem ao delta do Rio Jacuí, enquanto os sedimentos de menor escala são carregados até maiores distâncias. Estes, mais finos, preservam com maior facilidade as propriedades magnéticas supracitadas.

O Rio Guaíba vem sendo estudado do ponto de vista geológico durante as últimas décadas (e.g., Cunha, 1971; Toldo Jr., 1994). No entanto, estudos de magnetismo ambiental nunca foram realizados. Em 2014 foram coletados dois

testemunhos ao longo do Rio Guaíba (

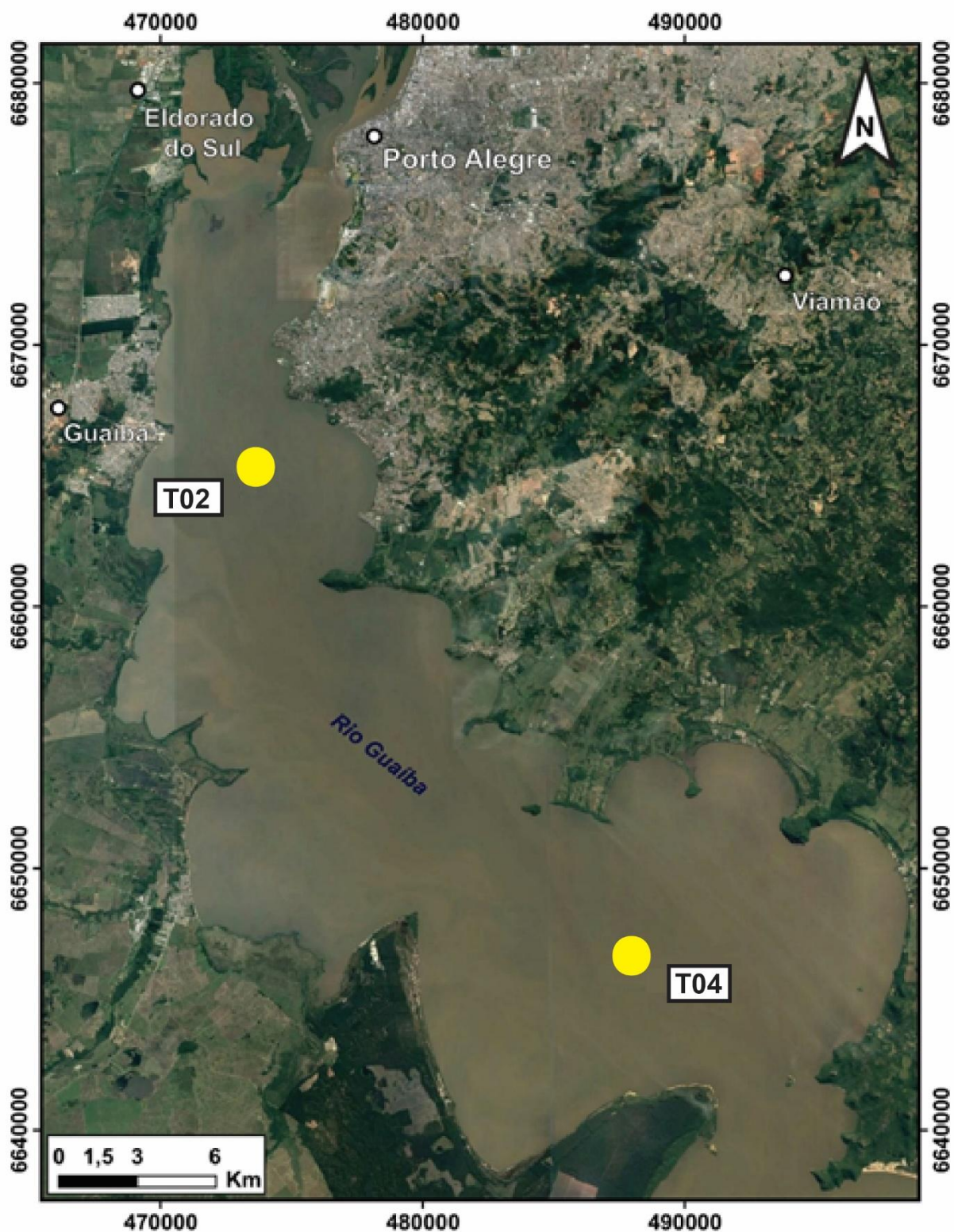


Figura 2), distribuídos ao longo do mesmo (Tabela 1), com o intuito de investigar as seguintes questões científicas: qual o portador magnético nos sedimentos de

fundo do Rio Guaíba, e quais suas características em relação à concentração, tamanho de grão e mineralogia?

Sabe-se que os sedimentos que chegam ao Guaíba provêm de locais com diferentes configurações geológicas, e que são submetidos sucessivamente a processos de erosão, transporte e deposição. Devido às premissas apontadas anteriormente, levantou-se a hipótese de que há uma mistura de minerais magnéticos, de diferentes proveniências, que sofreram diferentes processos de magnetização secundária. Os portadores devem ser produtos de alteração decorrentes de intemperismo, transporte e processos de oxirredução.

Tabela 1 – Coordenadas UTM de cada testemunho coletado.

Testemunho	Coordenada UTM
T02	474147 m E 6664138 m N 22J
T04	489690 m E 6645750 m N 22J

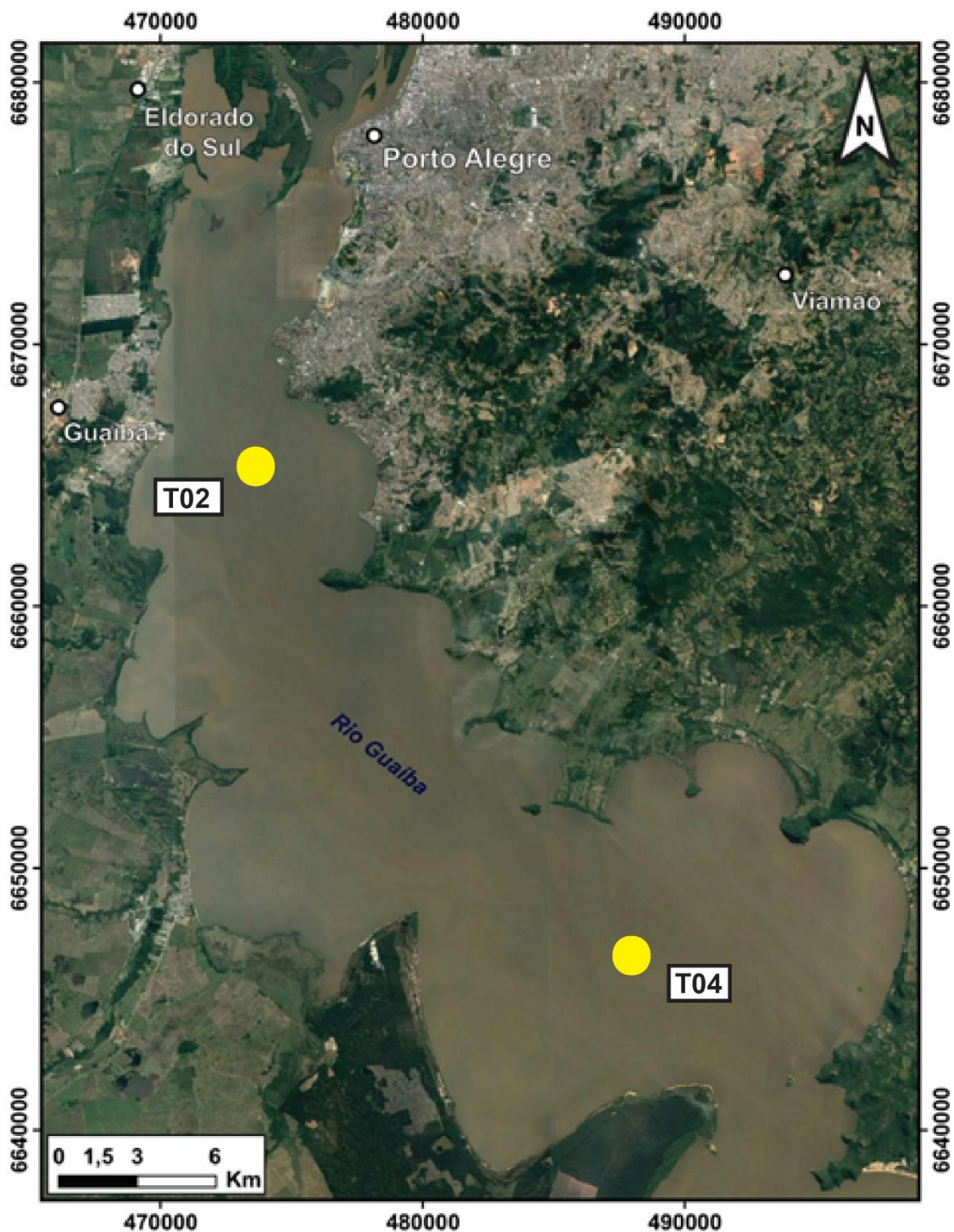


Figura 2 – Área de estudo, o Rio Guaíba e os municípios mais próximos (círculos brancos): Porto Alegre, Guaíba, Eldorado do Sul e Viçosa. Os testemunhos coletados estão representados pelos pontos amarelos. Imagem obtida com o auxílio do *software Google Earth Pro*.

1.3. JUSTIFICATIVA

As propriedades magnéticas dos sedimentos refletem sua concentração, tamanho e forma dos grãos, e servem como base para o que chamamos de “magnetismo ambiental” (Thompson & Oldfield, 1986; Verosub & Roberts, 1995; Maher & Thompson, 1999; Evans & Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012). Os parâmetros do magnetismo ambiental servem como uma ferramenta muito importante para a compreensão das variações de fontes e de ambiente redox.

1.4. OBJETIVOS

O objetivo geral deste projeto é obter as variações dos parâmetros de magnetismo ambiental de sedimentos coletados ao longo do Rio Guaíba. Foram medidas as amostras paleomagnéticas coletadas nos testemunhos armazenados no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO). As amostras foram analisadas no Laboratório de Paleomagnetismo e Geomagnetismo da Universidade de São Paulo (USP). Os objetivos específicos do projeto são (1) identificar o portador magnético dos sedimentos; e (2) analisar a variação dos parâmetros de concentração de acordo com a profundidade para determinar zonas magnéticas.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. CARACTERIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GUAÍBA

O estado do Rio Grande do Sul pode ser dividido em três grandes regiões hidrográficas: Região Hidrográfica do Litoral, que ocupa a porção leste do território gaúcho, a Região Hidrográfica do Uruguai, situada nas regiões norte e oeste, e, por fim, a Região Hidrográfica do Guaíba, que abrange o centro e nordeste do estado. Nesta última região encontra-se a Bacia Hidrográfica do Rio Guaíba (BHRG), no leste do Rio Grande do Sul.

A BHRG recebe volumes de água provenientes de outras oito bacias, com destaque para importantes bacias hidrográficas do estado, como as dos rios Gravataí, Sinos, Caí e Jacuí, suas maiores contribuintes (Andrade Neto *et al.*, 2012). Ela desempenha um papel fundamental no transporte, irrigação, abastecimento de água potável e efluentes para a região. Além disso, o Rio Guaíba compreende um dos sistemas de água doce mais importantes no Rio Grande do Sul. O Rio Guaíba está encaixado nas terras baixas entre o Escudo Cristalino Sul-Riograndense e a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Nicolodi *et al.*, 2010). A bacia é constituída por sedimentos provenientes de rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, tendo como principais fontes as formações pleistocênicas (Cunha, 1971; Toldo Jr., 1994).

Segundo Delaney (1965), a área comportada pelo sistema da BHRG é constituída por formações do Escudo Sul-Riograndense (35% da área drenada), pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral (35%), pelas formações da faixa sedimentar da Bacia do Paraná (20%) e por sedimentos da Planície Costeira (10%) (Figura 3).

Villwock (1972) indica que os rios que drenam a região da Formação Serra Geral, no planalto do Rio Grande do Sul, transportam uma maior quantidade de carga em suspensão em relação aos rios que percorrem a região do Escudo Cristalino. Estes últimos são rios maduros, que contribuem de forma menos significativa em relação àqueles.

Roisenberg *et al.*, (2000) definiram, sobre as rochas basálticas da Formação Serra Geral, a seguinte mineralogia: plagioclásio, augita, pigeonita, titanomagnetita. Apatita e ortopiroxênio são raros. O vulcanismo ácido constituído por riolitos,

riodacitos e quartzo-latitos possui mineralogia comporta por plagioclásio, augita, pigeonita, titanomagnetita e raramente apatita e ortopiroxênio. Em relação ao presente trabalho, é importante ressaltar a presença de titanomagnetita, que, devido ao seu comportamento magnético, pode constituir um importante portador de magnetização nos sedimentos que chegam ao rio.

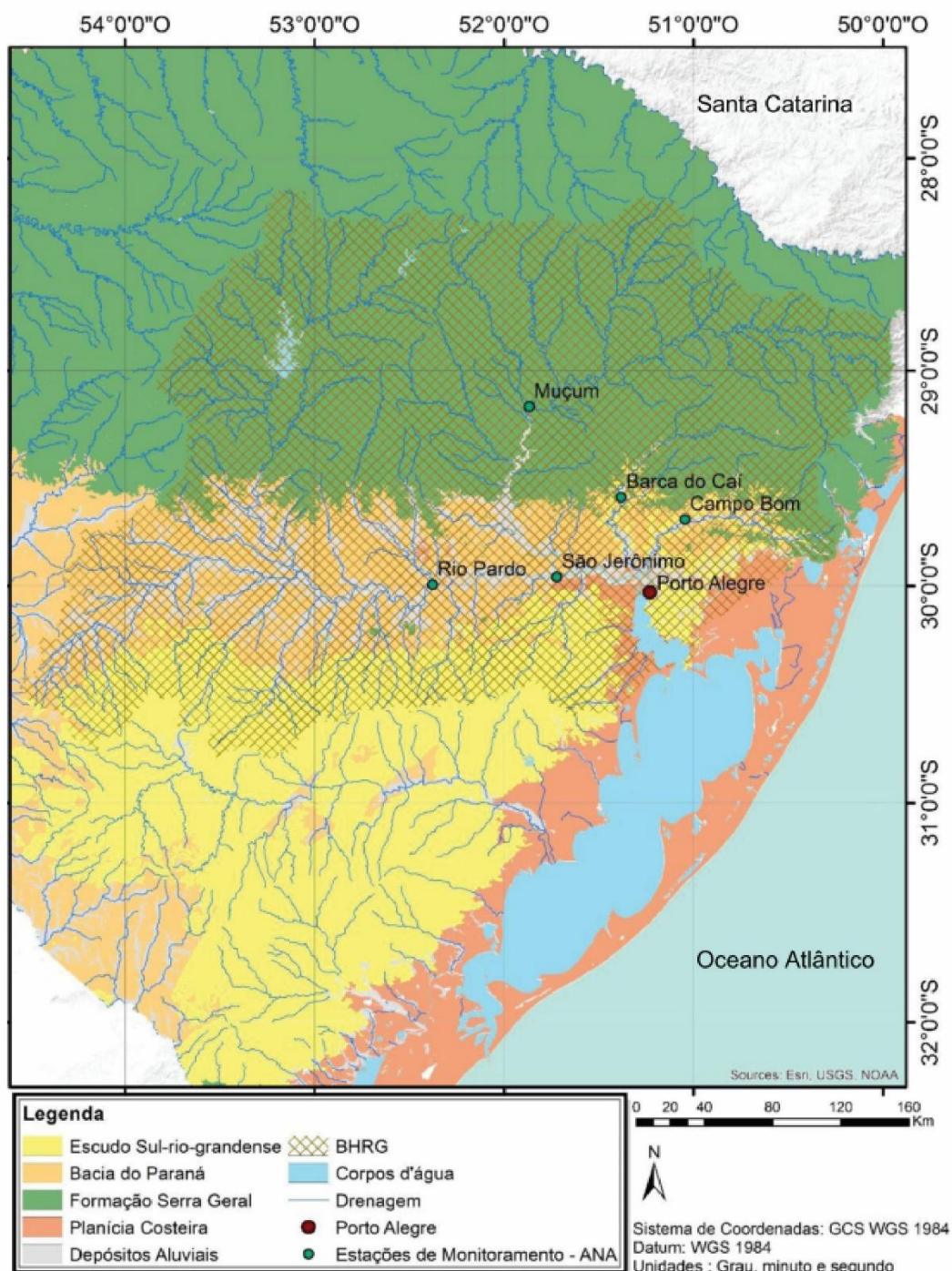


Figura 3 – Mapa sobreposto a BHRG e a configuração geológica do estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) (2015), citado por Kirchhof (2015).

Os tributários perdem competência para transportar sedimentos ao ingressarem na bacia deposicional do Guaíba, devido à sua grande dimensão. Esta diminuição no poder de transporte dos corpos d'água retém os sedimentos mais grossos neste ponto, dando origem ao delta do Rio Jacuí. Enquanto isso, plumas de sedimentos finos ingressam no rio como material em suspensão (Toldo Jr., 1989; Nicolodi *et al.*, 2010).

A área ocupada pelo rio é de cerca de 500 km², e o comprimento é de aproximadamente 50 km. Sua profundidade varia entre 2 m e 31 m, e sua largura pode variar de 900 m a 19 km. A margem oeste apresenta majoritariamente pontas arenosas, enquanto a margem leste é composta por formações graníticas (Andrade Neto *et al.*, 2012).

Segundo Pereira *et al.* (2013), as diferenças percentuais entre a entrada e saída de volume de água mantêm-se menor que 1%, o que sugere que o rio se mantém com a mesma quantidade de água em um sentido global, após as variações sazonais. Mudanças na velocidade do vento causam as oscilações diárias no nível do Guaíba, que são relativamente regulares. Direção do vento, força de Coriolis e a maré em Rio Grande (no estuário da Lagoa dos Patos) agem como fatores secundários que influenciam as oscilações (Nicolodi *et al.*, 2010).

Ainda conforme Nicolodi *et al.* (2010), a intensidade da sedimentação do Guaíba pode ser relacionada à medida pelas taxas de longo período, registradas por Toldo Jr *et al.* (2000) da Lagoa dos Patos, com valores médios de 0,52 mm/ano pelo método ¹⁴C. Contudo, taxas de curto período, obtidas pelo método ²¹⁰Pb, realizadas em amostras do topo dos testemunhos indicam aumento significativo de 3,5 e 8,3 mm/ano para os últimos 150 anos (Martins *et al.*, 1989). Estes resultados são consequência da ação antrópica em torno dos afluentes do Rio Guaíba, relacionada à agricultura.

2.2. CICLO DOS MINERAIS DE FERRO NA NATUREZA

O magnetismo ambiental está intimamente ligado ao ciclo global do ferro pelo ambiente (Figura 4), através de processos físicos, químicos e biológicos. Este ciclo se estende por diferentes escalas, desde movimentações globais, como em ambientes desérticos, processos bioquímicos nos oceanos e processos climáticos

(Jickells *et al.*, 2005; Maher *et al.*, 2010), até transformações locais de óxidos de ferro como a magnetita, maghemita, goethita, sulfetos de ferro, comuns em solos, e sedimentos eólicos, com ou sem influência biológica de micróbios (Cornell & Schwertmann, 2003; Malki *et al.*, 2006).

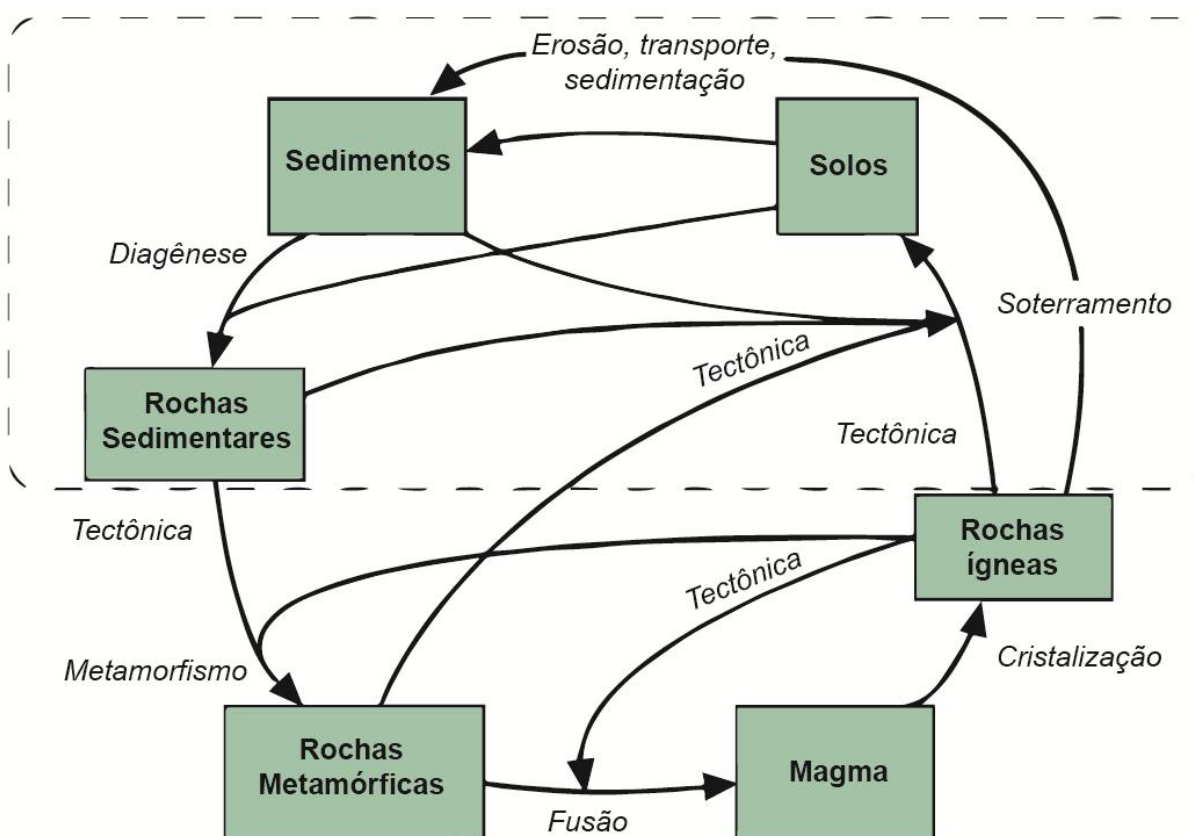


Figura 4 - Ciclo tectônico das rochas, extraído de Liu *et al.*, (2012). Baseado em Wilson (1966) e Whitmeyer *et al.*, (2007). O retângulo tracejado destaca as etapas principais no estudo do paleomagnetismo.

Os minerais magnéticos são formados na cristalização de rochas ígneas. A magnetita é o mineral magnético mais comum em rochas plutônicas continentais e oceânicas, como mineral primário ou como resultado de alteração de outros minerais (alteração hidrotermal, serpentinização). Rochas continentais intrusivas e plutônicas podem conter também pirrotita. A titanomagnetita é comum em basaltos subaquosos, que também possuem titanomaghemita, enquanto, titanohematita é comum em rochas vulcânicas félsicas. Por passarem por resfriamento lento, minerais magnéticos em rochas intrusivas e plutônicas tipicamente cristalizam em grãos de maiores dimensões em relação aos hospedados em rochas extrusivas (Dunlop & Özdemir, 1997).

Após o primeiro contato das rochas ígneas com o ar ou água inicia-se o intemperismo. Em ambiente subaéreo pode ocorrer a formação de solos. Os minerais magnéticos existentes são então desconectados da rocha parental, fase na qual estão mais propensos a sofrerem alterações que podem formar novos minerais magnéticos autigênicos. Os minerais magnéticos mais comuns em solos são a maghemita, goethita, hematita e magnetita (e.g., Liu *et al.*, 2012).

Na medida em que são erodidos pela água, gelo ou vento, os minerais magnéticos preexistentes ou autigênicos estão susceptíveis ao transporte, que pode ser causado por uma gama de mecanismos, e depositados sob condições subaéreas ou subaquosas (Maher, 2011). Pode haver posterior alteração química ou cominuição física durante o transporte. Contudo, minerais magnéticos são em sua maioria bem preservados após a deposição.

Com o soterramento, processos diagenéticos em certas condições podem levar à substituição de minerais magnéticos detríticos por minerais magnéticos autigênicos devido à dissolução e recristalização. Tipicamente, os minerais magnéticos autigênicos mais presentes são a hematita e a magnetita. Greigita e pirrotita formam-se sob condições anóxicas. Soterramento profundo ou aquecimento colocam as rochas sedimentares no campo do metamorfismo, o qual envolve alterações químicas importantes, dependentes das condições de temperatura e pressão. Magnetita e pirrotita, em menor escala, são os minerais magnéticos tipicamente formados nas rochas metamórficas. O aumento da temperatura causa a fusão, iniciando-se novamente o ciclo.

As inúmeras repetições deste ciclo, ou de alguns processos dele, formaram, durante o tempo geológico, a imensa variedade de solos, sedimentos e rochas observada na natureza, cada uma com uma assembléia particular de minerais magnéticos, causada pelas variadas condições físicas e químicas à qual foi submetida (Liu *et al.*, 2012).

Atividades biológicas também podem estar intimamente ligadas aos processos físicos e químicos na formação dos minerais em questão. Exemplos de processos biológicos incluem degradação e fermentação de matéria orgânica em solos e durante a diagênese incipiente. Até mesmo a atividade antrópica, atualmente, tem

um importante papel na pedogênese, alteração na carga de sedimentos transportados ou formação artificial (leia-se industrial) de minerais magnéticos.

O magnetismo ambiental tem como foco de estudo processos que guiam o ciclo do ferro na superfície terrestre ou a profundidades rasas, sejam elas intemperismo, formação de solos, erosão, transporte e acumulação de sedimentos e reações de diagênese incipiente.

2.3. FÍSICO-QUÍMICA DO CICLO DO FERRO EM MINERAIS MAGNÉTICOS

O magnetismo ambiental é um eficiente registro de alterações no ambiente, sejam elas climáticas, hidrológicas ou mesmo antropogênicas. Estas mudanças são refletidas pela deposição e/ou alteração química de íons de Fe^{+2} e Fe^{+3} presentes em óxidos de ferro (magnetita, maghemita, hematita) oxihidróxidos de ferro (goethita, ferridrita), sulfetos de ferro (greigita, pirita, pirrotita) ou carbonatos (siderita). A transferência de elétrons entre Fe^{+2} e Fe^{+3} é altamente favorável, e qualquer transformação altera o momento magnético inicial. As técnicas magnéticas possuem sensibilidade suficientemente alta para detectar estas características. Como exemplo, pode-se citar a conversão de magnetita em greigita, que carrega informações acerca do ambiente em condição de redução causada pela degradação da matéria orgânica (Roberts *et al.*, 2011).

Quando se refere ao ciclo do ferro, entenda-se “migração de íons de Fe da estrutura de um mineral (por exemplo, goethita) para outro (por exemplo, magnetita), com a possibilidade de migração reversa, caso as condições mudem para um estado reverso” (Liu *et al.*, 2012). Quando um íon de Fe^{+2} se torna Fe^{+3} , ocorre um aumento de 25% na magnetização. O mesmo é válido no sentido inverso, portanto, com um decréscimo de 25% na magnetização.

A transferência eletrônica é também muito importante para o ciclo do ferro em sedimentos formados em condições subóxicas e anóxicas. Em ambientes sedimentares, a decomposição da matéria orgânica soterrada envolve o uso sucessivo de O_2 , NO_3^- (sob condições óxicas), MnO_2 , Fe_2O_3 , FeOOH (sob condições subóxicas), SO_4^{2-} , e CO_2 (sob condições anóxicas) como elétron receptores, que são usados sequencialmente na ordem oposta à energia livre que as suas reduções produzem (Froelich *et al.*, 1979). Quando a degradação da matéria orgânica ocorre

em condições subóxicas, os óxidos de ferro serão progressivamente dissolvidos (e.g., Rowan *et al.*, 2009). A reação do Fe^{2+} liberado pela redução do ferro com sulfetos dissolvidos (H_2S e HS^-) formado pela redução do SO_4^{+2} provoca a precipitação de sulfetos de ferro autigênico, como a greigita ferrimagnética (Roberts & Turner, 1993; Reynolds *et al.*, 1994, 1999; Roberts *et al.*, 2011).

2.4. FORMAÇÃO DE GREIGITA EM AMBIENTES NATURAIS

Juntamente com os óxidos de ferro citados acima, há outro mineral, porém sulfetado, que surge como importante material magnético nas rochas: a greigita. Esta foi formalmente nomeada na década de 1960, em sedimentos lacustres da Califórnia, datados do Mioceno (Skinner *et al.*, 1964). Nas décadas de 1990 e 2000, a greigita foi amplamente descrita como componente de ambiente anóxicos marinhos e lacustres. Esta tendência crescente no surgimento da greigita pode ser atribuída ao aprimoramento dos equipamentos e análises no magnetismo de rochas, pois mesmo quantidades muito baixas deste mineral podem ter seu sinal magnético detectado.

A greigita é formada em ambientes onde ocorre a redução de sulfatos, como uma precursora da pirita, em associação com a degradação de matéria orgânica por bactérias (Figura 5). A greigita também é sintetizada e formada pelas chamadas bactérias magnetotáticas. A greigita biogênica vem sendo encontrada em vários ambientes anóxicos recentes (e.g., Farina *et al.*, 1990; Bazylinski *et al.*, 1993; Lins *et al.*, 2007) e também em magnetofósseis (Vasiliev *et al.*, 2008). A greigita biogênica contribui significativamente na magnetização deste sedimentos.

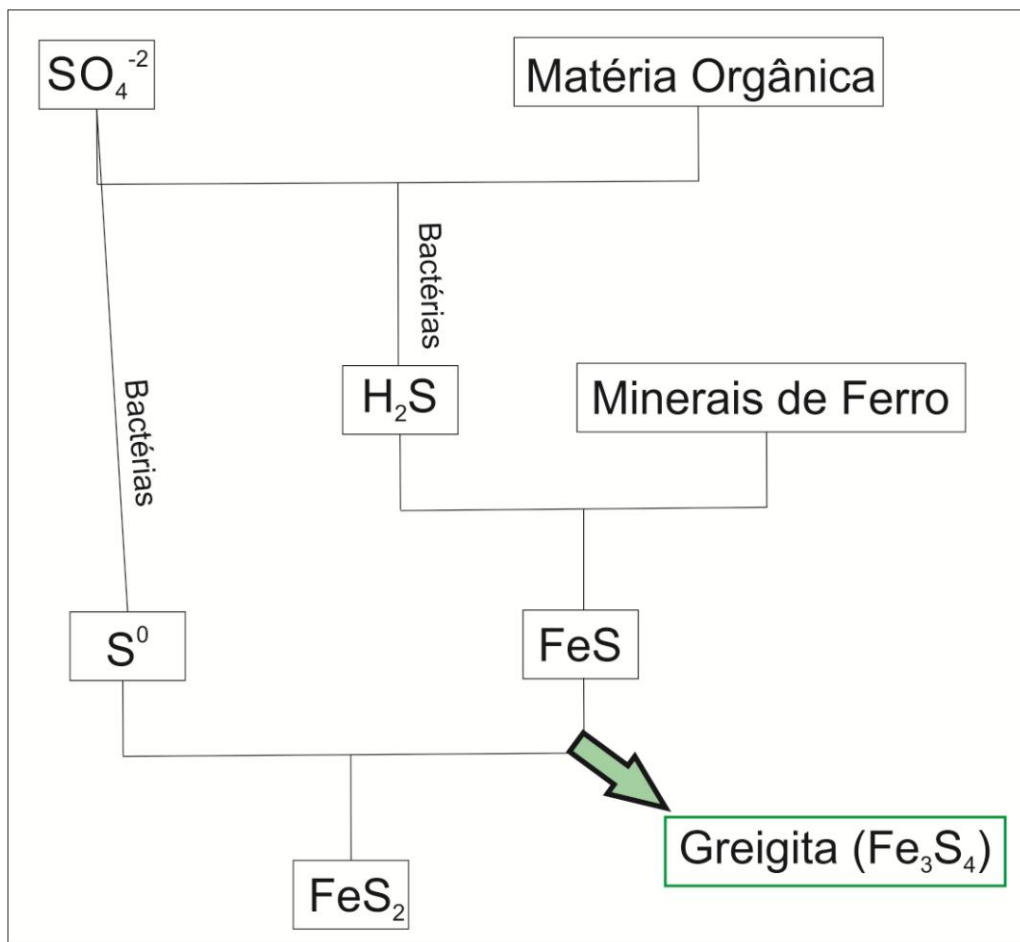


Figura 5 - Esquema representando a formação de pirita sedimentar, com destaque para a etapa em que surge a greigita. Adaptado de Chang (2009).

2.5. PRINCÍPIOS E APLICAÇÕES DO MAGNETISMO AMBIENTAL

Sedimentos que sofreram deposição em corpos fluviais durante o Holoceno são capazes de incorporar as mudanças nos registros cronológicos, físico-químicos e magnéticos relacionados às suas áreas-fonte e propriedades mineralógicas e texturais (Evans & Heller, 2003). Os processos físicos e químicos aos quais estes sedimentos estão sujeitos (erosão, transporte, deposição e intemperismo) estão, muitas vezes, conectados a efeitos causados pelas mudanças paleoambientais (Liu *et al.*, 2012). Dessa forma, a fração de grãos magnéticos destes sedimentos, geralmente composta por minerais como hematita, magnetita, maghemita, titanomagnetita e greigita, está sujeita a alterações causadas por diferentes condições ambientais, que podem ocorrer em qualquer uma das etapas do processo, isoladamente ou em progressão, somadas umas às outras (Evans & Heller, 2003; Liu *et al.*, 2012). Estas mudanças afetam as propriedades magnéticas

dos sedimentos que dependem do tamanho de grão e composição mineralógica, como por exemplo, a susceptibilidade magnética (χ), coercividade e a magnetização remanente. A interpretação destes parâmetros magnéticos pode fornecer informações acerca das mudanças ambientais pretéritas (e.g., Liu *et al.*, 2012; Maher *et al.*, 2013).

Alterações no conteúdo de sedimentos ferrimagnéticos (em termos de concentração, mineralógicos, e texturais) estão relacionadas ao clima através de processos como: maturidade do solo na bacia, agente responsável pela erosão, disponibilidade de carbono orgânico e processos pós-deposicionais. (Liu *et al.*, 2012). O magnetismo em sedimentos é controlado pela composição química, abundância e tamanho de grão de diferentes óxidos de ferro.

O desenvolvimento do solo, assim como o agente erosivo, tem influência sobre os minerais magnéticos em uma assembléia mineralógica. Isto ocorre porque a atividade biológica altera os níveis de carbono orgânico, que contribuem para a destruição de óxidos de ferro litogênicos, além de alimentar o crescimento de minerais magnéticos secundários (e.g., magnetita biogênica) (Liu *et al.*, 2012).

Nos solos, os óxidos de ferro mais abundantes (em volume) são a goethita (α -FeOOH) e a hematita (α -Fe₂O₃) (e.g., Maxbauer *et al.*, 2016a). Ambos são antiferromagnéticos, produzindo fracas magnetizações permanentes. Já a magnetita (Fe₃O₄) e a maghemita (γ -Fe₂O₃), que são ferrimagnéticas com forte magnetização, são muito menos abundantes. Contudo, apesar da menor concentração, costumam responder muito melhor às medidas magnéticas.

A magnetita (Fe₃O₄) é um mineral magnético composto pelos óxidos de ferro II e ferro III. Os sítios tetraédricos são ocupados pelo ferro III, enquanto os octaédricos possuem tanto Fe⁺² quanto Fe⁺³. Os *spins* dos dois sítios estão alinhados antiparalelamente, e o desequilíbrio causado pelo Fe⁺² é o responsável pelo ferrimagnetismo da magnetita. Já a maghemita (γ -Fe₂O₃) é composta somente pelo Fe⁺³. Sendo assim, seu ferrimagnetismo surge devido às vacâncias nos sítios octaédricos, que causam o desequilíbrio entre os *spins* dos dois tipos de sítios.

Valores típicos de susceptibilidade magnética para a magnetita são da ordem de $\sim 500 \times 10^{-6}$ m³/kg. A maghemita apresenta valores ligeiramente mais baixos. (Maher,

2007). A magnetização de saturação (M_S) é de cerca de 92 Am²/kg e de cerca de 74 Am²/kg para a magnetita e para a maghemita, respectivamente (Liu *et al.*, 2012).

Tanto a hematita (α -Fe₂O₃) quanto a goethita (α -Fe-OOH) são minerais “antiferromagnéticos”. Segundo Cornell *and* Schwertmann (2003), são os óxidos de ferro mais estáveis e de maior abundância nos solos. Devido às suas propriedades antiferromagnéticas, produzem magnetizações relativamente fracas (Liu *et al.*, 2012).

Os valores de susceptibilidade hematita e da goethita são semelhantes. Pode-se dizer que são cerca de 3 ordens de magnitude mais fracas que os minerais ferrimagnéticos. (Dekkers, 1989; Maher, 2007). Tipicamente, sua M_S não apresenta valores tão constantes. Consideram-se razoáveis os valores próximos de 0,4 Am²/kg, para a hematita pura, e de 0,05 a 0,30 Am²/kg para a goethita. (Dekkers, 1989; Ozdemir & Dunlop, 2014).

Em oposição aos minerais ferrimagnéticos de baixa coercividade, a hematita e goethita possuem altas coercividades, pois exigem a aplicação de altos campos até sua total saturação, ou seja, até o alinhamento de seus momentos magnéticos.

Logo, há necessidade de se determinar as diferentes origens da assembleia magnética dos sedimentos para que se faça uma interpretação confiável. Para tanto, há uma vasta gama de técnicas do magnetismo ambiental que podem ser utilizadas para indicação da proveniência e estimativa da distância percorrida pelos sedimentos em um sistema fluvial (Liu *et al.*, 2012).

2.5.1. DOMÍNIOS MAGNÉTICOS

Qualquer partícula magnética está configurada de maneira que o balanço de energias de sua magnetização seja o mais estável possível. Particularmente, o tamanho de grão magnético é definidor do tipo de domínio magnético do mineral. Com o aumento no tamanho de grão, a partícula exhibe os seguintes comportamentos, em sequência: superparamagnética (SP), domínio simples (SD), pseudo domínio simples (PSD) e multidomínio (MD).

As partículas do tipo SD possuem magnetização uniforme por todo o grão. Os grãos deste tipo possuem alta estabilidade magnética, segundo experimentos de

Dunlop *and* Ozdemir (1997). Esta propriedade torna-os ótimos registros do campo magnético terrestre. Tipicamente, os minerais SD são de alta coercividade e remanência.

As partículas SP exibem comportamento similar ao de materiais paramagnéticos, e não possuem remanência. Podem ser magnetizadas somente sob a aplicação de um campo. Essencialmente, são grãos do tipo SD com magnetização uniforme, porém instável.

Conforme o tamanho de grão aumenta, a estabilidade energética diminui. Após um ponto crítico, a magnetização da partícula é dividida em múltiplos domínios magnéticos, cada qual com magnetização uniforme, formando-se os grãos do tipo MD. Teoricamente, estes grãos são magneticamente instáveis. Stacey (1963) propôs que pequenas partículas MD que apresentassem estabilidade magnética fossem denominadas PSD.

3. METODOLOGIA

O presente trabalho segue uma metodologia baseada em medições paleomagnéticas, executadas no Laboratório de Paleomagnetismo e Geomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP), em São Paulo, e posterior análise destes resultados (Figura 6). Para se obter uma maior gama de informações sobre os testemunhos analisados, também foi feito uso do microscópio eletrônico de varredura presente no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

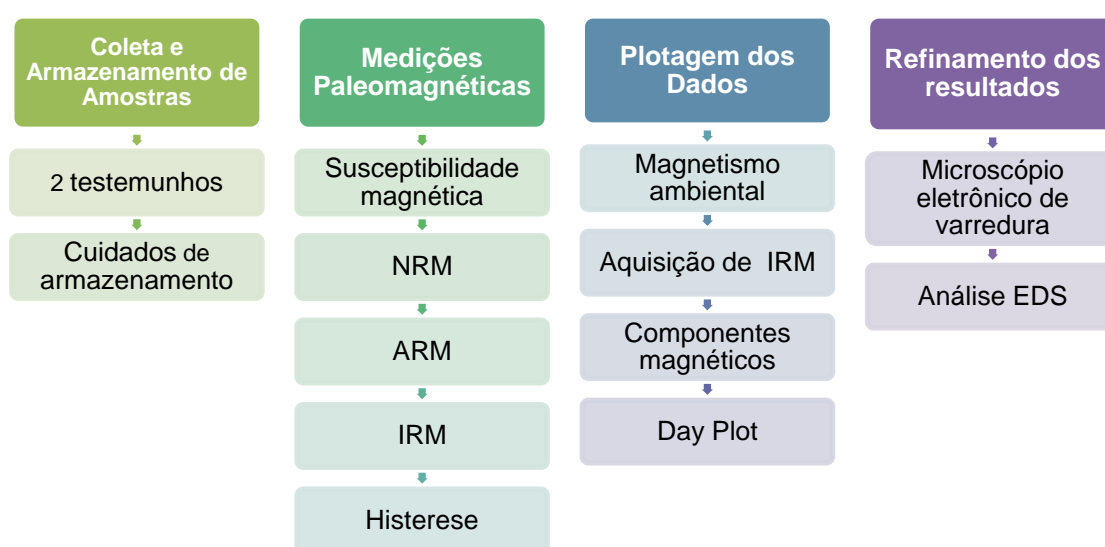


Figura 6 - Fluxograma das atividades desenvolvidas no decorrer do Projeto Temático.

3.1. PRINCIPAIS PARÂMETROS ANALISADOS

Em magnetismo ambiental, as medidas magnéticas indicam basicamente três diferentes parâmetros: a concentração de minerais magnéticos, o tamanho de grão magnético e a mineralogia magnética, ou seja, os diferentes componentes magnéticos que podem estar presentes nos sedimentos (Tabela 2). Valores de coercividade (“facilidade” com que o mineral alinha seus momentos magnéticos a partir da aplicação de um campo externo) são determinantes para as medidas de tamanho de grão e mineralogia magnética.

Tabela 2 – Compilação das técnicas utilizadas, juntamente com as informações obtidas

Informação	Técnica
Concentração de minerais magnéticos	<ul style="list-style-type: none"> - Magnetização Remanente Natural (NRM) - Magnetização Remanente Anisterética (ARM) - Magnetização Remanente Isotérmica (IRM) - Susceptibilidade Magnética (χ) - Magnetização de Saturação (Ms)
Tamanho de grão do mineral magnético	<ul style="list-style-type: none"> - ARM_{100mT} - Razão ARM_{100mT}/SIRM - χ_{FD}
Mineralogia magnética	<ul style="list-style-type: none"> - SIRM - Razão-S - HIRM

As medidas de concentração de minerais magnéticos consistem em distintos processos de magnetização nos quais diferentes grupos de minerais magnéticos (variáveis em coercividade) são afetados.

3.1.1. CONCENTRAÇÃO DE MINERAIS MAGNÉTICOS

A concentração de minerais magnéticos é um valor medido a partir da remanência do material. Esta remanência é resultante da intensidade com que o mineral está magnetizado após ser removido de um campo externo. Normalmente, as medidas magnéticas são normalizadas pela massa da amostra, assim, sua unidade é Am²/kg.

A magnetização remanente anisterética (ARM), assim como a magnetização remanente isoterma (IRM), são indicadoras da quantidade de minerais de baixa coercividade na amostra, como, por exemplo, a magnetita (Fe₃O₄). Contudo, a susceptibilidade magnética (χ) é a medida mais utilizada como indicador da concentração de minerais magnéticos.

3.1.2. TAMANHO DE GRÃO DOS MINERAIS MAGNÉTICOS

O tamanho de grão dos minerais magnéticos tem larga influência sobre as propriedades magnéticas dos minerais. Foi obtido a partir de razões entre diferentes parâmetros magnéticos. No presente trabalho foram calculadas as seguintes razões:

- ARM_{100mT} : quantidade relativa entre magnetita fina e magnetita grossa;

- ARM_{100mT}/IRM : como a ARM reflete melhor a quantidade de grãos finos em relação à IRM, esta razão também pode ser utilizada como uma medida de tamanho de grão magnético.

- χ_{FD} : Valores relativamente altos de χ_{FD} , que é diferença entre as medidas de susceptibilidade em duas frequências (em porcentagem) indicam presença de minerais superparamagnéticos, e portanto, indicam tamanho de grão reduzido.

3.1.3. MINERALOGIA MAGNÉTICA

Os diferentes minerais magnéticos podem ser identificados de acordo com os distintos valores de coercividade, e a variação da quantidade destes minerais é resultado do ambiente deposicional e sua área fonte.

A razão-S é um forte indicador de variações na concentração relativa de mineral de alta e baixa coercividade (hematita e magnetita, respectivamente). Para calcular esta razão, dividem-se os valores de IRM_{-300mT} pelos valores da SIRM (IRM_{900mT}). A SIRM ativa todos os minerais magnéticos da amostra, por mais coercivos que sejam. Quando aplicado o *backfield* de -300mT, apenas os minerais com baixa coercividade apresentam resposta. Por isso, os valores da razão-S não ultrapassam 1. Este valor indica apenas magnetita como mineral magnético, ao passo que valores próximos de zero são causados pela presença de hematita.

A compilação dos vários parâmetros magnéticos, como susceptibilidade, ARM, IRM e NRM são importantes dados para os estudos de magnetismo ambiental, pois possibilitam a construção de curvas de magnetização confiáveis (Evans & Heller, 2003).

A decomposição do espectro de coercividade da mineralogia magnética é de grande importância para distinguir os componentes presentes em cada assembleia.

Os sedimentos naturais, por serem compostos por uma mistura complexa de minerais magnéticos de diferentes origens podem apresentar variados números de componentes. É muito rara a ocorrência natural de componentes isolados. Estas variações podem ser causadas por mistura durante os processos de transporte e deposição, ou resultar de fenômenos de dissolução e alteração mineral, que afetam as propriedades físicas e químicas das partículas. De acordo com Thompson (1986), cada componente pode ser associado a um mineral em particular.

3.2. MEDIDAS PALEOMAGNÉTICAS

As medidas paleomagnéticas e de mineralogia magnética foram efetuadas no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG/USP na cidade de São Paulo, devido à ausência de equipamentos para estudos paleomagnéticos na UFRGS. A colaboração científica IAG/USP e IGEO/UFRGS já é bem estabelecida e não foram cobrados valores para uso dos laboratórios e equipamentos. O laboratório paleomagnético do IAG/USP possui uma sala magneticamente isolada, com campo magnético interno inferior a 1.000 nT, concebida para evitar interferências do campo magnético ambiente durante as medidas.

No paleomagnetismo a técnica de desmagnetização por campos alternados é largamente utilizada para a obtenção das direções de magnetização remanente (McElhinny & McFadden, 1999), além de dar evidências do espectro de coercividade das amostras. Não há, contudo, total eficiência por parte destas técnicas para a caracterização magnética dos sedimentos, pois é possível que ocorram alterações magnetomineralógicas nas amostras, levando a uma caracterização errada dos portadores magnéticos. Os dados de direção do campo paleomagnético (declinação e inclinação) também foram obtidos nesta campanha, no entanto, não fazem parte do escopo deste trabalho.

Portanto, as rochas sedimentares ou sedimentos inconsolidados - caso do presente projeto - exigem equipamentos de alta sensibilidade para medir o sinal magnético da amostra. Tipicamente, o baixo sinal de sedimentos inconsolidados sugere o uso de um maior número de técnicas e equipamentos.

3.2.1. SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (χ)

Para as medidas de susceptibilidade magnética foi utilizado o Susceptômetro *MFK1-A Kappabridge*, da *AGICO* (Figura 7). Após medir a massa de cada amostra, estas foram inseridas no aparelho, onde se obtém os valores de susceptibilidade em duas frequências (976 Hz e 15616 Hz). Para maior confiabilidade dos dados, foram tomadas 3 medidas por amostra.



Figura 7 - Susceptômetro *MFK1-A Kappabridge* (*AGICO*), utilizado para as medidas de susceptibilidade magnética.

A susceptibilidade magnética pode ser considerada uma medida do quão “magnetizável” é uma amostra (Figura 8). É muito utilizada no magnetismo ambiental, pois se trata de uma medida rápida e não destrutiva, mantendo intactas as propriedades da amostra.

SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

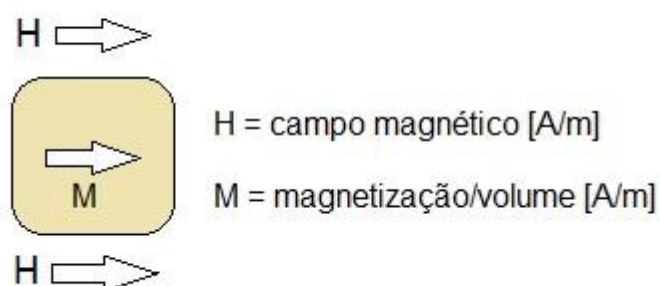


Figura 8 - Relação esquemática entre o campo magnético aplicado (H) e a magnetização induzida (M). Adaptado de Evans (2003).

Os valores de susceptibilidade magnética medidos geram dados significativos acerca das propriedades magnéticas dos sedimentos. A susceptibilidade proporciona informações a respeito da variação do aporte de material magnético em função da profundidade e/ou tempo no testemunho (Thompson & Oldfield, 1986). As amostras de sedimentos são medidas no *Kappabridge* a um campo constante de 200 A/m. O valor resultante é proveniente da razão entre a magnetização induzida e o campo magnético aplicado, como consta na seguinte equação:

$$k = \frac{M}{H} \quad (1)$$

Tanto M quanto H tem como unidade A/m no Sistema Internacional de Unidades (SI), sendo k, portanto, adimensional. O valor resultante da Equação 1 é dado por unidade de volume (SI). Então, ao dividir k pela densidade ρ têm-se os valores de susceptibilidade por unidade de massa (Equação 2), de unidade m^3/kg .

$$\chi = \frac{k}{\rho} \quad (2)$$

3.2.2. MEDIDAS DE REMANÊNCIA

As medidas de NRM, ARM e IRM foram efetuadas no Magnetômetro Supercondutor fabricado pela *2G Enterprises* (Figura 9). O magnetômetro funciona no sistema *LongCore*, onde podem ser medidas 8 amostras por vez, colocadas em uma bandeja de acetato, com 20 centímetros de distância entre cada uma.



Figura 9 - Magnetômetro supercondutor, sistema *LongCore*, da *2G Enterprises*.

A NRM é a soma da magnetização remanente primária (MRP – obtida durante a formação do sedimento) e a magnetização remanente secundária (MRS – obtida após a formação do sedimento). Foi medida antes de qualquer processo laboratorial de desmagnetização, ou que qualquer remanência fosse aplicada à amostra (Kodama, 2012), e logo após as medidas de susceptibilidade.

A primeira remanência aplicada foi a ARM, que consiste em um campo de baixa intensidade (simulando campo da Terra) em presença de um campo magnético alternado, que é paulatinamente reduzido até zero. As medidas de ARM são capazes de quantificar a concentração de minerais de baixa coercividade (ex. magnetita).

As medidas de IRM foram feitas após a submissão das amostras a campos sucessivamente crescentes, sejam eles: 100 mT, 300 mT, 900 mT e o *backfield* de 300 mT na direção contrária. Por não expor os sedimentos a altas temperaturas, a magnetização isotermal não altera as propriedades dos mesmos. É desejável que os minerais alcancem a magnetização de saturação até a aplicação do campo máximo de 900 mT, pois este é o limite do aparelho. Esta condição é chamada de SIRM

(magnetização remanente isoterma, do inglês *saturation isothermal remanent magnetization*).

Por “ativar” minerais de diferentes coercividades, a IRM destaca, a cada passo, uma diferente mineralogia magnética. São calculadas, então, a razão-S e a razão HIRM (magnetização remanente isoterma “forte”, do inglês *“hard” isothermal remanent magnetization*), indicadoras, respectivamente, das concentrações relativa e absoluta de minerais de baixa coercividade.

As curvas de IRM adquiridas por uma assembleia natural de minerais magnéticos podem ser aproximadas a uma função cumulativa log-Gaussiana (CLG) (Robertson & France, 1994). Desde Kruiver *et al.* (2001), vários métodos foram propostos para o cálculo das componentes (Heslop *et al.*, 2002; Egli, 2003; Heslop & Dillon, 2007; Heslop, 2015; Maxbauer *et al.*, 2016b). Maxbauer *et al.* (2016b) desenvolveram um *software online* onde é possível identificar diferentes contribuições de minerais magnéticos dentro de uma mesma amostra. Essa quantificação é feita através do logaritmo do valor correspondente à metade da SIRM ($B_{1/2}$ ou B_h) e do índice de dispersão (DP), que é dado pelo desvio padrão da distribuição logarítmica.

3.2.3. MEDIDAS DE IRM E HISTERESE

A fim de obter as medidas de histerese e as curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM), foi utilizado o magnetômetro de amostra vibrante da marca *Princeton* (modelo *PMC MicroMag 3900 Series AGM/VSM*) (Figura 10). O sedimento foi acondicionado em cápsulas para que o procedimento pudesse ser realizado. Os valores das massas de cada amostra também são medidos para posterior normalização e cálculo da magnetização.



Figura 10 - Magnetômetro de amostra vibrante da marca *Princeton* (modelo *PMC MicroMag 3900 Series AGM/VSM*). Fonte: site do fabricante, acesso em outubro de 2016.

Após a aplicação de determinado campo (H), variável para cada mineral magnético, a amostra adquire uma magnetização de saturação (M_S). Este campo deve, portanto, ser suficientemente alto para saturar a amostra. O campo então é removido. Os minerais ferromagnéticos possuem a propriedade de reter parte da magnetização mesmo quando não há mais um campo aplicado. Temos então a magnetização remanente (M_R).

Segue então a aplicação de um campo na direção contrária. Quando a magnetização chega a zero sob este campo, temos a coercividade (H_C) do material magnético constituinte da amostra. Para alcançar o ponto onde o mineral magnético possui remanência nula novamente, isto é, na origem do gráfico apresentado a seguir, é necessário um campo negativo ligeiramente mais alto. Esta última fase é chamada de coercividade remanente (H_{CR}). A representação gráfica deste processo é denominada ciclo de histerese (Figura 11). Os quatro pontos citados acima (M_S , M_R , H_C e H_{CR}) são indicativos no diagnóstico de minerais magnéticos.

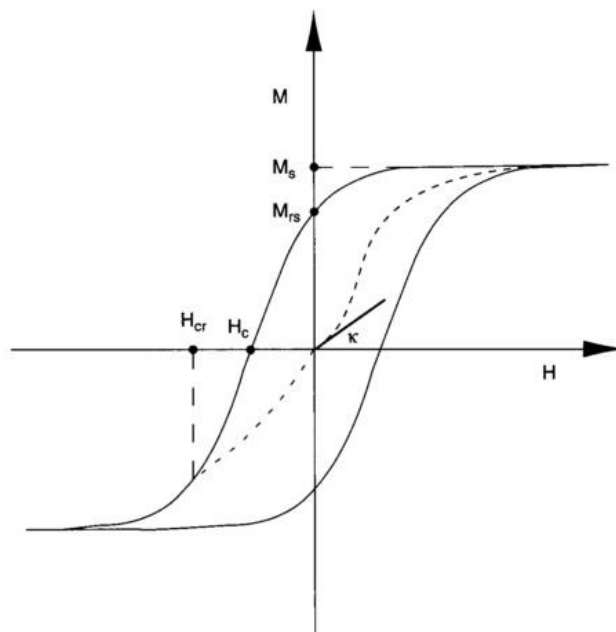


Figura 11 – Representação de um ciclo de histerese completo. Destacam-se os pontos M_s , M_R , H_c e H_{CR} . Fonte: Evans e Heller, 2003.

3.2.4. MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA

Para o imageamento de alta resolução por elétrons secundários em MEV-EDS foram selecionadas amostras representativas dos domínios magnéticos definidos nos testemunhos. O uso do MEV teve como objetivo completar a caracterização da partícula magnética em termos de morfologia de superfície, mineralogia e disposição dos minerais. O microscópio eletrônico de varredura utilizado, modelo JEOL 6610-LV, pertence ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS (Figura 12). Sua resolução espacial é de 3 nm com voltagem de 30 kV, e de 15 nm com voltagem de 1kV.



Figura 12 – Microscópio Eletrônico de Varredura, modelo JEOL 6610-LV, pertencente ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

Também foi efetuada a análise EDS (Sistema de Energia Dispersiva), para a determinação qualitativa e semi-quantitativa da composição química dos minerais magnéticos. O sistema é acoplado ao MEV, com limite de detecção de 1%.

O MEV gera imagens provenientes da incidência de um feixe de elétrons nos minerais. A imagem obtida é composta por tons de cinza que representam a contagem de elétrons secundários (SE) e retroespalhados (BSE) emitidos pela amostra.

Neste trabalho foram utilizadas imagens produzidas por SE, por ser uma técnica com excelente aplicabilidade para a geração de imagens topográficas em altas magnificações.

A preparação da amostra para observação no microscópio eletrônico de varredura inicia-se com a secagem da mesma. Então, desagrega-se a amostra, distribuindo o pó resultante sobre uma fita dupla-face de carbono, já colada sobre o suporte a ser introduzido. A amostra então é metalizada com ouro, para possibilitar que seja gerado o sinal observado.

4. RESULTADOS

Os resultados a seguir são expostos a fim de definir as propriedades magnéticas dos sedimentos do Rio Guaíba, Rio Grande do Sul. Foi feita a análise das medidas efetuadas individualmente para cada testemunho. Por fim, os perfis em profundidade de cada testemunho são relacionados, com o intuito de propor uma análise ambiental da região estudada.

Os testemunhos T02 e T04 foram datados com a utilização do método ^{210}Pb pelo Doutorando em Geociências Michel Ivanoff (em fase de elaboração). Estas datações fazem parte da sua Tese de Doutorado. Apesar de cada testemunho ter tido suas propriedades magnéticas analisadas em sua totalidade, ou seja, até a profundidade máxima, as datações foram tomadas como limitadoras (Tabela 3). O método de datação por ^{210}Pb possui um limite máximo de 250 anos. Assim, os dados foram interpretados até as profundidades onde existem as respectivas datações. Para os sedimentos mais profundos serão utilizadas datações por ^{14}C , que não fazem parte do escopo deste trabalho.

Para o testemunho T02, a profundidade máxima analisada é de cerca de 54 centímetros, correspondente ao ano de 1835. Já para o testemunho T04, a idade mais antiga atingida data de 1894, a cerca de 56 centímetros de profundidade.

Tabela 3 - Dados de profundidade dos testemunhos em relação às profundidades máximas datadas.

Testemunho	Profundidade máxima (cm)	Profundidade limite com datação (cm)	Datação na profundidade limite (anos)
T02	101	54	1835
T04	272	56	1894

4.1. MINERALOGIA MAGNÉTICA DO TESTEMUNHO T02

4.1.1. VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE MAGNETISMO AMBIENTAL

A susceptibilidade magnética (χ_1) na frequência de 976 Hz, ou F1, apresenta valores decrescentes na medida em que a profundidade aumenta (Figura 13A). O maior valor medido foi de $3,4 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{kg}$, a 5,5 cm de profundidade em relação ao topo. O menor valor medido foi de $4,4 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$, a 54 cm. O valor médio de susceptibilidade nesta frequência, para as amostras deste testemunho, é de $1,2 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Tabela 4). É possível constatar três zonas que refletem três padrões nos valores de χ_1 (amarelo, verde e laranja). A primeira, com valores mais altos, localiza-se do topo até a profundidade de 18 cm. A seguir, até 46 cm, há uma zona com valores intermediários decrescentes. Abaixo de 46 cm estão os menores valores de susceptibilidade, até o limite inferior do testemunho.

A χ_2 na frequência F2 (Figura 13B), de 15616 Hz, apresenta como valor máximo $3,2 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{kg}$, a 3 centímetros de profundidade. O valor mínimo de susceptibilidade medido ocorre a 54 centímetros, sendo de $4,4 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$, e a média é de $1,2 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Tabela 4). Há o mesmo padrão decrescente em direção ao limite inferior nos valores medidos. O parâmetro χ_{FD} (Figura 13C) demonstra uma pequena diferença entre as medidas nas duas frequências, atingindo, no máximo, 5,76%, mostrando pouca influência de partículas superparamagnéticas, ou SP.

Tabela 4 - Valores significativos de susceptibilidade magnética do testemunho T02, nas frequências medidas.

	χ_1 (976 Hz)		
	Máxima (m^3/kg)	Mínima (m^3/kg)	Média (m^3/kg)
		$3,4 \times 10^{-5}$	$4,4 \times 10^{-7}$
Profundidade (cm)	5,5	54,0	-
	χ_2 (15616 Hz)		
	Máxima (m^3/kg)	Mínima (m^3/kg)	Média (m^3/kg)
		$3,2 \times 10^{-5}$	$4,4 \times 10^{-7}$
Profundidade (cm)	3,0	54,0	-

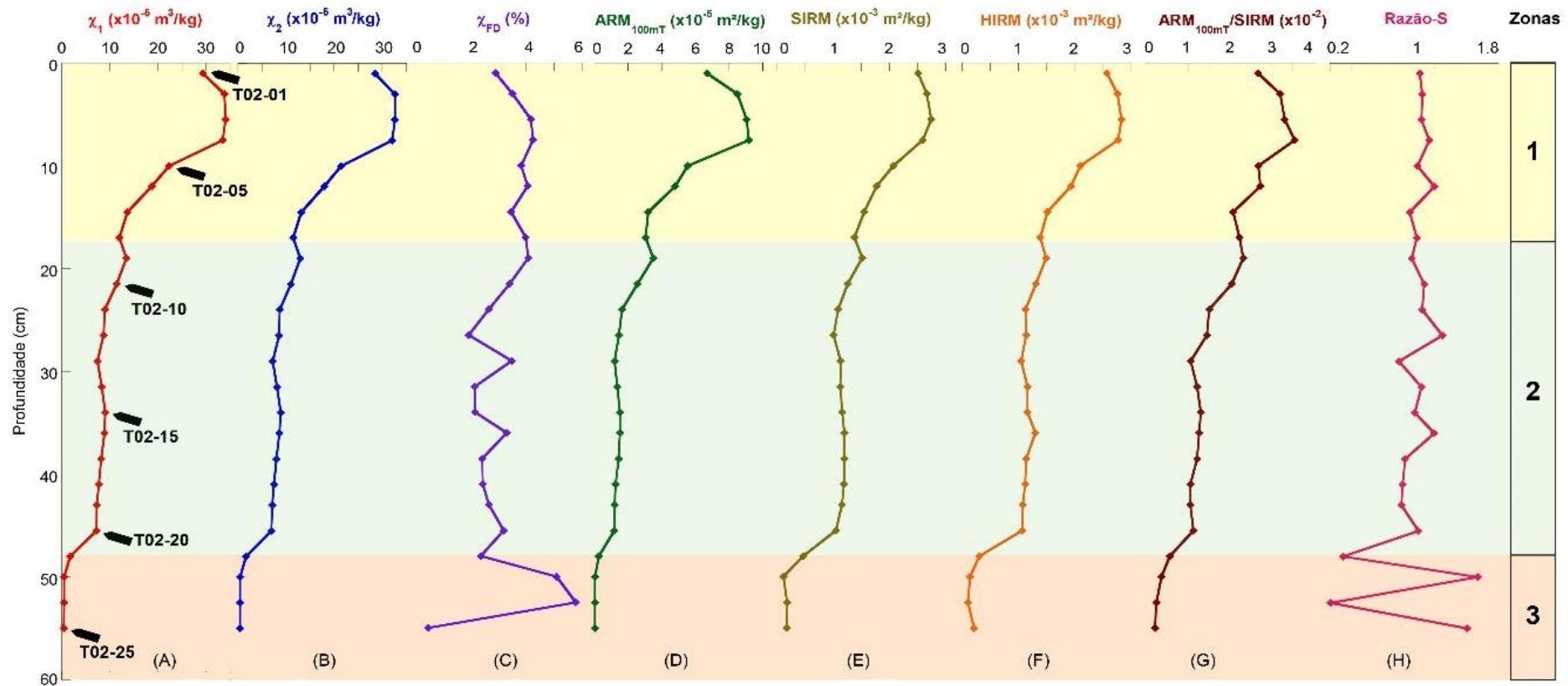


Figura 13 - Parâmetros de magnetismo ambiental para o testemunho T02. (A) Susceptibilidade magnética na frequência F1 – 976 Hz (χ_1). (B) Susceptibilidade magnética na frequência F2 – 15616 Hz (χ_2). (C) Variação percentual da susceptibilidade dependente da frequência (χ_{FD}). (D) Magnetização remanente anisterética em 100 mT (ARM_{100mT}). (E) Magnetização remanente de isotérmica de saturação (SIRM). (F) Magnetização remanente isotérmica “forte” (HIRM). (G) Razão $ARM_{100mT}/SIRM$. (H) Razão-S. As setas indicam o posicionamento das amostras utilizadas para as medidas de histerese e curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM). Os resultados foram classificados em três diferentes zonas, onde: a zona 1 (em amarelo claro) representa a região óxica rica em minerais magnéticos detriticos; zona 2 (em verde claro) que representa a região de transição subóxica, ou ferruginosa; e a zona 3 (em laranja) a região anóxica onde predominam os minerais magnéticos produtos da alteração da magnética.

Da mesma forma que a susceptibilidade magnética, a ARM_{100mT} (Figura 13D) apresenta valores baixos na base do testemunho (área em laranja), valores intermediários (área em verde), e os maiores valores no topo do testemunho (área em amarelo). Os altos valores de ARM_{100mT} no topo do testemunho provavelmente refletem uma maior concentração de minerais magnéticos. A diferença entre a parte superior e inferior do testemunho pode estar relacionada com a diferença de coercividade e ao tamanho dos grãos magnéticos.

Este mesmo padrão é observado para os valores de SIRM (Figura 13E) e HIRM (Figura 13F). Quando o sedimento sofre dissolução, a mudança no tamanho dos grãos afeta a SIRM. O parâmetro HIRM apresenta valores altos no topo e uma diminuição gradual dos valores em direção a base. Esse comportamento sugere que a concentração dos minerais magnéticos controla em boa medida esse parâmetro, sugerindo a presença de material altamente coercivo no topo do testemunho.

No entanto, a ocorrência de um mineral com alta coercividade no topo do testemunho não é clara utilizando razão-S (Figura 13H). Os valores próximos a 1 sugerem um mineral de baixa coercividade. O mesmo ocorre com a razão $ARM_{100mT}/SIRM$ (Figura 13G) que diminui de valor com a profundidade.

4.1.2. AQUISIÇÃO DE IRM

De modo a testar a variação relativa de coercividade nas diferentes profundidades do testemunho, foi feita a aquisição de IRM passo a passo em seis amostras, duas localizadas na zona 1 (topo do testemunho), três na zona 2 (região intermediária), e uma na zona 3 (base do testemunho). As curvas foram construídas seguindo-se 60 passos de aquisição até alcançar um pico de 1T (Figura 14). As medidas de IRM efetuadas visam destacar o ponto onde há a saturação dos minerais magnéticos. Esta saturação é representada graficamente pelo ponto onde a curva de aquisição de IRM torna-se horizontalizada. Quando esta condição é atingida sob campos de no máximo 300 mT, pode-se concluir que há maior contribuição de minerais magnéticos de baixa coercividade em relação aos de alta coercividade. Com uma diferente assembleia mineral, a curva pode manter-se difusa, sem atingir a horizontalidade. Esta condição significa que, nos sedimentos da amostra analisada, há uma larga contribuição de minerais magnéticos de alta coercividade, sobre os quais o campo aplicado é insuficiente para causar o

alinhamento dos *spins* dos momentos magnéticos, e, portanto, insuficiente para saturar a assembleia mineral magnética da amostra.

Observando-se os dados plotados exibidos na Figura 14, é possível concluir que apenas a amostra mais profunda (T02-25, zona 3) possui em sua assembleia mineral magnética algum componente de alta coercividade que tenha uma contribuição expressiva. Nas amostras mais rasas (zonas 1 e 2), a saturação é atingida sob campos de cerca de 200 mT, indicando larga presença de um mineral magnético de baixa coercividade.

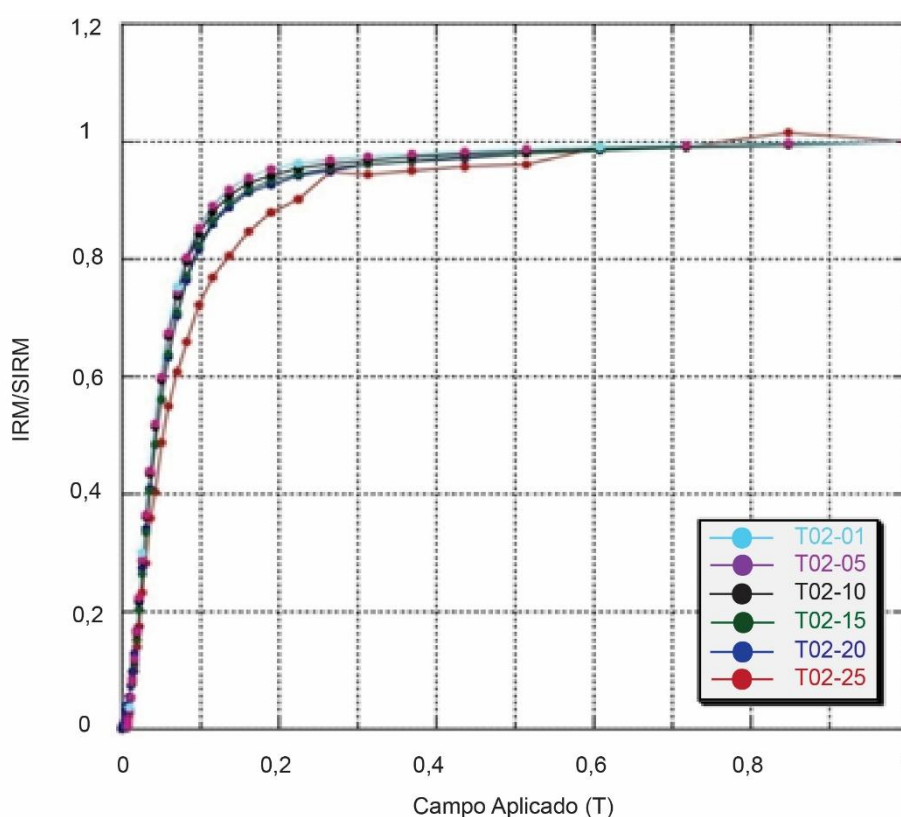


Figura 14 – Curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM) para seis amostras representativas. As amostras T02-01 e T02-05 são representantes da zona 1; as amostras T02-10, T02-15, e T02-20 representantes da zona 2; e T02-25 representante da zona 3.

A Figura 15 mostra os ajustes obtidos para as curvas de IRM utilizando as funções log-Gaussianas através do *software* desenvolvido por Maxbauer *et al.* (2016b). A quantificação da contribuição magnética das seis amostras para as quais foram obtidas as curvas de IRM revelou 3 componentes nas zonas 1 e 2 (Figura 15). Apenas na zona 3 encontra-se uma quarta componente. A componente 1 é

caracterizada por valores médios de B_h entre 1,60 e 1,69 (40,08 – 50,08 mT) e DP entre 0,33 e 0,31. Esta é a componente magnética com maior contribuição para o conteúdo ferromagnético das amostras estudadas, que sugere a magnetita SD como portador magnético mais importante ao longo de todo o testemunho. A componente 2 apresenta valores médios de B_h entre 2,78 e 3,38 (614-2414 mT) e DP entre 0,31 e 0,39, que corresponde à fase com coercividades mais elevadas, e foi interpretada como hematita e/ou greigita. A componente 3 possui valores médios de B_h entre 0,99 e 1,30 (9,85 – 20,22 mT) e DP entre 0,15 e 0,31, que apresenta a fase magnética de mais baixa coercividade, que foi atribuída à magnetita e/ou titanomagnetita detrítica. A componente 4 está presente apenas na amostra da zona 3 e apresenta valor de B_h de 2,26 (181,97 mT) e DP de 0,21, e foi interpretada como representante da ocorrência de greigita. A componente 4 que se encontra na base do testemunho também apresenta uma contribuição maior de uma fase superparamagnética (SP), provavelmente relacionada à greigita.

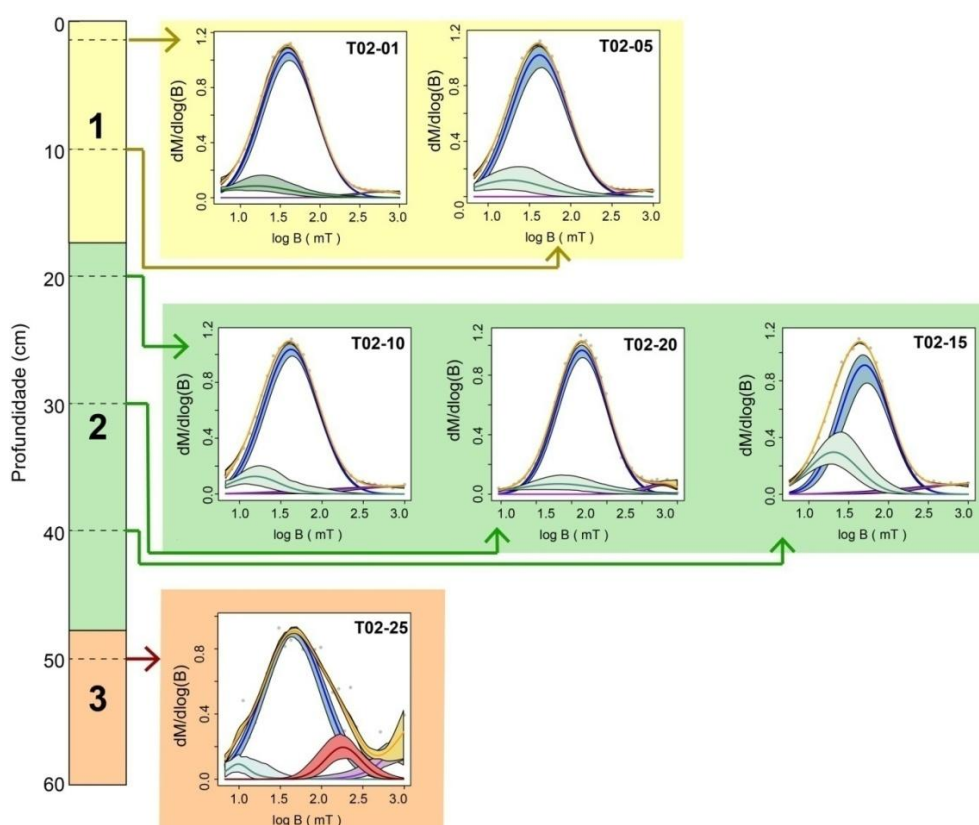


Figura 15 – Espectros de coercividade para as seis amostras representativas do testemunho T02. Os símbolos em cinza indicam os dados brutos; a região em amarelo é o modelo matemático que representa a soma de todas as componentes; em azul escuro está a componente 1 (principal, coercividade intermediária); em roxo a componente 2 (alta coercividade); em verde claro a componente 3 (baixa coercividade). Somente na amostra

T02-25 observa-se uma quarta componente em vermelho (alta coercividade). As áreas sombreadas representam intervalos com 95% de confiabilidade para cada medida (Maxbauer *et al.*, 2016b).

4.1.3. CURVAS DE HISTERESE

Para as mesmas seis amostras da aquisição de IRM foram obtidas as curvas de histerese (Figura 16). As razões obtidas a partir dos parâmetros de histerese (B_{cr}/B_c e M_{rs}/M_s) foram utilizadas para caracterizar os minerais magnéticos quanto à sua estrutura de domínio (SD, PSD ou MD) através do diagrama de Day (Day *et al.*, 1977). Pode-se notar, nas curvas de histerese, que a contribuição de minerais paramagnéticos nas amostras é significativa apenas na amostra da zona 3 (T02-25). Após correção paramagnética, as curvas de histerese apresentam comportamento semelhante nas zonas 1 e 2, típicas de minerais de baixa coercividade. Já para a curva da zona 3, a histerese apresenta comportamento do tipo “cintura-de-vespa” (*wasp waisted*), o que sugere uma mistura de grãos com coercividades contrastantes (Roberts *et al.*, 1995). Tal diferença de coercividade pode ser atribuída a dois tipos de mistura: grãos SD e SP ou diferentes minerais magnéticos, como a magnetita e greigita, por exemplo.

Os parâmetros obtidos a partir das razões de histerese (Tabela 5) foram plotados no diagrama de Day (Day *et al.*, 1977), que sugere limites diferentes entre os grãos SD e PSD ($M_{rs}/M_s = 0,5$, $H_{cr}/H_c = 1$) e entre grãos PSD e MD ($M_{rs}/M_s = 0,05$, $H_{cr}/H_c = 4$). Usando os limites determinados por Day *et al.* (1977) (Figura 16) os resultados das razões encontram-se na região do diagrama que representa grãos pseudo domínio simples (PSD).

Tabela 5 - Parâmetros de histerese para as amostras do testemunho T02.

Testemunho	Amostra	M_r	M_s	H_c	H_{cr}	M_r/M_s	H_{cr}/H_c
T02	T02-01	$4,45 \times 10^{-2}$	$3,97 \times 10^{-1}$	$8,60 \times 10^{-3}$	$2,79 \times 10^{-2}$	0,112	3,248
	T02-15	$1,55 \times 10^{-2}$	$1,30 \times 10^{-1}$	$9,68 \times 10^{-3}$	$3,09 \times 10^{-2}$	0,119	3,193
	T02-25	$2,40 \times 10^{-4}$	$1,85 \times 10^{-3}$	$1,26 \times 10^{-2}$	$4,39 \times 10^{-2}$	0,129	3,459

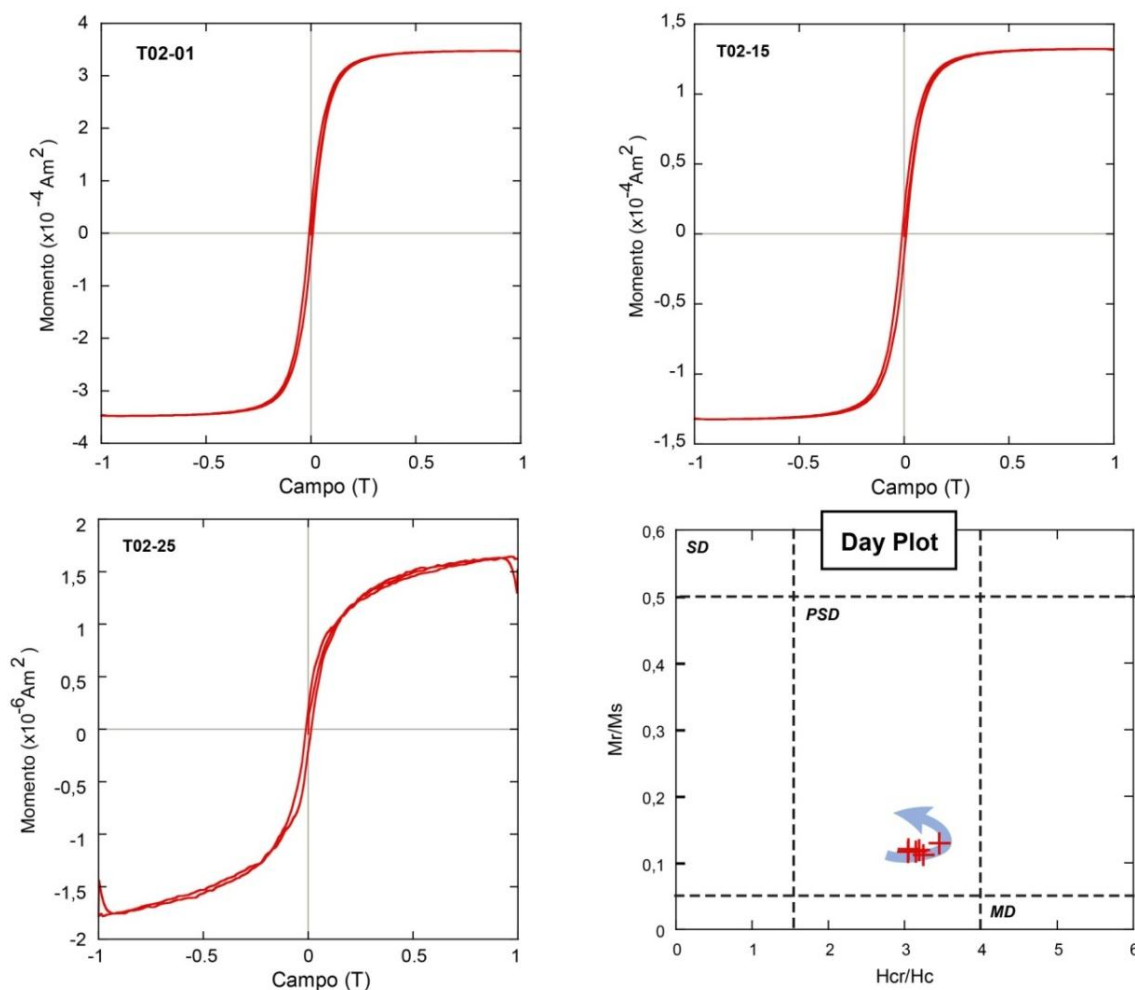


Figura 16 – Curvas de histerese representativas da zona 1 (T02-01), zona 2 (T02-15) e zona 3 (T02-25). O Diagrama de Day (Day *et al.*, 1977) ilustra a formação progressiva da greigita (seta azul) com a profundidade. A associação destas mudanças na formação progressiva da greigita sugerem que as curvas observadas são o resultado da formação gradual da greigita superparamagnética (SP) na zona 2, que aumenta através do volume de bloqueio SD estável na zona 3.

4.1.4. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

As análises no microscópio eletrônico de varredura foram efetuadas em duas amostras do testemunho T02: T02-01, mais rasa, e T02-25, mais profunda. As imagens produzidas, assim como as análises EDS são auxiliares na identificação dos principais portadores magnéticos em cada profundidade do testemunho. Devido ao tempo reduzido e limitado para as análises, foram observadas apenas as amostras selecionadas do testemunho T02. Contudo, tendo em vista que as propriedades magnéticas são bastante semelhantes em ambos os testemunhos, é possível inferir que as características a seguir se repetem no testemunho T04.

Na amostra T02-01 (Figura 17) foi possível identificar a presença de titanomagnetita detrítica, com dimensão de cerca de 30 μm . A titanomagnetita ainda se encontra relativamente bem preservada, por estar na parte mais superficial do testemunho, e não ter sofrido processos muito influentes de oxirredução. Este mineral magnético é característico da porção óxica da coluna sedimentar (Zona 1). O gráfico EDS (Figura 18) mostra presença de titânio na composição do mineral analisado.

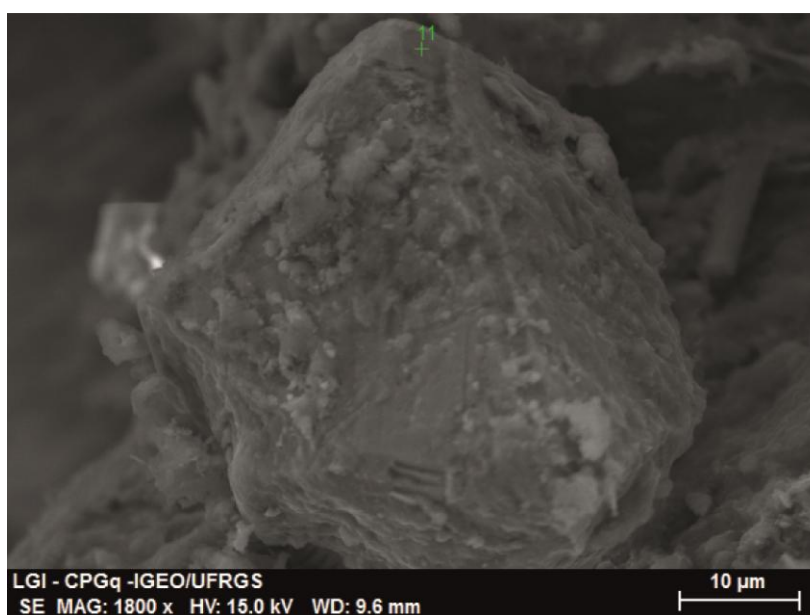


Figura 17 - Imagem SE-MEV da amostra T02-01. Magnificação de 1.800x. O símbolo na cor verde indica o ponto onde foi feita a análise EDS no mineral.

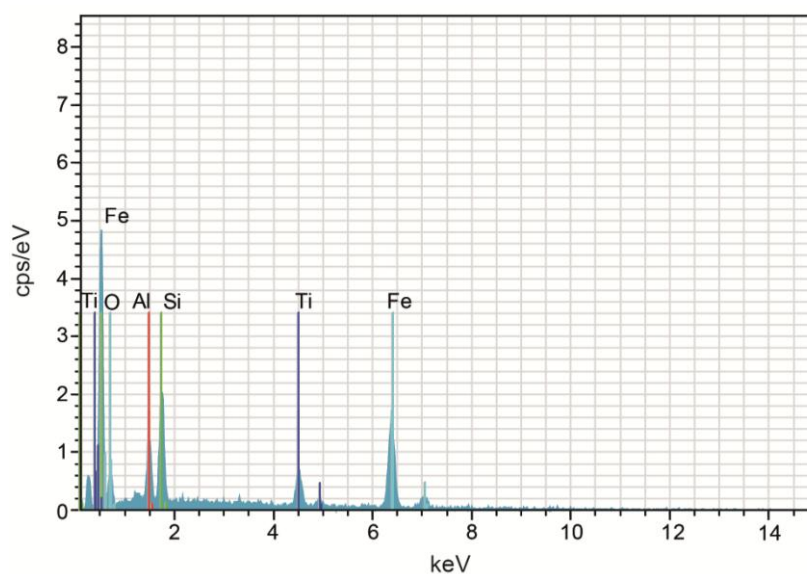


Figura 18 - Espectro da análise EDS da amostra T02-01, mostrando presença de Ti na composição do mineral analisado.

Já na amostra T02-25, não foram encontrados grãos de titanomagnetita nas mesmas condições de preservação. Sugere-se que processos avançados de alteração e síntese da matéria orgânica foram responsáveis pela formação de cristais menores de greigita (Figura 19), característica da porção anóxica da coluna sedimentar, onde a dissolução de titanomagnetita encontra-se em estágio avançado. As análises EDS (Figura 20) mostram a presença de sulfeto na composição do mineral. A diferença de mineralogia magnética observada entre estas duas amostras corrobora a ideia de que o aumento da profundidade é proporcional às alterações nos minerais magnéticos, formando novos portadores de magnetização.

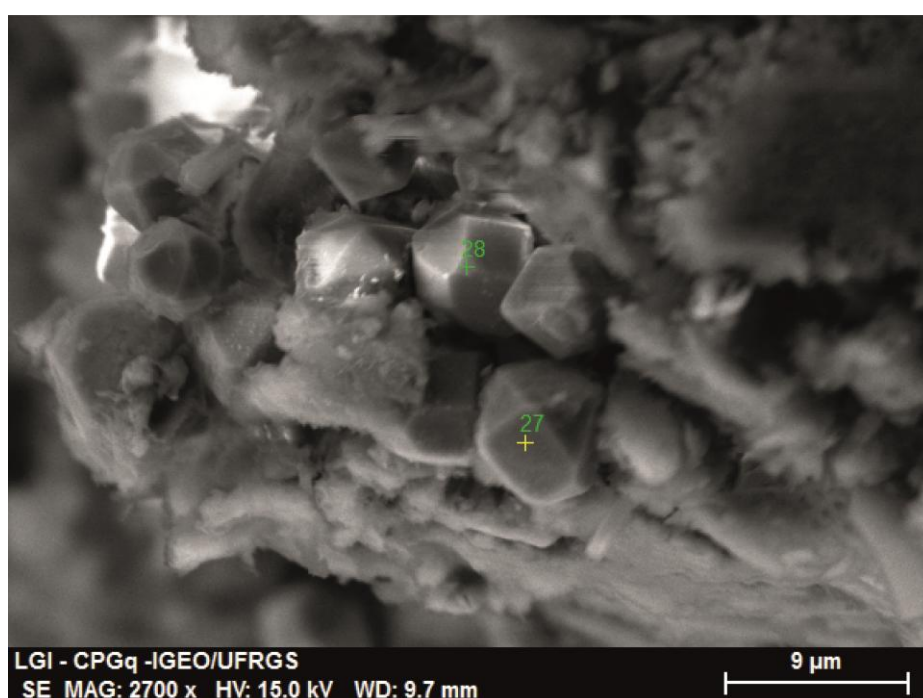


Figura 19 - Imagem SE-MEV da amostra T02-25. Magnificação de 2.700x. Os símbolos verde e amarelo representam os pontos onde foi executada a análise EDS.

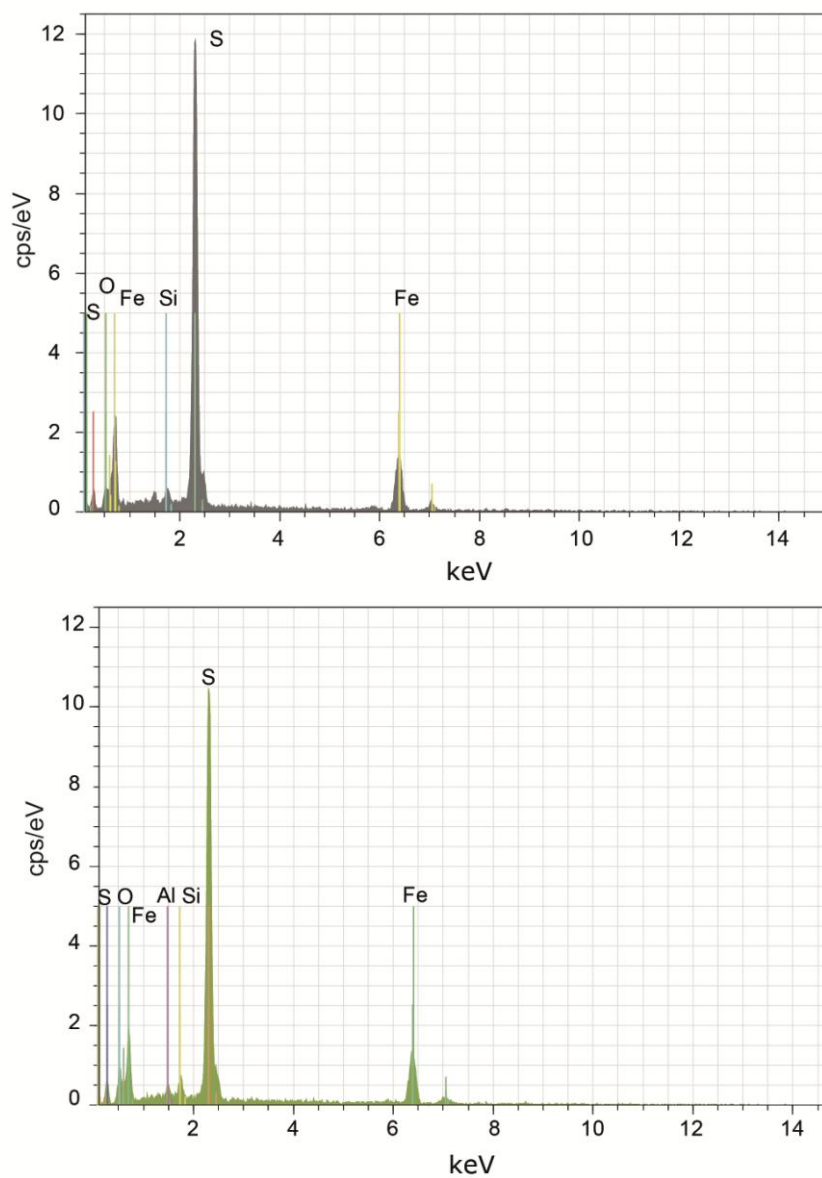


Figura 20 - Espectro da análise EDS de dois pontos da amostra T02-25, mostrando presença de um mineral rico em enxofre na assembleia.

4.2. MINERALOGIA MAGNÉTICA DO TESTEMUNHO T04

4.2.1. VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE MAGNETISMO AMBIENTAL

A susceptibilidade magnética (χ_1), apresenta valores inversamente proporcionais ao aumento na profundidade (Figura 21A). O maior valor medido foi de $2,6 \times 10^{-5}$ m³/kg, a 8 cm de profundidade em relação ao topo. O menor valor medido foi de $2,4 \times 10^{-7}$ m³/kg, a 36,5 cm. O valor médio de susceptibilidade nesta frequência, para as amostras deste testemunho, é de $7,6 \times 10^{-6}$ m³/kg (Tabela 6). É possível constatar três zonas que refletem três padrões nos valores de χ_1 (amarelo, verde e laranja). A primeira, com valores mais altos, mas padrão decrescente em direção ao topo, ocorre até 8 cm de profundidade. A seguir, até 24 cm, há uma zona com valores intermediários decrescentes. Abaixo de 24 cm estão os menores valores de susceptibilidade, até o limite inferior do testemunho.

Na frequência F2 (Figura 21B), a χ_2 apresenta como valor máximo $2,4 \times 10^{-5}$ m³/kg, a 8 centímetros de profundidade. O valor mínimo de susceptibilidade medido ocorre a 38,5 centímetros, sendo de $2,2 \times 10^{-7}$ m³/kg, e a média é de $7,2 \times 10^{-6}$ m³/kg. Há o mesmo padrão decrescente em direção ao limite inferior nos valores medidos. O parâmetro χ_{FD} demonstra uma pequena diferença entre as medidas nas duas frequências, atingindo, no máximo, 11,02% na parte basal do testemunho, podendo indicar uma contribuição ligeiramente maior de material SP. (Figura 21C).

Tabela 6 - Valores significativos de susceptibilidade magnética do testemunho T04, nas frequências medidas.

	χ_1 (976 Hz)		
	Máxima (m ³ /kg)	Mínima (m ³ /kg)	Média (m ³ /kg)
		$2,6 \times 10^{-5}$	$2,4 \times 10^{-7}$
Profundidade (cm)	8,0	36,5	-
	χ_2 (15616 Hz)		
	Máxima (m ³ /kg)	Mínima (m ³ /kg)	Média (m ³ /kg)
		$2,4 \times 10^{-5}$	$2,2 \times 10^{-7}$
Profundidade (cm)	8,0	38,5	-

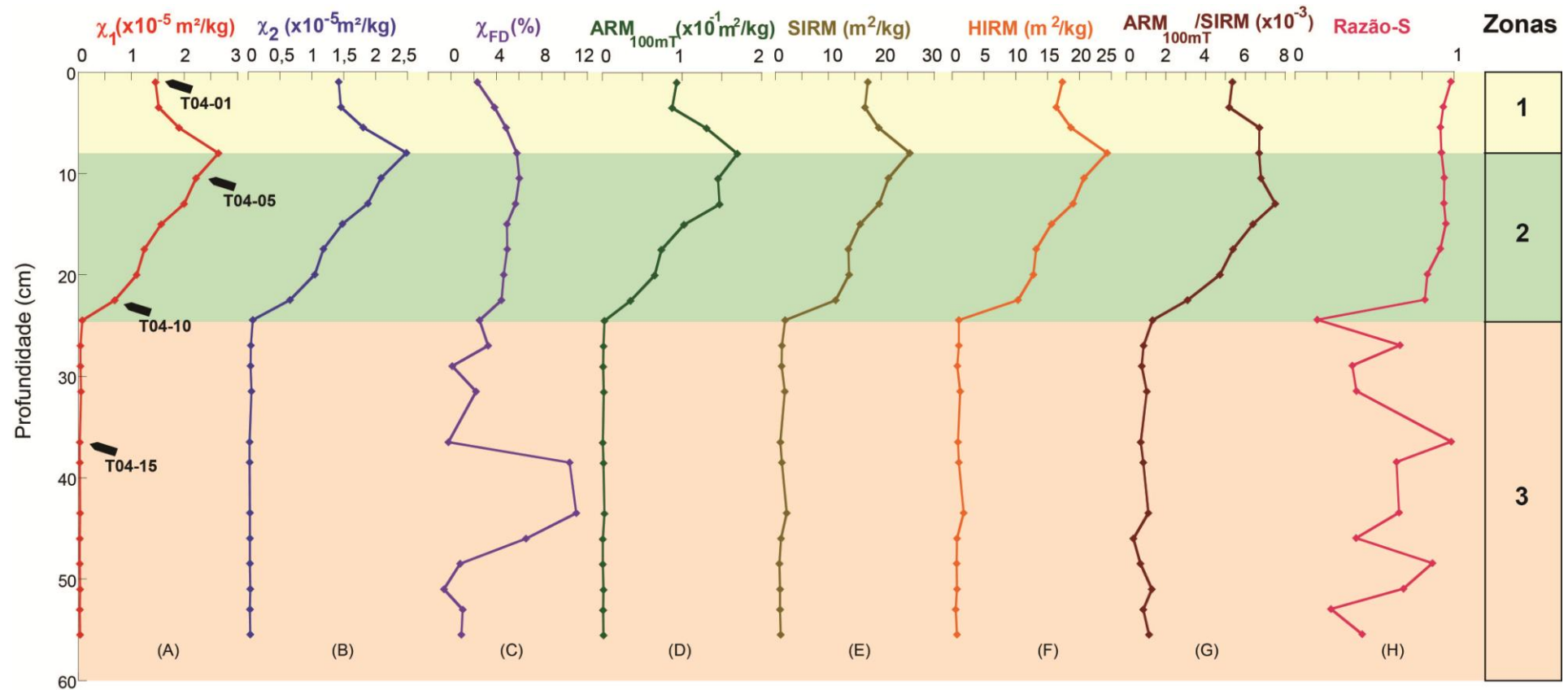


Figura 21 - Parâmetros de magnetismo ambiental para o testemunho T04. (A) Susceptibilidade magnética na frequência F1 – 976 Hz (χ_1). (B) Susceptibilidade magnética na frequência F2 – 15616 Hz (χ_2). (C) Variação percentual da susceptibilidade dependente da frequência (χ_{FD}). (D) Magnetização remanente anisterética em 100 mT (ARM_{100mT}). (E) Magnetização remanente de isotérmica de saturação (SIRM). (F) Magnetização remanente isotérmica “forte” (HIRM). (G) Razão $ARM_{100mT}/SIRM$. (H) Razão-S. As setas indicam o posicionamento das amostras utilizadas para as medidas de histerese e curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM). Os resultados foram classificados em três diferentes zonas, onde: a Zona 1 (em amarelo claro) representa a região óxica rica em minerais magnéticos detriticos; Zona 2 (em verde claro) que representa a região de transição subóxica; e a Zona 3 (em vermelho claro) a região anóxica onde predominam os minerais magnéticos produtos da alteração da magnética.

Os valores de ARM_{100mT} (Figura 21D) em geral, acompanham o mesmo padrão observado nas medidas do testemunho T02. Quanto maiores os seus valores, maior é o teor de minerais magnéticos finos de baixa coercividade. Os valores de ARM_{100mT} do testemunho T04 são mais altos no topo do testemunho (área em amarelo), são decrescentes na região intermediária (área em verde) e são menores na base do testemunho (área em laranja).

Os valores de SIRM (Figura 21E) e de HIRM (Figura 21F) também são decrescentes em direção à base do testemunho, indicando dissolução progressiva de mineral de alta coercividade com o aumento da profundidade.

A razão $ARM_{100mT}/SIRM$ (Figura 21G) decai com o aumento da profundidade, sugerindo uma diminuição no tamanho de grão do mineral magnético. A razão-S (Figura 21H) sugere a presença de um mineral de baixa coercividade no topo do testemunho (principalmente na Zona 1). Na Zona 3 estes valores são difusos, indicando uma mistura de minerais de diferentes coercividades na assembleia mineral.

4.2.2. AQUISIÇÃO DE IRM

Da mesma maneira que no testemunho T02, a variação relativa de coercividade nas diferentes profundidades do testemunho foi avaliada a partir da aquisição de IRM passo a passo em quatro amostras, uma pertencente à Zona 1 (topo), duas à Zona 2 (região intermediária) e uma à Zona 3 (base).

Os dados de aquisição de IRM plotados (Figura 22), indicam que as amostras menos profundas (T04-01, T04-05 e T04-10) sofrem saturação em campos de cerca de 200 mT, devido à presença de minerais de baixa coercividade. Apenas a amostra mais profunda (T04-15) possui algum componente de alta coercividade que tenha uma contribuição expressiva, revelado pela disposição difusa dos valores no gráfico.

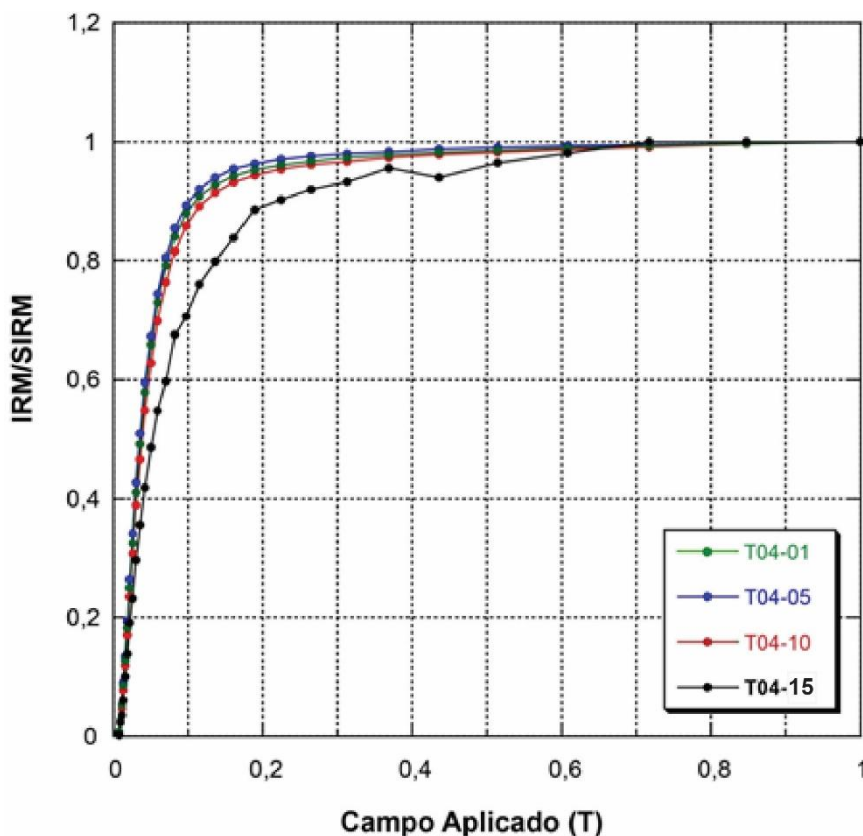


Figura 22 - Curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM) para quatro amostras representativas. As amostras T04-01 é representante da Zona 1; as amostras T04-05, T04-10 representam a Zona 2; e T04-20 representa a Zona 3.

A Figura 23 mostra os ajustes obtidos para as curvas de IRM através do software desenvolvido por Maxbauer *et al.* (2016b). Foram quantificadas 3 componentes nas zonas 1 e 2. Somado a estes componentes, a Zona 3 apresenta um componente adicional. A componente 1 é caracterizada por valores médios de B_h entre 1,54 e 1,66 (35,24 – 46,34 mT) e DP entre 0,31 e 0,39. Esta é a componente magnética com maior contribuição para o conteúdo ferromagnético das amostras estudadas, que sugere a magnetita SD como portador magnético mais importante ao longo de todo o testemunho. A componente 2 apresenta valores médios de B_h entre 2,22 e 2,91 (168,35– 828,42 mT) e DP entre 0,24 e 0,63, que corresponde à fase com coercividades mais elevadas, e foi interpretada como hematita e/ou greigita. A componente 3 possui valores médios de B_h entre 0,94 e 1,27 (8,84 – 18,64 mT) e DP entre 0,30 e 0,40, que apresenta a fase magnética de mais baixa coercividade, que foi atribuída à magnetita e/ou titanomagnetita detrítica. A componente 4 está presente apenas na amostra da Zona 3 e apresenta valor de B_h de 2,22 (168,35 mT) e DP de 0,24, sendo interpretada como representante da ocorrência de greigita. A

componente 4 que se encontra na base do testemunho também apresenta uma contribuição maior de uma fase superparamagnética (SP), provavelmente relacionada à greigita.

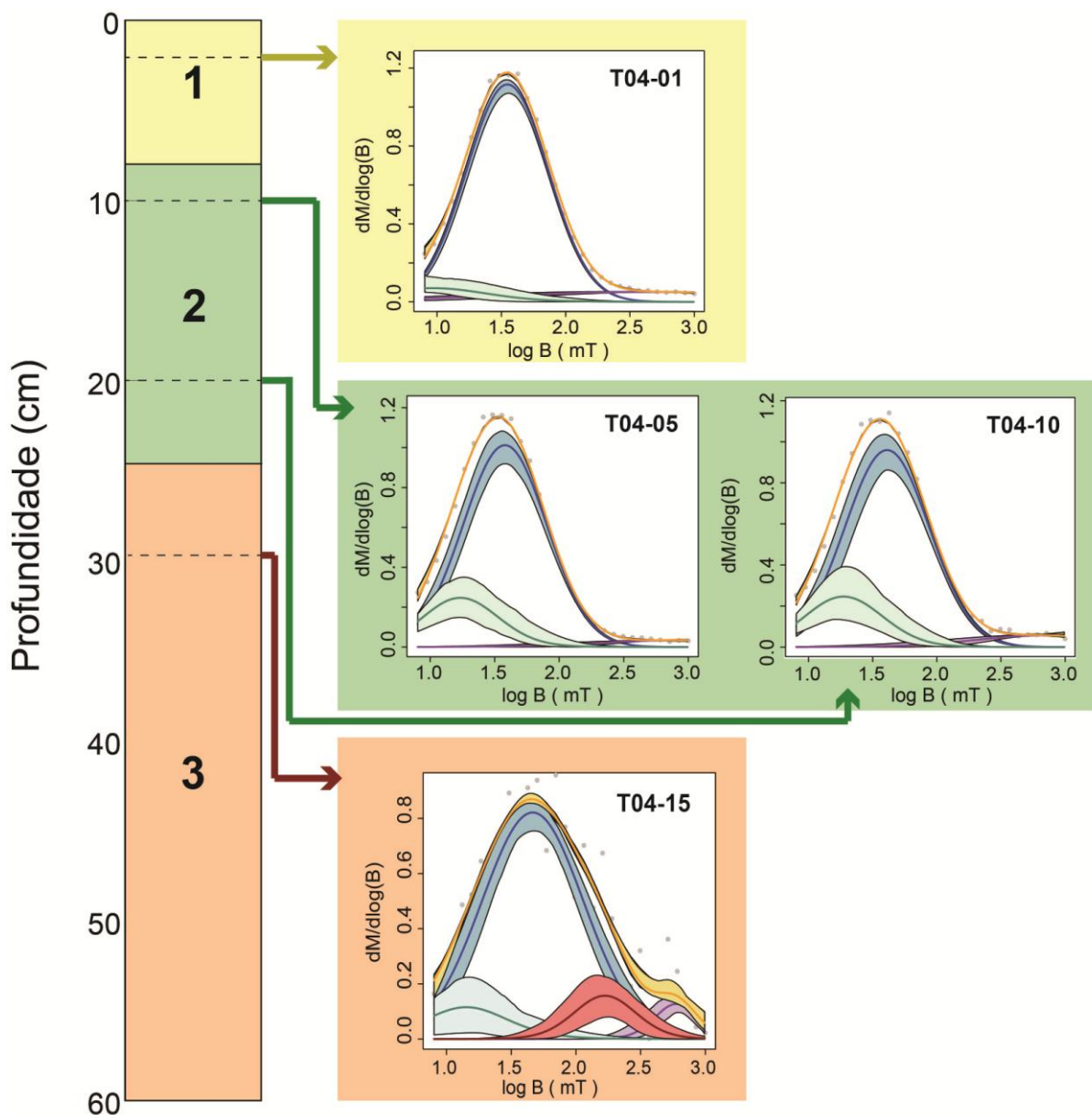


Figura 23 - Espectros de coercividade para as seis amostras representativas do testemunho T04. Ao lado esquerdo, a divisão das zonas magnéticas conforme a profundidade. Ao lado direito, os símbolos em cinza indicam os dados brutos; a região em amarelo é o modelo matemático que representa a soma de todas as componentes; em azul escuro está a componente 1 (principal, coercividade intermediária); em roxo a componente 2 (alta coercividade); em verde claro a componente 3 (baixa coercividade). Somente na amostra T02-25 observa-se uma quarta componente em vermelho (alta coercividade). As áreas sombreadas representam intervalos com 95% de confiabilidade para cada medida (Maxbauer *et al.*, 2016b).

4.2.3. CURVAS DE HISTERESE

Para as mesmas quatro amostras da aquisição de IRM foram obtidas as curvas de histerese (Figura 24). As razões obtidas são caracterizam os minerais magnéticos quanto à sua estrutura de domínio (SD, PSD ou MD) através do diagrama de Day (Day *et al.*, 1977). A contribuição de minerais paramagnéticos nas amostras é significativa apenas na amostra da Zona 3 (T04-15). As curvas de histerese apresentam comportamento semelhante nas zonas 1 e 2, remetendo a minerais de baixa coercividade. Já para a curva da Zona 3, a histerese apresenta comportamento do tipo “cintura-de-vespa”, sugerindo uma mistura de grãos com coercividades distintas (Roberts *et al.*, 1995). Assim como nas amostras do testemunho T02, tal diferença pode ser atribuída a dois tipos de mistura: grãos SD e SP ou diferentes minerais magnéticos, como a magnetita e greigita, por exemplo. Usando os limites definidos por Day *et al.* (1977) (Figura 24) os resultados das razões encontram-se na região do diagrama que representa grãos Pseudo Domínio Simples (PSD).

Os parâmetros obtidos a partir das razões de histerese (Tabela 7) foram plotados no diagrama de Day (Day *et al.*, 1977). Os resultados das razões encontram-se na região do diagrama que representa grãos Pseudo Domínio Simples (PSD) (Figura 24).

Tabela 7 - Parâmetros de histerese para as amostras do testemunho T04.

Testemunho	Amostra	M_r	M_s	H_c	H_{cr}	M_r/M_s	H_{cr}/H_c
T04	T04-01	$2,93 \times 10^{-2}$	$2,52 \times 10^{-1}$	$8,14 \times 10^{-3}$	$2,58 \times 10^{-2}$	0,116	3,178
	T04-05	$3,86 \times 10^{-2}$	$3,25 \times 10^{-1}$	$7,97 \times 10^{-3}$	$2,50 \times 10^{-2}$	0,118	3,137
	T04-15	$2,10 \times 10^{-4}$	$1,76 \times 10^{-3}$	$1,08 \times 10^{-2}$	$4,11 \times 10^{-2}$	0,119	3,778

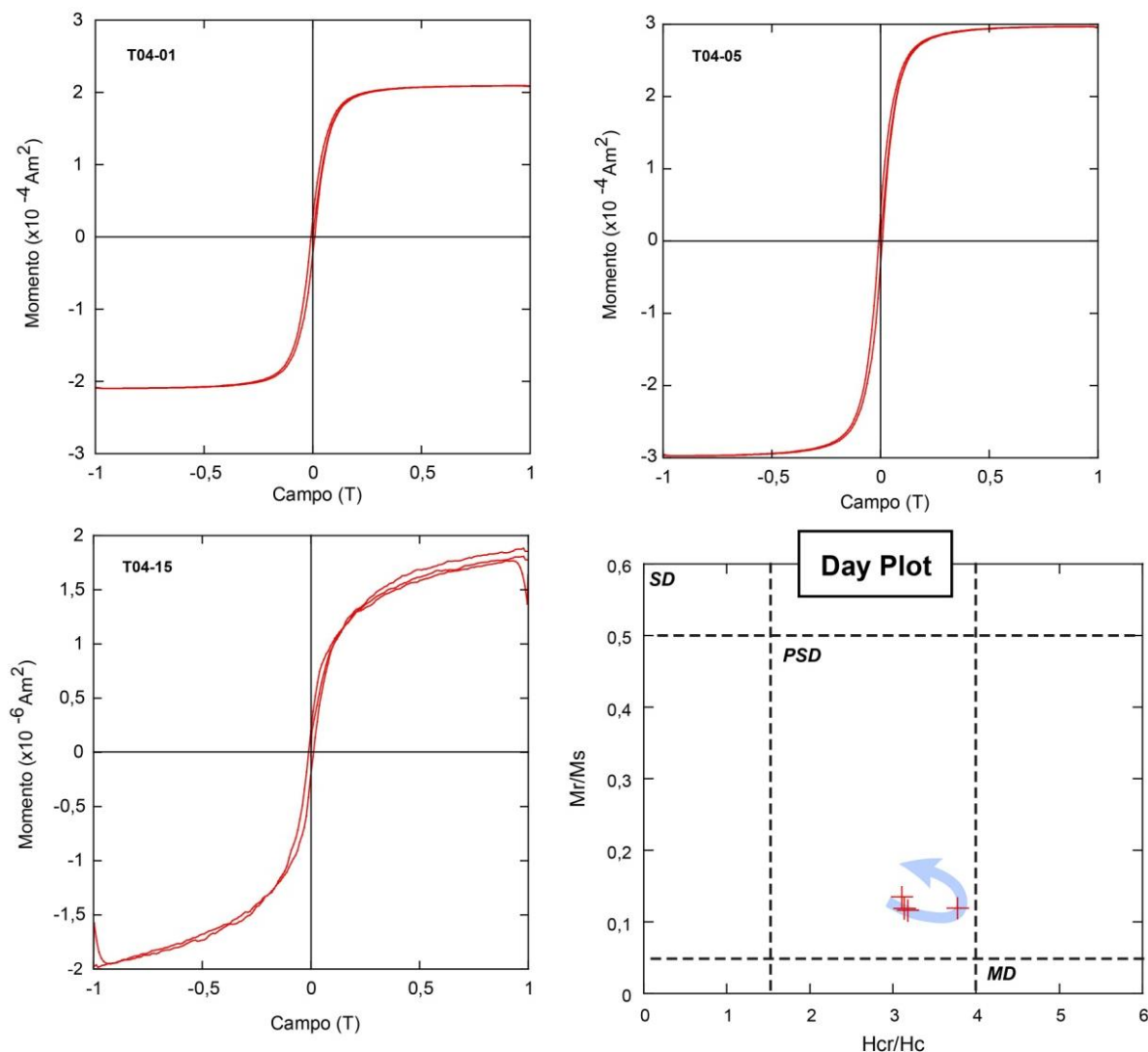


Figura 24 - Curvas de histerese representativas da Zona 1 (T04-01), Zona 2 (T04-05) e zona 3 (T04-15). O Diagrama de Day (Day *et al.*, 1977) ilustra a formação progressiva da greigita (seta azul) com a profundidade. A associação destas mudanças na formação progressiva da greigita sugerem que as curvas observadas são o resultado da formação gradual da greigita superparamagnética (SP) na Zona 2, que aumenta através do volume de bloqueio SD estável na Zona 3.

5. DISCUSSÕES

5.1. PORTADORES MAGNÉTICOS DOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA

A identificação dos portadores magnéticos dos sedimentos do Rio Guaíba pode ser feita a partir da integração dos dados de aquisição de IRM, HIRM, curvas de histerese, espectros de coercividade, e MEV. Através destas análises foi possível identificar que ao longo de todo o testemunho há contribuição significativa de diferentes minerais magnéticos, principalmente minerais magnéticos de baixa coercividade, em geral a titanomagnetita e/ou magnetita detrítica. Também foi observada a presença de uma fase de alta coercividade, correspondente à presença de hematita e/ou greigita na assembleia mineral. A ocorrência de titanomagnetita e/ou magnetita nos sedimentos mais recentes do testemunho sugere como fonte as rochas da Formação Serra Geral. Estes minerais foram previamente identificados por diversos trabalhos (e.g., Ernesto *et al.*, 1990; Roisenberg *et al.*, 2000).

Na base do testemunho (Zona 3), uma contribuição de fração com uma mistura SP/SD é corroborada através da susceptibilidade muito baixa, curvas de histerese características, e MEV (Rowan & Roberts, 2006; Roberts *et al.*, 1995). No topo do testemunho (zonas 1 e 2), uma fração ferromagnética é representada por minerais de alta e baixa coercividade, como mostram as curvas de aquisição de IRM, que, modeladas usando o software desenvolvido por Maxbauer *et al.* (2016b), mostram três diferentes componentes. A razão-S calculada indica a presença de minerais magnéticos de baixa coercividade nas porções superficial e intermediária dos sedimentos, com maiores contribuições de minerais de alta coercividade nos sedimentos mais profundos.

5.2. VARIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE MAGNETISMO AMBIENTAL E A IMPLICAÇÃO DA DIAGÊNESE NOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA

Os sedimentos subóxicos (zona intermediária) exibem expressivas quedas na magnetização, mudanças na mineralogia magnética e no tamanho de grão magnético. Estas alterações podem estar associadas à dissolução da titanomagnetita e formação da pirita (Rey *et al.*, 2000; 2005; Robinson & Sahota, 2000). À medida em que ocorre a piritização, podem surgir sulfetos ferromagnéticos, por exemplo a greigita, como produto intermediário da alteração, conforme o desenho esquemático da Figura 25 (Kao *et al.*, 2004; Roberts & Weaver, 2005). Por ser ferromagnética, a greigita guarda magnetização remanente.

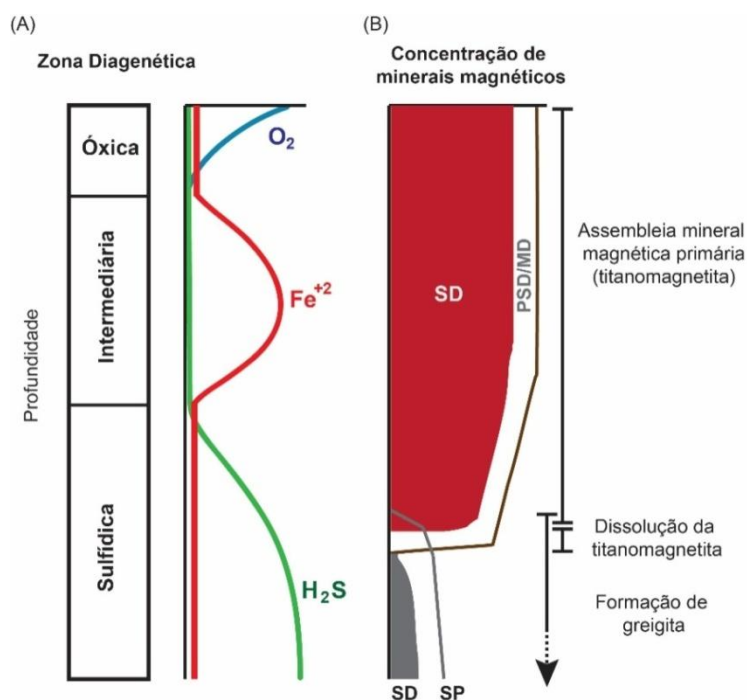


Figura 25 - Modelo de configuração das zonas observadas em relação à dissolução de titanomagnetita e formação progressiva de greigita com o aumento na profundidade. (A) A linha azul representa a zona óxica, e o consumo de oxigênio na atividade orgânica. A linha vermelha indica a fase transicional onde ocorre a dissolução da titanomagnetita, denominada também de zona ferruginosa, onde aumenta a quantidade de ferro disponível devido às atividades redutivas, até que seja consumido na formação de greigita. A linha verde representa o aumento na quantidade de enxofre, delimitando o aparecimento da zona sulfídica. (B) A zona em vermelho indica a concentração decrescente de minerais magnéticos primários nos sedimentos (grãos SD), com a contribuição dos grãos PSD e MD delimitados pela linha marrom. A área cinza mostra o surgimento da greigita como produto, indicando a concentração de grãos SD, e de grãos SP (linha cinza). Adaptado de Roberts (2015).

O zoneamento magnético vertical proposto neste trabalho utiliza como limites para sua divisão as evidências da dissolução de titanomagnetita e formação de greigita. Segundo Roberts (2015), as mudanças progressivas nos minerais magnéticos com o aumento da profundidade são causadas pela dissolução progressiva de grãos SD e PSD de titanomagnetita, e formação de greigita SP/SD, como pode ser observado.

Os testemunhos seguem esta configuração, sendo possível propor o zoneamento baseado na divisão das zonas citadas acima. Na Figura 26 consta o zoneamento proposto para o T02, onde a zona óxica tem início no topo do testemunho até cerca de 18 cm de profundidade, a zona intermediária, ou ferruginosa, ocorre de 18 cm a 48 cm de profundidade, e a zona sulfídica encontra-se a partir dos 48 cm até a base.

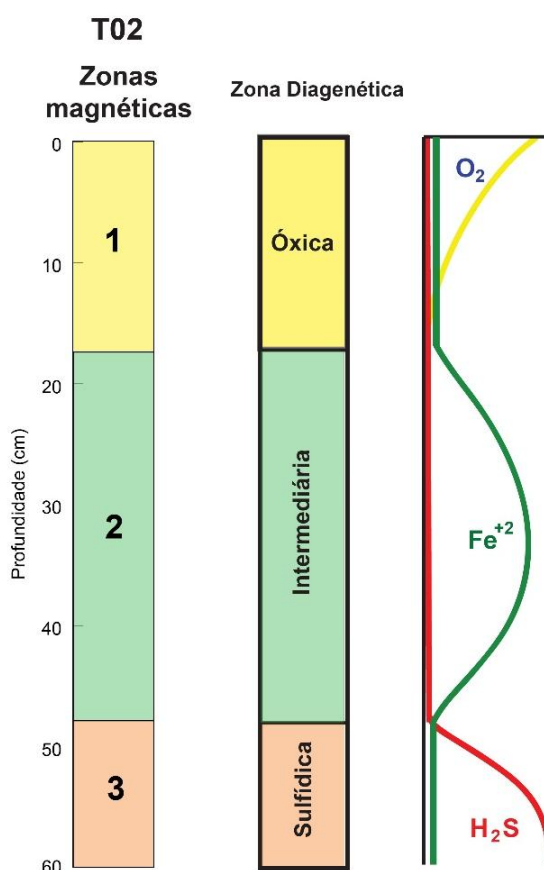


Figura 26 – Sugestão de divisão das zonas magnéticas/diagenéticas para o testemunho T02 do Rio Guaíba. A zona óxica (1) é caracterizada pela presença de titanomagnetita detrítica. A zona intermediária (2) é caracterizada pelo aumento na disponibilidade de Fe⁺². Nesta zona ocorre a dissolução da titanomagnetita SD e PSD. Por fim, a zona sulfídica é caracterizada pela presença de um sulfeto de ferro, a greigita, o qual faz parte do processo de alteração de titanomagnetita para pirita.

O testemunho T04 possui a mesma formação das zonas propostas (Figura 27). Contudo, sua zona óxica é menos profunda, compreendendo do topo do testemunho até a profundidade de 8 cm. A partir de 8 cm até 24 cm surge a zona intermediária transicional, onde ocorre a dissolução da titanomagnetita com aumento da disponibilidade de Fe^{+2} . Por fim, a zona sulfídica inicia-se a 24 cm de profundidade, até a base do testemunho. É importante observar que a zona 3 é mais ampla neste testemunho, o que pode ter sido causado pela maior disponibilidade de matéria orgânica no testemunho em questão (Roberts, 2015).

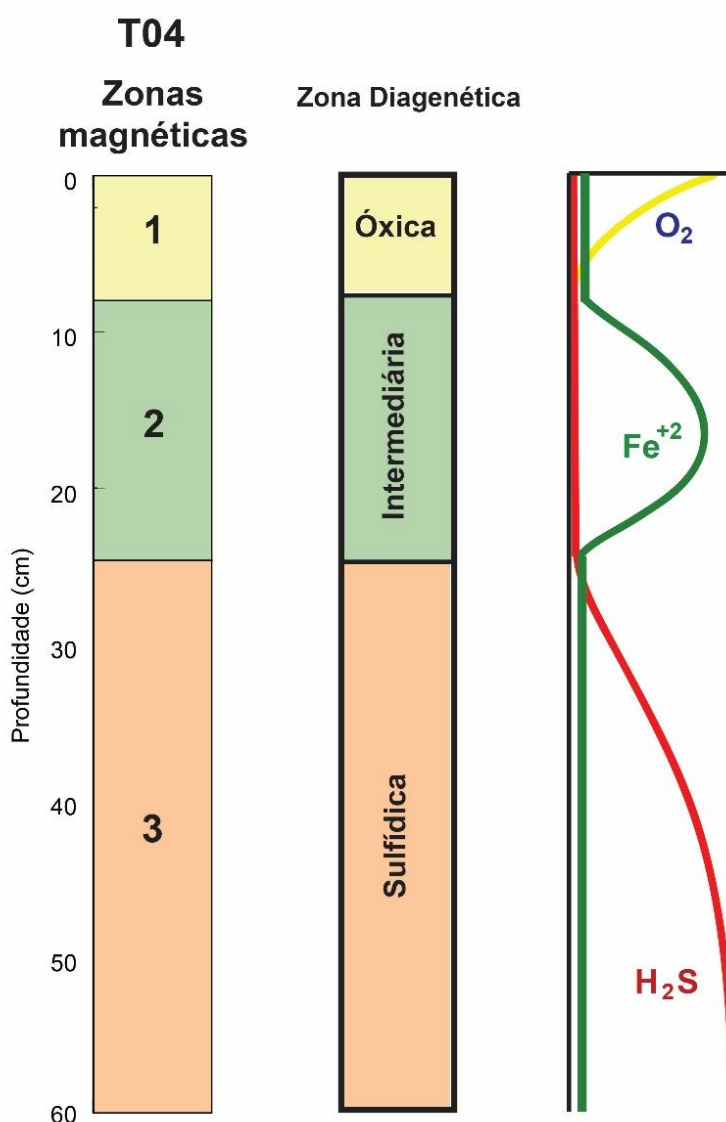


Figura 27 - Sugestão de divisão das zonas magnéticas/diagenéticas para o testemunho T04 do Rio Guaíba. A zona óxica (1) é caracterizada novamente pela presença de titanomagnetita detrítica. Na zona intermediária (2) há aumento na quantidade de Fe^{+2} . Por fim, a zona sulfídica é caracterizada pela presença de um sulfeto de ferro, a greigita, a qual faz parte do processo de alteração de titanomagnetita para pirita.

Os espectros de coercividade analisados, e a decomposição dos diferentes componentes magnéticos indicam a presença mais evidente de determinados minerais em cada zona. A Zona 1 possui valores de coercividade consistentes com o intervalo definido por Evans & Heller (2003) para partículas de titanomagnetita detrítica.

O aumento observado no parâmetro χ_{FD} nos dois testemunhos (Figura 13C e Figura 21C), que indica aumento na contribuição de minerais do tipo SP na Zona 3 sugere que há surgimento progressivo de greigita fina superparamagnética. Rowan *et al.* (2009) confirmam que nas fases iniciais de formação da greigita desenvolvem-se grãos de tamanho reduzido devido ao início da nucleação.

A Figura 28 mostra diferentes grupos de componentes do testemunho T02, divididos de acordo com sua coercividade (B_h), como proposto por Maxbauer *et al.*, (2016b). De acordo com Maxbauer *et al.* (2016b), a componente de baixa coercividade é condizente com exemplos documentados de titanomagnetita detrítica, como visto em Egli (2004), Geiss and Zanner (2006) e Lindquist *et al.* (2011). Ainda segundo Maxbauer *et al.* (2016b), a fração de alta coercividade pode indicar a ocorrência de hematita e greigita, e a de coercividade intermediária sugere a presença de magnetofósseis, que são registros da atividade bacteriana (e.g. Reinholdsson *et al.*, 2013).

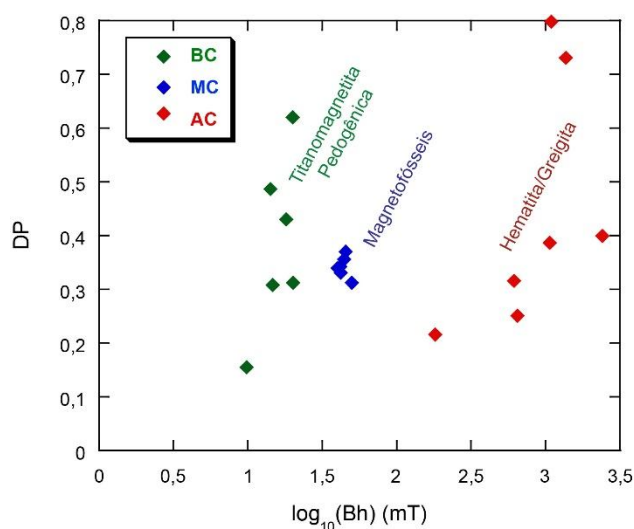


Figura 28 – Plotagem dos parâmetros de dispersão (DP) *versus* a coercividade média (Bh) das componentes magnéticas dos sedimentos do testemunho T02. Os símbolos na cor verde (BC) indicam as componentes de baixa coercividade. Os símbolos na cor azul (MC) indicam as componentes de coercividade intermediária, enquanto os símbolos vermelhos (AC) indicam alta coercividade.

Na Figura 29 também é possível observar a presença de uma componente de baixa coercividade que é coincidente com os exemplos citados acima, remetendo à presença de titanomagnetita pedogênica no testemunho T04. Assim como no testemunho T02, o componente de coercividade intermediária corresponde a valores conhecidos para magnetofósseis, e a fase de alta coercividade remete à presença de hematita e à produção de greigita na Zona 3 da coluna sedimentar.

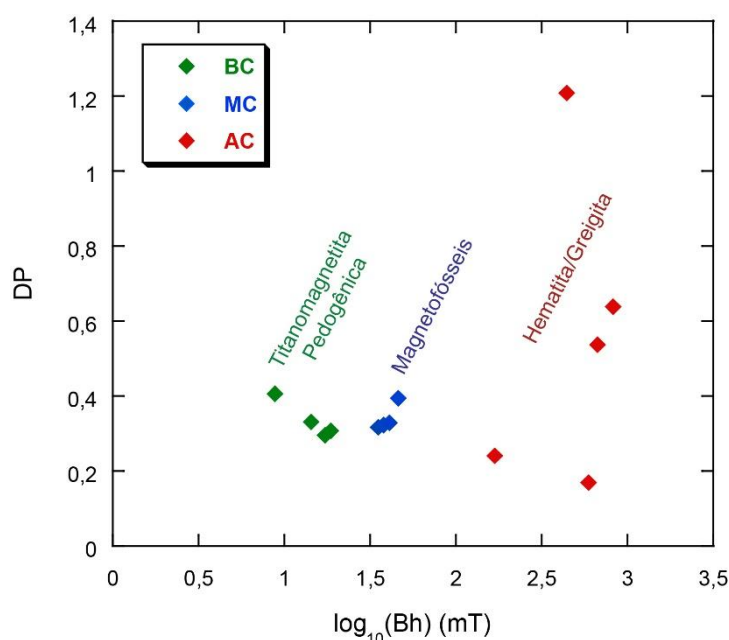


Figura 29 - Plotagem dos parâmetros de dispersão (DP) *versus* a coercividade média (Bh) das componentes magnéticas dos sedimentos do testemunho T04. Os símbolos na cor verde (BC), indicam as componentes de baixa coercividade. Os símbolos na cor azul (MC) indicam as componentes de coercividade intermediária, enquanto os símbolos vermelhos (AC) indicam alta coercividade.

5.3. PRESERVAÇÃO DO SINAL PALEOAMBIENTAL NOS SEDIMENTOS DO RIO GUAÍBA

Desde seu início, nos anos 1970 (Thompson *et al.*, 1980), estudos paleomagnéticos são utilizados para a reconstrução climática e da evolução ambiental de ambientes marinhos e continentais (e.g. Evans & Heller, 2003). Segundo Mohamed *et al.* (2011), a mobilidade de elementos terras raras em sedimentos é controlada pelo estado redox em ambientes de água rasa (Caetano *et al.*, 2009).

Contudo, ainda não é plenamente compreendido o mecanismo pelo qual as propriedades magnéticas respondem às mudanças climáticas e ambientais. Para uma análise mais precisa, é recomendável que sejam executadas, concomitantemente às medidas magnéticas, investigações geoquímicas nas sequências sedimentares analisadas (Ao *et al.*, 2010).

No caso das propriedades magnéticas medidas nos sedimentos do Rio Guaíba, assim como na maior parte dos estudos paleomagnéticos em sedimentos de fundo em áreas continentais, as mudanças nos padrões observadas podem ser creditadas a três cenários possíveis: (1) mudanças na proveniência dos sedimentos; (2) aumento do aporte de materiais detríticos; e (3) dissolução pós-deposicional de minerais magnéticos detríticos.

A dissolução pós-deposicional de minerais magnéticos detríticos durante e após o soterramento é bastante comum tanto em sedimentos marinhos (Karlín & Levi, 1983, 1985; Karlín *et al.*, 1987), lacustres (Nowaczyk *et al.*, 2001, 2002; Ortega *et al.*, 2006), estuarinos (Rey *et al.*, 2000, 2005) e fluviais (Kao *et al.*, 2004). A dissolução tende a remover inicialmente as partículas magnéticas de grão fino (SP e SD), e, posteriormente, com o aumento da intensidade do processo, são removidas também as partículas grossas (MD e PSD), resultando em um decréscimo no tamanho de grão magnético (Karlín & Levi, 1983, 1985). Pode ser seletiva conforme o ambiente. Algumas variáveis, como a disponibilidade de matéria orgânica, ou o fluxo de água, podem determinar o padrão de dissolução das partículas. Tendo em vista a mineralogia magnética proposta, é aceitável a ideia de que os padrões de magnetismo ambiental são moldados principalmente por influência da dissolução pós-deposicional de minerais magnéticos detríticos.

Estudos complementares a este trabalho devem ser realizados para o melhor entendimento dos processos envolvidos. Um estudo detalhado de elementos químicos pode ser realizado na Universidade de São Paulo para entender a influência antrópica nas mudanças de padrões magnéticos do Guaíba, principalmente após o intenso povoamento à margem do rio e de seus afluentes. O aporte de minerais pesados pode alterar o ambiente sedimentar, e conseqüentemente, os dados magnéticos podem responder à estas mudanças. No entanto, este é um assunto em aberto e em intenso debate na literatura.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

De acordo com as propriedades magnéticas observadas nos sedimentos do Rio Guaíba, é possível separar a coluna sedimentar em três zonas magnéticas. Utilizou-se como critério, além dos dados obtidos, as condições de oxirredução inferidas em determinadas profundidades, de acordo com exemplos consistentes da literatura.

A Zona 1 possui três componentes magnéticas. A componente característica desta zona é a titanomagnetita detrítica. Pode ser também denominada de zona óxica, por compreender a parte mais superficial dos testemunhos.

A Zona 2 também possui três componentes magnéticas. Nesta zona inicia-se a dissolução da titanomagnetita detrítica devido à atividade de bactérias magnetotáticas. Em decorrência da atividade bacteriana, há aumento na disponibilidade de Fe^{+2} , podendo assim, atribuir-se a esta porção o nome de zona ferruginosa ou zona intermediária. Localiza-se em profundidades intermediárias dos testemunhos.

A Zona 3 é marcada pelo surgimento de uma quarta componente de alta coercividade, atribuída à produção de greigita, etapa característica da alteração de magnetita para pirita. Esta zona pode ser denominada também zona sulfídica. É a região mais profunda dos testemunhos.

O Rio Guaíba apresenta propriedades magnéticas condizentes com características observadas em estudos de outros autores, sendo possível relacioná-las ao modelo de zoneamento proposto pelos mesmos. As alterações nas propriedades magnéticas dos sedimentos são creditadas à dissolução causada por atividade bacteriana. Estas propriedades se reproduzem nos dois testemunhos estudados tendo uma mesma variação lateral.

Os portadores magnéticos dos sedimentos do Rio Guaíba são predominantemente de baixa coercividade, porém há presença de minerais de alta coercividade.

Em estudos futuros, sugerem-se análises geoquímicas concomitantes a fim de aprimorar o entendimento sobre o mecanismo que condiciona a resposta das propriedades magnéticas às mudanças ambientais.

7. REFERÊNCIAS

Andrade Neto, J. S. D., Rigon, L. T., Toldo Junior, E. E., & Schettini, C. A. F. (2012). Descarga sólida em suspensão do sistema fluvial do Guaíba, RS, e sua variabilidade temporal. *Pesquisas em Geociências, Porto Alegre*. Vol. 39, n. 2 (maio/ago. 2012), p. 161-171.

Ao, H., Deng, C., Dekkers, M. J., & Liu, Q. (2010). Magnetic mineral dissolution in Pleistocene fluvio-lacustrine sediments, Nihewan Basin (North China). *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1), 191-200.

Bazylinski, D. A., Garratt-Reed, A. J., Abedi, A., & Frankel, R. B. (1993). Copper association with iron sulfide magnetosomes in a magnetotactic bacterium. *Archives of Microbiology*, 160(1), 35-42.

Caetano, M., Prego, R., Vale, C., de Pablo, H., & Marmolejo-Rodríguez, J. (2009). Record of diagenesis of rare earth elements and other metals in a transitional sedimentary environment. *Marine Chemistry*, 116(1), 36-46.

Chang, L. (2009). *Fundamental magnetic properties of Greigite (Fe₃S₄)* (Tese de Doutorado, Universidade de Southampton).

Cornell, R. M., & Schwertmann, U. (2003). *The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses*. John Wiley & Sons.

Cunha, R. (1971). O Estuário do Guaíba: características texturais, mineralógicas e morfológicas. 64p., *Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*.

Dekkers, M. J. (1989). Magnetic properties of natural goethite-I. Grain-size dependence of some low-and high-field related rockmagnetic parameters measured at room temperature. *Geophysical Journal International*, 97(2), 323-340.

Delaney, P. J. V. (1965). *Fisiografia e geologia de superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul* (Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo).

Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3).

Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (2001). *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (Vol. 3). Cambridge university press.

Egli, R. (2003). Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).

Egli, R. (2004). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves, 1. Unmixing natural sediments. *Studia geophysica et geodaetica*, 48(2), 391-446.

Emiroglu, S., Rey, D., & Petersen, N. (2004). Magnetic properties of sediment in the Ría de Arousa (Spain): Dissolution of iron oxides and formation of iron sulphides. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(13), 947-959.

Ernesto, M., Pacca, I. G., Hiodo, F. Y., & Nardy, A. J. R. (1990). Palaeomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(2-4), 153-175.

Evans, M., & Heller, F. (2003). *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics* (Vol. 86). Academic press.

Farina, M., Esquivel, D. M. S., & de Barros, H. G. L. (1990). Magnetic iron-sulphur crystals from a magnetotactic microorganism. *Nature*, 343(6255), 256-258.

Geiss, C. E., & Zanner, C. W. (2006). How abundant is pedogenic magnetite? Abundance and grain size estimates for loessic soils based on rock magnetic analyses. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).

Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruiver, P. P., & Van Oorschot, I. H. M. (2002). Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophysical Journal International*, 148(1), 58-64.

Heslop, D., & Dillon, M. (2007). Unmixing magnetic remanence curves without a priori knowledge. *Geophysical Journal International*, 170(2), 556-566.

Heslop, D. (2015). Numerical strategies for magnetic mineral unmixing. *Earth-Science Reviews*, 150, 256-284.

Jickells, T. D., An, Z. S., Andersen, K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., ... & Kawahata, H. (2005). Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, 308(5718), 67-71.

Kao, S. J., Horng, C. S., Roberts, A. P., & Liu, K. K. (2004). Carbon–sulfur–iron relationships in sedimentary rocks from southwestern Taiwan: influence of geochemical environment on greigite and pyrrhotite formation. *Chemical Geology*, 203(1), 153-168.

Karlin, R., & Levi, S. (1983). Diagenesis of magnetic minerals in recent haemipelagic sediments. *Nature*, 303(5915), 327-330.

Karlin, R., & Levi, S. (1985). Geochemical and sedimentological control of the magnetic properties of hemipelagic sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B12), 10373-10392.

Karlin, R., Lyle, M., & Heath, G. R. (1987). Authigenic magnetite formation in suboxic marine sediments. *Nature*, 326(6112), 490-493.

Kawamura, N., Oda, H., Ikehara, K., Yamazaki, T., Shioi, K., Taga, S., ... & Torii, M. (2007). Diagenetic effect on magnetic properties of marine core sediments from the southern Okhotsk Sea. *Earth, planets and space*, 59(2), 83-93.

Kirchhof, P. A. (2015). A contribuição de sedimentos terrígenos dos rios Jacuí e Guaíba para o Sistema Lagunar (Lagoa Dos Patos) do RS. Monografia (trabalho de conclusão de curso) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Porto Alegre, RS.

Kodama, K. P. (2012). Paleomagnetism of sedimentary rocks: process and interpretation. John Wiley & Sons.

Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., & Heslop, D. (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3), 269-276.

Larrasoaña, J. C., Roberts, A. P., Musgrave, R. J., Gràcia, E., Piñero, E., Vega, M., & Martínez-Ruiz, F. (2007). Diagenetic formation of greigite and pyrrhotite in gas hydrate marine sedimentary systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3), 350-366.

Lindquist, A. K., Feinberg, J. M., & Waters, M. R. (2011). Rock magnetic properties of a soil developed on an alluvial deposit at Buttermilk Creek, Texas, USA. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12).

Lins, U., Keim, C. N., Evans, F. F., Farina, M., & Buseck, P. R. (2007). Magnetite (Fe_3O_4) and greigite (Fe_3S_4) crystals in multicellular magnetotactic prokaryotes. *Geomicrobiology Journal*, 24(1), 43-50.

Liu, J., Zhu, R., Roberts, A. P., Li, S., & Chang, J. H. (2004). High-resolution analysis of early diagenetic effects on magnetic minerals in post-middle-Holocene

continental shelf sediments from the Korea Strait. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B3).

Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoana, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., & Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50(4).

Maher, B. A., & Thompson, R. (Eds.). (1999). *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press.

Maher, B. A. (2007). Environmental magnetism and climate change. *Contemporary Physics*, 48(5), 247-274.

Maher, B. A., Prospero, J. M., Mackie, D., Gaiero, D., Hesse, P. P., & Balkanski, Y. (2010). Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews*, 99(1), 61-97.

Maher, B. A. (2011). The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments, and their palaeoclimatic significance. *Aeolian Research*, 3(2), 87-144.

Maher, B. A., Ahmed, I. A., Davison, B., Karloukovski, V., & Clarke, R. (2013). Impact of roadside tree lines on indoor concentrations of traffic-derived particulate matter. *Environmental science & technology*, 47(23), 13737-13744.

Martins, I. R., Villwock, J. A., Martins, L. R., & Bemvenuti, C. E. (1989). The Lagoa dos Patos estuarine ecosystem (RS, Brazil). *Pesquisas*, 22, 5-44.

Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., & Fox, D. L. (2016a). Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: A review of magnetic methods and challenges. *Earth-Science Reviews*, 155, 28-48.

Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., Fox, D. L., & Clyde, W. C. (2016b). Magnetic minerals as recorders of weathering, diagenesis, and paleoclimate: A core–outcrop comparison of Paleocene–Eocene paleosols in the Bighorn Basin, WY, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 452, 15-26.

McElhinny, M. W., & McFadden, P. L. (1999). Paleomagnetism: continents and oceans (Vol. 73). *Academic Press*.

Mohamed, K. J., Rey, D., Rubio, B., Dekkers, M. J., Roberts, A. P., & Vilas, F. (2011). Onshore–offshore gradient in reductive early diagenesis in coastal marine sediments of the Ria de Vigo, Northwest Iberian Peninsula. *Continental Shelf Research*, 31(5), 433-447.

Nicolodi, J. L., Toldo Junior, E. E., & Farina, L. (2010). Dinâmica e ressuspensão por ondas no Lago Guaíba (RS, Brasil) e implicações nos locais de captação de água para abastecimento humano.

Nowaczyk, N. R., Harwart, S., & Melles, M. (2001). Impact of early diagenesis and bulk particle grain size distribution on estimates of relative geomagnetic palaeointensity variations in sediments from Lama Lake, northern Central Siberia. *Geophysical Journal International*, 145(1), 300-306.

Nowaczyk, N. R., Minyuk, P., Melles, M., Brigham-Grette, J., Glushkova, O., Nolan, M., ... & Forman, S. L. (2002). Magnetostratigraphic results from impact crater Lake El'gygytgyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Arctic. *Geophysical Journal International*, 150(1), 109-126.

Ortega, B., Caballero, M., Lozano, S., Vilaclara, G., & Rodríguez, A. (2006). Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas, East–Central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(3), 444-458.

Özdemir, Ö., & Dunlop, D. J. (2014). Hysteresis and coercivity of hematite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 2582-2594.

Pereira, F. F., Fragoso Jr, C. R., Uvo, C. B., Collischonn, W., & Motta Marques, D. M. L. (2013). Assessment of numerical schemes for solving the advection–diffusion equation on unstructured grids: case study of the Guaíba River, Brazil. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 20(6), 1113-1125.

Reinholdsson, M., Snowball, I., Zillén, L., Lenz, C., & Conley, D. J. (2013). Magnetic enhancement of Baltic Sea sapropels by greigite magnetofossils. *Earth and Planetary Science Letters*, 366, 137-150.

Rey, D., López-Rodríguez, N., Rubio, B., Vilas, F., Mohamed, K., Pazos, O., & Bógalo, M. F. (2000). Magnetic properties of estuarine-like sediments. The study case of the Galician Rias. *Journal of Iberian Geology*, 26, 151-170.

Rey, D., Mohamed, K. J., Bernabeu, A., Rubio, B., & Vilas, F. (2005). Early diagenesis of magnetic minerals in marine transitional environments: Geochemical signatures of hydrodynamic forcing. *Marine Geology*, 215(3), 215-236.

Roberts, A. P., & Turner, G. M. (1993). Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 115(1), 257-273.

Roberts, A. P. (1995). Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters*, 134(3), 227-236.

Roberts, A. P., & Weaver, R. (2005). Multiple mechanisms of remagnetization involving sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(3), 263-277.

Roberts, A. P., Chang, L., Rowan, C. J., Horng, C. S., & Florindo, F. (2011). Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4): An update. *Reviews of Geophysics*, 49(1).

Roberts, A. P. (2015). Magnetic mineral diagenesis. *Earth-Science Reviews*, 151, 1-47.

Robertson, D.J., France, D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Phys. Earth Planet. Inter.* 84, 223–234.

Robinson, S. G., & Sahota, J. T. (2000). Rock- magnetic characterization of early, redoxomorphic diagenesis in turbiditic sediments from the Madeira Abyssal Plain. *Sedimentology*, 47(2), 367-394.

Roisenberg, A.; Viero, A.P. 2000. O vulcanismo Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. p.355-374. In: Holz,M. & De Ros,L.F. (Eds.). *Geologia do Rio grande do Sul. Edição CIGO/UFRGS. 444p.*

Rowan, C. J., & Roberts, A. P. (2006). Magnetite dissolution, diachronous greigite formation, and secondary magnetizations from pyrite oxidation: Unravelling complex magnetizations in Neogene marine sediments from New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(1), 119-137.;

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(1), 223-235.

Skinner, B. J., Grimaldi, F. S., & Erd, R. C. (1964). Greigite Thio-Spinel of Iron-New Mineral. *American Mineralogist*, 49(5-6), 543.

Stacey, F. D. (1963). The physical theory of rock magnetism. *Advances in Physics*, 12(45), 45-133.

Thompson, R., Stober, J. C., Turner, G. M., Oldfield, F., Bloemendal, J., Dearing, J. A., & Rummery, T. A. (1980). Environmental applications of magnetic measurements. *Science*, 207(4430), 481-486.

Thompson, R. (1986). Modelling magnetization data using SIMPLEX. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42(1-2), 113-127.

Thompson, R., Oldfield, F. (1986). Environmental Magnetism. Londres. *Allen and Unwin*, 227 páginas.

Toldo Jr, E. E. (1989). Os efeitos do transporte sedimentar sobre a distribuição dos tamanhos de grão e morfodinâmica lagunar. *Porto Alegre*. 143p., *Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*.

Toldo Jr, E. E. (1994). Sedimentação, predição do padrão de ondas, e dinâmica sedimentar da antepraia e zona de surfe do sistema lagunar, da Lagoa dos Patos, RS. Porto Alegre, 143p. *Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*.

Toldo Jr, E. E., Dillenburg, S. R., Correa, I. C., & Almeida, L. E. (2000). Holocene sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 816-822.

Vasiliev, I., Franke, C., Meeldijk, J. D., Dekkers, M. J., Langereis, C. G., & Krijgsman, W. (2008). Putative greigite magnetofossils from the Pliocene epoch. *Nature Geoscience*, 1(11), 782-786.

Verosub, K. L., & Roberts, A. P. (1995). Environmental magnetism: past, present, and future. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B2), 2175-2192.

Villwock, J.A.; Martins,I. & Formoso,M.L.L. 1972. Contribuição ao estudo da mineralogia de argilas dos sedimentos de fundo da Lagoa dos Patos (Rio Grande do Sul, Brasil), *Revista estudos sedimentológicos*, 2(1/2): 13-34. Natal, Imprensa universitária, 1972.

Whitmeyer, S. J., Fichter, L. S., & Pyle, E. J. (2007). New directions in Wilson cycle concepts: Supercontinent and tectonic rock cycles. *Geosphere*, 3(6), 511-526.

Wilson, J. T. (1966). *Did the Atlantic close and then re-open?*. Nature.