

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Paleomagnetismo e magnetismo ambiental da Formação Içá,
Amazônia**

Campinas
Janeiro de 2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Paleomagnetismo e magnetismo ambiental da Formação Içá,
Amazônia**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia
apresentado Departamento de Geologia e Recursos
Naturais do Instituto de Geociências da
Universidade Estadual de Campinas como parte
dos requisitos exigidos para a obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

Aluno: Augusto Estanislau

Orientador: Prof. Dr. Gelvam André Hartmann

Campinas

Janeiro de 2021

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

Es83p Estanislau, Augusto, 1996-
Paleomagnetismo e magnetismo ambiental da Formação Içá, Amazônia /
Augusto Estanislau. – Campinas, SP : [s.n.], 2021.

Orientador: Gelvam André Hartmann.
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências.

1. Paleomagnetismo. 2. Geomagnetismo. 3. Magnetismo. 4. Amazônia. I.
Hartmann, Gelvam André, 1978-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto
de Geociências. III. Título.

Informações adicionais, complementares

Título em outro idioma: Paleomagnetism and environmental magnetism of the Içá Formation,
Amazon

Palavras-chave em inglês:

Paleomagnetism

Geomagnetism

paleomagnetism

Magnetism

Amazon River Region

Titulação: Bacharel

Banca examinadora:

Gelvam André Hartmann [Orientador]

Wellington Paulo de Oliveira

Wanilson Luiz Silva

Data de entrega do trabalho definitivo: 19-01-2021

Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Dr. Gelvam André Hartmann, por toda orientação, todo o empenho e dedicação à minha pesquisa.

Ao Prof. Dr. Fabiano do Nascimento Pupim pelo fornecimento das amostras analisadas nesse estudo.

Ao Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPmag) e a toda equipe que, em um momento tão difícil de pandemia, me auxiliaram para o desenvolvimento da pesquisa, em especial à Daniele Brandt e ao Giovanni Moreira.

Agradecimentos especiais aos meus pais, Claudia e Ataliba, e meu irmão, Aurélio, e toda minha família por todo amor, educação e esforço durante esses anos para que pudesse chegar aqui.

A minha companheira Lorena que, por todo esse tempo juntos, se demonstrou uma parceira excepcional, sempre me apoiando e me incentivando.

Aos amigos da Turma 016, que levarei para vida toda.

E por fim agradeço a todos os professores da UNICAMP, e aos que passaram pela minha trajetória, por todo o conhecimento e formação necessária.

Resumo

A floresta amazônica é um importante ecossistema para o desenvolvimento de populações da fauna e flora. A compreensão de suas vastas características hidrogeológicas, geológicas e pedogenéticas é fundamental para o melhor entendimento da biodiversidade da região. A Formação Içá (Fm. Içá) compreende-se uma área de mais de 1 milhão de km², na parte central da bacia sedimentar do Rio Solimões, e apresenta-se separada da Formação Solimões abaixo por uma discordância erosiva. Entretanto os sedimentos das rochas são caracterizados pela ausência de fósseis e pela sua natureza altamente oxidante, o que empobrece as determinações da idade de deposição. Na literatura os valores determinados alcançam idades Plio-Pleistocena até Pleistoceno média e superior. Este trabalho tem por objetivo contribuir com a determinação de idades relativas de uma seção específica da Fm. Içá, utilizando técnicas de paleomagnetismo. Além disso, pretende-se também contribuir com informações paleoambientais para esta mesma seção a partir de técnicas de magnetismo ambiental. Para tanto foi estudado um testemunho sedimentar da Fm. Içá depositadas em terraços fluviais no Rio Solimões a 750 km de Manaus, Amazonas. Análises de paleomagnetismo foram realizadas para determinação de dados direcionais de inclinação e declinação, afim de se obter as variações do campo geomagnético para o intervalo estudado. Os vetores direcionais indicaram latitudes equatoriais para os polos geomagnéticos virtuais do intervalo em questão, que é interpretado como uma excursão geomagnética. Em comparação com as excursões geomagnéticas encontradas na literatura foi possível associar à excursão "pós-Blake" (105-94 ka), e juntamente com as idades já atribuídas a Fm. Içá, se concluiu que as idades reportam intervalo do Pleistoceno Superior (100 e 94 ka). As análises de magnetismo ambiental se limitaram a medidas de suscetibilidade magnética multifrequência e curvas de aquisição da magnetização remanente anisterética. Os resultados indicam que a origem dos minerais de baixa coercitividade não se limitam a apenas uma proveniência, mas estariam associados a processos detríticos pedogenéticos da seção estudada.

Palavras-chave: Formação Içá, Amazônia Central, paleomagnetismo, excursões geomagnéticas, magnetismo ambiental.

Sumário

Agradecimentos	1
Resumo	2
1. Introdução.....	3
1.1.Geologia Local	4
1.1.1.Bacia do Rio Solimões	4
1.1.2.Formação Içá	5
1.2.Objetivos	6
2. Paleomagnetismo e Magnetismo Ambiental.....	7
2.1.Paleomagnetismo	7
2.1.1.Variações do campo geomagnético.....	7
2.1.2.Determinação de dados paleomagnéticos	8
2.2.Magnetismo ambiental	10
2.2.1.Propriedades magnéticas dos materiais.....	11
2.2.2.Minerais magnéticos.....	12
2.2.2.1.Magnetita.....	13
2.2.2.2.Maghemita.....	14
2.2.2.3.Hematita	14
2.2.2.4.Goethita	15
2.2.3.Parâmetros de magnetismo ambiental.....	15
2.2.3.1.Suscetibilidade Magnética.....	15
2.2.3.2.Curva de histerese	16
2.2.3.3.Magnetização remanente isotérmica (IRM).....	16
2.2.3.4.Magnetização remanente anisterética (ARM).....	16
3. Materiais e Métodos.....	18
3.1.Materiais.....	18
3.2.Métodos.....	19
4. Resultados	21
4.1.Paleomagnetismo	21

4.2.Magnetismo Ambiental.....	23
4.2.1.Suscetibilidade magnética	23
4.2.2.Análise de curvas de aquisição de ARM.....	24
5. Discussão	26
5.1.Paleomagnetismo	26
5.2.Magnetismo Ambiental.....	27
6. Conclusões.....	29
7. Referências.....	30

1. Introdução

A floresta amazônica é um extenso corpo florestal úmido, localizado na porção noroeste da América do Sul, envolvendo o território de nove nações (Brasil, Peru, Colômbia, Venezuela, Equador, Bolívia, Guiana, Suriname e França (Guiana Francesa)). O bioma amazônico representa cerca de 30% do total das florestas tropicais ainda existentes no planeta, perfazendo boa parte dos 7 milhões de km² que constituem Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas. A Floresta Amazônica desenvolve-se em função de diversos fatores, como a extensa biodiversidade de fauna e flora, a hidrografia, e sobretudo ao vasto conteúdo geológico e pedogenético constituinte do substrato florestal (MORLEY, 2000). Os principais rios amazônicos são atualmente os principais limites de distribuição para muitas espécies que ocupam áreas florestais não-inundadas (e.g. CRACRAFT, 1985; AYRES e CLUTTON-BROCK, 1992). Isso sugere que o estabelecimento desses rios pode ter afetado a conectividade entre as populações, isolando-as em margens opostas e causando especiação, ou evitando que os táxons em margens opostas se encontrem e troquem material genético (RULL, 2011; NAKA e BRUMFIELD, 2018). Os rios também controlam a distribuição da cobertura vegetal atual, com vegetação característica adaptada ao ciclo de inundação (florestas de Várzea e Igapó) ocupando várzeas e florestas não-inundadas (Floresta de Terra Firme) (SIOLI, 1984). Portanto, a evolução geológica da Amazônia durante o Quaternário é fundamental para uma melhor compreensão da biodiversidade na região. Dados geológicos precisos são necessários para a reconstrução do processo evolutivo da paisagem fluvial da Amazônia e a idade de estabelecimento do atual sistema Terra Firme-Várzea.

Embora as informações acerca dos padrões evolucionários para muitas espécies apontem para a origem no Plioceno e Pleistoceno, os estudos geológicos indicam o estabelecimento de drenagem transcontinental no Mioceno. A drenagem considera a diminuição de deposição da Formação Solimões (Fm. Solimões), na Amazônia Central, e o aumento das taxas de sedimentação no leque fluvial do Rio Amazonas entre 9,4 e 9,0 Ma (HOORN et al., 2017). No entanto, a idade da parte superior da Fm. Solimões é bastante debatida, e os dados paleontológicos sugerem idades do final do Mioceno para o início do Plioceno para as unidades sedimentares que documentariam o início do atual Rio Amazonas (LATRUBESSE et al., 2010). Além disso, as idades dos depósitos sedimentares que se sobrepõem às diferentes áreas da Amazônia Central sugerem idades ainda mais recentes para o estabelecimento do sistema fluvial atual, desde o Plio-Pleistoceno (CAMPBELL et al., 2006; HORBE et al., 2013; NOGUEIRA et al., 2013) até o final do Pleistoceno (ROSSETTI et al., 2005, 2015).

Recentemente, um cenário paleogeográfico alternativo foi proposto, sugerindo que o desenvolvimento da drenagem moderna da Amazônia ocorreu em etapas desde o final do Oligoceno até o Quaternário e não como um único evento (VAN SOELEN et al., 2017). Os diferentes modelos

paleogeográficos para a Amazônia durante o Quaternário ocorrem devido à falta de idades absolutas para as principais mudanças na paisagem tendo, portanto, consequências na compreensão da biota amazônica. Os supostos depósitos do Plio-Pleistoceno, chamados de Formação Içá (Fm. Içá) (MAIA et al., 1977; HORBE et al., 2013; NOGUEIRA et al., 2013; ROSSETTI et al., 2015), e outras sucessões pós-Solimões, como a Formação Madre de Dios na Amazônia Ocidental (CAMPBELL et al., 2006), fornecem elementos importantes para esta reconstrução. Essas formações representam os depósitos sedimentares superiores da atual floresta de Terra Firme na Amazônia Central.

1.1. Geologia Local

1.1.1. Bacia do Rio Solimões

A Bacia do Rio Solimões foi originada a partir de um rift intracratônico no Paleozóico Inferior. A deposição dos sedimentos da bacia, tendo até 3800 m de espessura, teve início no Proterozóico continuando pelo Paleozóico, com reativação no Cretáceo e Cenozóico devido à deformação da ascensão da Cadeia Andina (ROSSETTI et al., 2015). O embasamento Proterozóico sobre o qual a Bacia do Rio Solimões foi instalada faz parte de uma série de cinturões móveis agregados a um núcleo mais antigo denominado Província da Amazônia Central (CORDANI et al. 1984). A Bacia do Rio Solimões é limitada ao leste pelo Arco Purus, separando-a da Bacia do Amazonas, enquanto a parte ao oeste é limitada pelo Arco Iquitos que a divide da Bacia Acre (Figura 1). Os limites norte e sul são, respectivamente, os escudos cristalinos da Guiana e do Brasil Central, cobrindo uma área de aproximadamente 450.000 km². O interior da bacia é subdividido, pelo arco Carauari nas sub-bacias Juruá (leste) e Jandiatuba (oeste) (NOGUEIRA, 2013; ROSSETTI, 2015).

Segundo Wanderley-Filho (2010), o enchimento da bacia se deve a combinação de: (i) subsidência tectônica; (ii) entrada de sedimentos; (iii) variações climáticas locais. Esse último é um importante fator para a determinação das condições ambientais, no qual se apresenta uma grande gama de ambientes deposicionais, glaciais, desérticos e evaporíticos. Eiras et al (1994) separa o preenchimento da bacia em seis supersequências de pacotes sedimentares. As supersequências ordoviciana e siluro-devoniana são limitadas pela sub-bacia Jandiatuba, correspondendo às formações Benjamim Constant (clásticos neríticos) e Jutai (clásticos e calcários neríticos). A supersequência devoniano-carbonífera ultrapassa o arco Carauari e se estende para a sub-bacia de Juruá, abrangendo rochas sedimentares marinhas e glacio-marinhas do Grupo Marimari, Formações Uere e Jandiatuba. A supersequência carbonífero-permiana é caracterizada pelas formações Juruá, Carauari e Fonte Boa como sedimentos clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé. A supersequência do Cretáceo é correlacionada com a Formação Alter do Chão e seus

depósitos fluviais. Por fim a supersequência terciária corresponde as Formações Solimões e Içá, além dos pacotes de sedimentos do Holoceno.

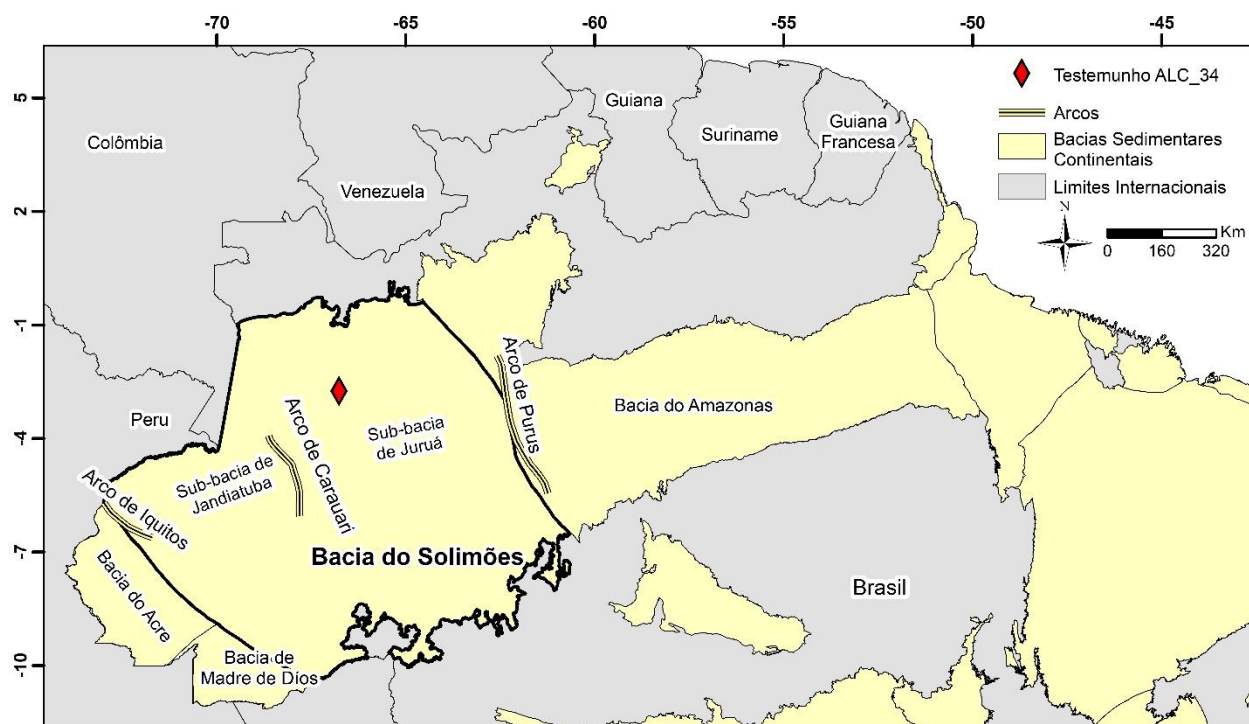


Figura 1: Mapa da Bacia Hidrográfica do Amazonas. Destaque para as Bacia do Solimões e as bacias vizinhas (Amazonas, Acre e Madre de Dóis) e nos arcos de Iquitos, Carauari e Purus. Fonte: (GÓMES et al., 2019). Fonte: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), disponível em <https://geoportal.cprm.gov.br/geosgb/>

1.1.2. Formação Içá

Maia et.al (1977) definem primeiramente a Formação Içá (Fm. Içá) como um depósito de sistema fluvial, composta, por duas seções. A seção inferior possui siltitos e/ou argilitos maciços a finamente laminares, lenticulares, intercalados com arenitos estratificados. Na seção superior estão presentes arenitos, amarelo-avermelhados, conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada na porção superior, presente ao longo de todo o Rio Içá.

Geograficamente a Fm. Içá é classificada como a unidade sedimentar mais extensa da região, abrangendo uma área de mais de 1 milhão de km² (REIS, 2016; CPRM, 2010). Para Rosseti (2005) e Pereira (2016), a unidade não é tão extensa como nos mapas representados, e estes simplificam a história do pós-Mioceno. Rosseti (2005) descreve a Fm. Içá como sendo constituída primariamente por feldspato, branco a vermelho claro, arenito de granulação fina a grossa, angulares a muito angulares, modernamente classificados, mal estratificado cruzado e subarcosos (73% quartzo monocristalino; 25% feldspato; 2% muscovita) e secundamente argilitos. A assembleia de minerais pesados é alterada, sendo constituída por minerais predominantemente estáveis, com o índice de ZTR (zircão, turmalina e rutilo) = 55% e relação instável / estável = 0,31, derivados de rochas ígneas básicas andinas, apontada pela presença de anfibólio, augita e hiperestênio e rochas ígneas ácidas e

metamórficas do Cráton Amazônico, indicadas pelo zircão, turmalina, estauroлита, cianita e andaluzita. Motta (2008) observa ciclos granodecrescentes ascendentes, com a base constituída por areia média à grossa, presente quartzo leitoso, hialino e escuro. Na parte superior se observa areia média a fina e entre os ciclos, camadas, de alguns centímetros, de argila cinza e vermelha, além de pequenos sets de areia média com estratificação cruzada tabular. Essa deposição foi documentada como sendo separada da Formação Solimões abaixo por uma discordância erosiva (discordância de Ucayali) sobre uma vasta área da Amazônia Central (PUPIM et al., 2019).

A Fm. Içá, no entanto, não possui muitos registros para determinar uma idade absoluta, dada a ausência de fósseis e sua natureza altamente oxidante (ROSSETTI, 2005). Santos et al. (1974 apud BEZERRA, 2003) e Lourenço et al. (1978 apud BEZERRA, 2003) descrevem restos vegetais carbonificados relacionados ao Pleistoceno. Enquanto Latrubesse et al. (1994) e Rossetti et al. (2005) admitem idade Plio-Pleistocênica em função de a mesma discordar sobrepostamente às rochas da Formação Solimões. Estudo palinológico (pólen *Alnus* – biozona *Alnipollenite verus*) realizado na região de Coari atribui idade pleistocênica para o topo da Fm. Içá (SILVEIRA, 2005). Idades por Luminescência Opticamente Estimulada (OSL) nas bacias dos rios Branco e Madeira (ROSSETI et al., 2015) e em afloramentos na Amazônia Central (GONÇALVES JUNIOR et al., 2016) apontam que os sedimentos correlacionados a Fm. Içá foram depositados no Pleistoceno.

Pupim et al. (2019), descreve vinte e cinco perfis sedimentares ao longo das margens dos rios Solimões, Içá e Japurá. Além disso, 10 perfis sedimentares foram amostrados para datação OSL. A datação OSL determinou que o soterramento dos sedimentos nos últimos estágios de agregação dos sedimentos da Fm. Içá aconteceu entre 250 e 45 ka (Pleistoceno médio e superior) e o início da incisão fluvial predominante com desenvolvimento do terraço local do vale ocorreu após 45 ka. Esses dados contradizem ideias anteriores interpretados como a idade da deposição sendo durante o Plio-Pleistoceno.

1.2. Objetivos

Este trabalho tem por objetivo contribuir com a determinação de idades relativas de uma seção específica da Fm. Içá, estudadas por Pupim et al. (2019), utilizando técnicas de paleomagnetismo. Além disso, análises de magnetismo ambiental foram realizadas a fim de prover informações acerca das mudanças ambientais observadas na área estudada durante o Plio-Pleistoceno. Para tanto, medidas de paleodireção e de magnetismo ambiental foram realizadas em amostras coletadas de um perfil da Fm. Içá, Amazônia Central.

2. Paleomagnetismo e Magnetismo Ambiental

2.1. Paleomagnetismo

A magnitude e a direção do campo geomagnético da superfície mudam com o tempo, desde escalas de tempo curtas (segundos e minutos) até escalas longas (milhões de anos). Aplicações geocronológicas do paleomagnetismo variam de estudos detalhados no Quaternário até estimativas pouco precisas do Pré-Cambriano (BUTLER, 1992). Sedimentos e rochas sedimentares são constantemente considerados para estudos paleomagnéticos, apesar da baixa intensidade magnética comparada com rochas ígneas e metamórficas, o registro magnético nesses materiais permite determinar o campo geomagnético de maneira contínua. Sequências sedimentares longas fornecem um grande período de tempo de deposição (milhares a milhões de anos), apesar de não possuir em toda sua extensão uma uniformidade com registros magnéticos (CARMO, 2017).

A determinação da direção e intensidade do campo paleomagnético fornece as bases para a datação relativa das amostras de rochas e sedimentos. Uma idade relativa é determinada a partir da comparação de eventos do campo geomagnético (como reversões e excursões), registrados em amostras de idade desconhecida, com esses mesmos eventos geomagnéticos datados obtidos na literatura (e. g. SINGER et al., 2014).

2.1.1. Variações do campo geomagnético

As observações do campo magnético da Terra (CMT) permitem traçar sua evolução ao longo do tempo e são muito importantes do ponto de vista de dinâmica do planeta, pois auxiliam na compreensão do mecanismo de geração do campo (geodínamo). O CMT apresenta variações no espaço e em diferentes escalas de tempo, de milissegundos até centenas de milhões ou mesmo bilhões de anos (Merrill et al., 1998). As variações da ordem de milissegundos até dias são devidas ao campo geomagnético externo, que é gerado pelo fluxo de correntes elétricas da ionosfera, magnetosfera, variação diurna solar e pelas tempestades magnéticas. As variações mais lentas são devidas ao campo geomagnético interno e podem variar de anos até bilhões de anos. Este tipo de variação, que é comumente chamada de “variação secular do CMT” é o melhor indicador da movimentação do fluido eletricamente condutor no núcleo externo da Terra, a fonte do geodínamo (HULOT et al., 2010).

O CMT de origem interna pode ser estudado pelas observações diretas da direção (declinação e inclinação) e intensidade total do campo na superfície da Terra. Medidas diretas de declinação, inclinação e intensidade são realizadas em diversos observatórios magnéticos distribuídos ao longo do globo (através da rede internacional de observatórios – INTERMAGNET) e por satélites. Todas estas fontes de medidas diretas permitem estudar o campo desde o final do século XVI até os dias atuais, no chamado “período histórico” (Merrill et al., 1998).

Para períodos de tempo anteriores (e mesmo para o histórico) os dados de variação secular do CMT provêm de medidas indiretas do campo, a partir da análise da magnetização remanente registrada em materiais arqueológicos e geológicos. Os materiais arqueológicos incluem principalmente cerâmicas, telhas e tijolos, para determinação da intensidade do CMT, bem como fornos, solo queimado e pinturas rupestres, para obtenção de dados direcionais (pois é necessária amostragem orientada *in situ*).

Os materiais geológicos mais utilizados para estudos desse tipo são as rochas ígneas extrusivas, as rochas sedimentares e os sedimentos. As rochas ígneas possuem uma alta intensidade magnética, porém atividades ígneas são rápidas e registram um breve momento. Por outro lado, rochas sedimentares e sedimentos possuem um grande período de registro magnético, apesar da baixa intensidade (CARMO, 2017). Em todos estes materiais podem ser determinadas a paleodireção e a paleointensidade do CMT para diferentes intervalos de tempo, desde escalas de um ano até virtualmente a idade da Terra, permitindo estudos da evolução do campo no passado (HULOT et al., 2010).

As variações da posição do polo magnético (ponto na superfície terrestre em que a inclinação magnética possui valor de $+90^\circ$ ou -90°), e do polo geomagnético (ponto onde o eixo do dipolo geomagnético corresponde na superfície terrestre) (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000). As excursões compreendem um fenômeno do CMT de origem interna, caracterizada por mudanças bruscas na posição do polo geomagnético da Terra. Devido ao caráter dipolar, o polo magnético encontra-se em altas latitudes (acima de 60 graus). Quando um processo de excursão inicia, o polo desloca-se a latitudes intermediárias a baixas, podendo inclusive alcançar posições do hemisfério oposto. O processo de excursão continua até a retomada da sua posição original, i.e. em altas latitudes (ROBERTS, 2008). Um processo de excursão pode durar de 1.000 anos até 10.000 anos. Se um processo de mudança de localização dos polos prossegue, ou seja, se alcança altas latitudes do hemisfério oposto, ocorre então a reversão do campo (TAUXE et al., 2010).

2.1.2. Determinação de dados paleodirecionais

A direção e a intensidade do campo magnético terrestre (CMT) do passado são registradas pela magnetização remanente natural (MRN) em materiais arqueológicos e geológicos submetidos a temperaturas superiores à Temperatura de Curie (T_C) ou Temperatura de Néel (T_N) dos portadores magnéticos. A magnetização adquirida após o resfriamento desses materiais é chamada de magnetização remanente térmica (MRT). Outro método de registro do CMT ocorre durante a deposição de partículas magnéticas em pinturas, cimentos ou sedimentos naturais e antropogênicos. Essa magnetização é chamada de magnetização remanente deposicional (MRD). A remanência adquirida quando uma rocha se forma ou quando um material arqueológico é confeccionado ou

abandonado, é chamada de magnetização primária, que deve ser paralela (ou, muito raramente, antiparalela) ao campo magnético durante sua formação. Componentes magnéticas subsequentes são chamadas de magnetizações secundárias e podem ser de origem química (MRQ), viscosa (MRV) ou termoviscosa (MRTV) (e.g. DUNLOP E ÖZDEMİR, 1997; TAUXE et al., 2010).

Para as determinações da direção (declinação e inclinação) são utilizados os procedimentos tradicionais (e.g. TAUXE et al., 2010) para investigação da estabilidade magnética e na identificação das componentes de magnetização. A estabilidade magnética é examinada através da desmagnetização por campos magnéticos alternados (AF, do inglês Alternating Field) das amostras orientadas. Na desmagnetização por campos alternados mede-se a variação da magnetização com o campo AF. O procedimento padrão para a desmagnetização AF é expor uma amostra de material geológico (rochas, sedimentos e solos) ou arqueológico (tijolos, telhas ou cerâmica) é submetida a um campo magnético alternado de amplitude H_{AF} , com uma forma senoidal que é lentamente reduzido a zero (Figura 2).

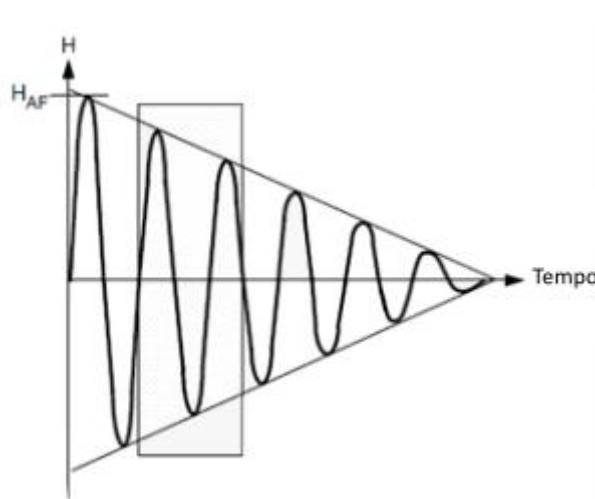


Figura 2: Forma de onda generalizada de um campo magnético (H) utilizado na desmagnetização de um campo alternado (AF), a forma da onda tem queda linear em amplitude em função do tempo, com uma amplitude máxima H_{AF} (modificado de BUTLER, 1998).

Após este processo, os grãos com coercividade remanente inferior a H_{AF} , geralmente as magnetizações secundárias, apresentarão magnetização remanente nula, isolando a MRN característica (MRNc). O campo AF é então aumentado sucessivamente, decompondo o vetor MRN. Se somente uma componente magnética contribui para a MRN nenhuma mudança na direção deverá ser observada durante a desmagnetização. Por outro lado, se duas ou mais remanências estão presentes, e possuem direções diferentes, então uma mudança direcional deverá ocorrer. Geralmente, a componente mais estável é aquela que permanece durante os últimos passos de desmagnetização, seja em campos AF mais altos.

Durante o experimento cada vetor MRN observado é decomposto em suas componentes norte (N), leste (E) e vertical (Z, para baixo). A Figura 3a exemplifica a decomposição da magnetização nos diferentes passos de desmagnetização. O nível 0 é a origem antes da desmagnetização, os níveis de 0 a 3 (linha tracejada) representam a remoção da componente da MRN de baixa estabilidade (componente secundária). Os níveis de 3 a 6 (linha sólida) indicam o isolamento da componente MRN de alta estabilidade (componente primária); nota-se que não há diferença na direção, apenas na intensidade. O vetor direcional é determinado a partir do diagrama de Zijderveld, (Figura 3b) que facilita a visualização dos dados tridimensionais no plano cartesiano. Os quadrados pretos representam a projeção, nas direções N-E, enquanto os quadrados brancos representam a projeção nas direções N-vertical (Figura 3b) (BUTLER, 1992).

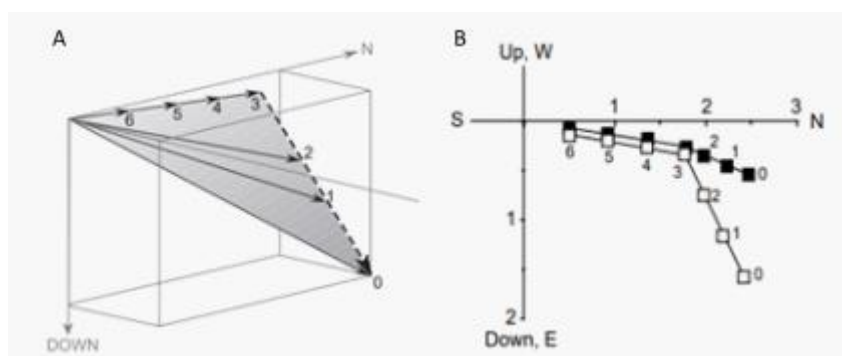


Figura 3: (A) Trajetória do vetor NRM durante os passos de desmagnetização. As setas tracejadas (níveis 1-3) indicam a remoção da componente de NRM de baixa estabilidade, e as setas sólidas (níveis 3-6) indicam a remoção da componente de alta estabilidade. (B) Projeções verticais e horizontais combinadas em um diagrama. Os quadrados pretos representam o vetor no plano horizontal, enquanto os quadrados brancos o vetor projetado no plano vertical. (BUTLER, 1992).

2.2. Magnetismo ambiental

O magnetismo ambiental abrange várias áreas do conhecimento como nas geociências, biologia, química, física, ciências ambientais e em pesquisas sobre alterações climáticas e poluição ambiental. Mudanças ambientais e climáticas influenciam o modo de transporte, sedimentação, deposição, além das propriedades, dos minerais formadores de rochas (EVANS E HELLER, 2003; LIU et. al., 2012;). Os parâmetros magnéticos desses minerais possuem uma dependência com propriedades texturais e de composição da rocha (concentração, tamanho de grão e mineralogia), relacionadas processos geológicos originais ou ambientais subsequentes, assim é possível determinar informações ambientais passadas (TAUXE, 2010; LIU et. al., 2012). Os parâmetros magnéticos mais utilizados são: susceptibilidade magnética, magnetização remanente anisterética (ARM), magnetização remanente isotérmica (IRM), coercividade e histerese magnética, razão S e propriedades dependentes da temperatura e da frequência. Alguns minerais magnéticos como magnetita, hematita e maghemita, oxidróxidos e sulfetos, apresentam sensibilidades às mudanças ambientais e são utilizados como padrões (TAUXE, 2010; LIU et. al., 2012).

2.2.1. Propriedades magnéticas dos materiais

O magnetismo é uma propriedade fundamental de todos os materiais. Em nível atômico os campos magnéticos surgem a partir da rotação dos elétrons sobre o núcleo do átomo (MAHER, 2007). A Figura 4 ilustra os três tipos fundamentais de propriedades magnéticas em que possuem uma magnetização (J) adquirida em resposta a um campo magnético (H): o diamagnetismo; paramagnetismo; e ferromagnetismo.

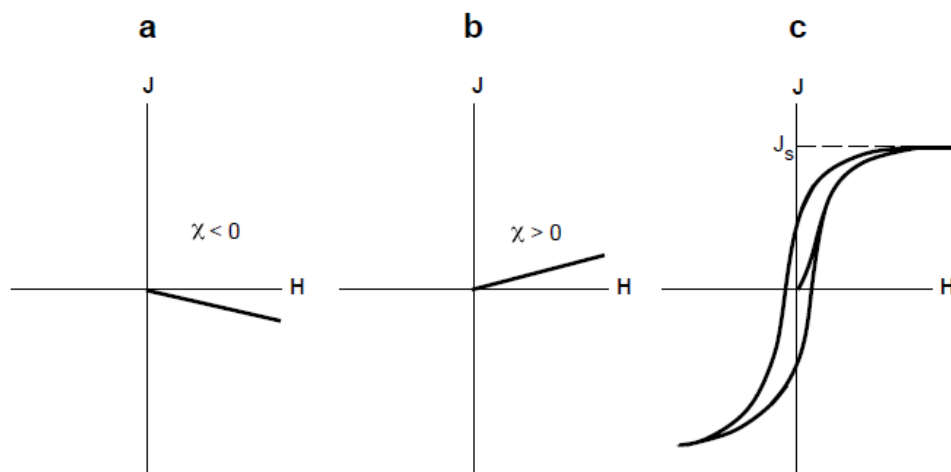


Figura 4: Modelos de magnetização (J) em função do campo magnético induzido (H). (a) Diamagnetismo: a susceptibilidade magnética (χ) é uma constante negativa. (b) Paramagnetismo: a χ é uma constante positiva. (c) Ferromagnetismo: a magnetização cresce em forma de uma histerese e, portanto, a χ é uma variável (compilado de Butler, 1992).

O diamagnetismo é uma propriedade de todos os materiais, que surge da interação de um campo magnético aplicado e do movimento dos elétrons ao redor do núcleo. A resposta diamagnética dos materiais sobre um campo magnético (H) apresenta uma magnetização induzida oposta a direção do campo aplicado (Figura 4a). Isso ocorre porque o torque realizado no movimento orbital dos elétrons faz com que os momentos magnéticos precessem e gerem uma corrente em torno de um eixo paralelo ao campo aplicado; e esta corrente induzida causa um campo magnético fraco oposto a H . A suscetibilidade diamagnética é negativa e constante, diminuindo a zero com a remoção do campo, e é fundamentalmente independente da temperatura. Quartzo (SiO_2) é um mineral diamagnético clássico, assim como a água (BUTLER, 1992; MAHER, 2007).

Muitos dos minerais de interesse em estudos ambientais são paramagnéticos e, por mais que gerem um “ruído” em vez de um sinal, ainda assim são dados como mais importantes para o magnetismo ambiental que materiais diamagnéticos (EVANS & HELLER, 2003). Os materiais paramagnéticos respondem a um campo magnético (H) adquirindo uma magnetização induzida (J_i) paralela ao campo aplicado (Figura 4b). Em condições geologicamente relevantes, J_i é linearmente dependente de H . Como no diamagnetismo, o paramagnetismo tende a zero quando o campo aplicado

é removido. A suscetibilidade paramagnética é positivamente fraca e proporcionalmente inversa a temperatura. Os momentos magnéticos atômicos reagem independentes a um campo magnético ou à energia térmica. Acima do zero absoluto a energia térmica vibra a estrutura cristalina, assim os momentos magnéticos oscilem aleatoriamente e em todas direções, resultando em uma $J_i = 0$. Sob a presença de um campo externo, os momentos atômicos são sujeitos a um torque de alinhamento magnético (EVANS & HELLER, 2003; BUTLER, 1992). Em condições de temperatura ambiente, muitos minerais que possuem ferro e manganês são paramagnéticos, como a biotita, com suscetibilidade magnética de $\sim 80 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, piroxênio ($\sim 50 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) (MAHER, 2007).

Por fim, o ferromagnetismo apresenta magnetismo muito mais intenso que o diamagnetismo e o paramagnetismo. O ferromagnetismo, mesmo sem a presença de um campo externo, possui magnetização espontânea e a capacidade de portar uma magnetização remanescente, importante propriedade para o paleomagnetismo (MAHER, 2007). O ferromagnetismo está presente em materiais associados com elementos de ferro, níquel e cobalto e em importantes minerais de óxidos de ferro (EVANS & HELLER, 2003). Na presença de um campo magnético (H), a magnetização de um material ferromagnético atingirá um valor máximo (J_s , magnetização de saturação), independente do aumento de H (Figura 4c). Com a remoção de H , a magnetização J não tende a zero apresentando, assim, uma magnetização remanente (J_r); essa remanência é responsável pelo registro do campo geomagnético do passado.

Na estrutura cristalina dos materiais ferromagnéticos os átomos adjacentes estão próximos entre si, assim alguns orbitais de elétrons se sobreponham e todos os momentos magnéticos estão alinhados adquirindo uma forte interação magnética. Os materiais ferromagnéticos podem ter algumas configurações sobre suas estruturas cristalinas (EVANS & HELLER, 2003), essas:

- a) Ferromagnetismo: Possui seus pares de momentos magnéticos alinhados e apontando para o mesmo sentido e com mesma intensidade.
- b) Antiferromagnetismo: Os pares momentos magnéticos são alinhados possuem mesma intensidade, porém não apontam para o mesmo sentido, assim a magnetização líquida é zero. Em alguns materiais defeitos na rede cristalina e/ou vacâncias inclinam ligeiramente os momentos atômicos, adquirindo uma fraca magnetização.
- c) Ferrimagnetismo: Aqui os pares possuem as características direcionais do antiferromagnetismo, mas a intensidade entre os pares é diferente, e pode surgir uma forte magnetização.

2.2.2. Minerais magnéticos

Os minerais magnéticos são formados em altas temperaturas e cada um resfria a uma determinada temperatura, chamada de Temperatura de Curie, T_C , (para os minerais ferromagnéticos)

ou de Temperatura de Néel, T_N , (para os minerais antiferromagnéticos). Assim, os minerais adquirem uma magnetização permanente que, em certas condições, se alinham na mesma direção que o campo magnético terrestre (TAUXE et al., 2010; MAHER, 2007).

O ferro (Fe) é o quarto elemento mais abundante (por peso) da Terra (5%, atrás de oxigênio (47%), sílica (28%) e alumínio (8%)), e os minerais que possuem ferro em sua composição são determinantes para estudos paleomagnéticos (TAUXE et al., 2010). As propriedades magnéticas das rochas refletem as propriedades de pelo menos um dos grupos/famílias de minerais a seguir: óxidos de ferro e titânio (magnetita, maghemita, titanomagnetita, hematita), óxi-hidróxido de ferro (goethita), e sulfetos de ferro (greigita e pirrotita) (MAHER, 2007). As propriedades magnéticas dos principais minerais magnéticos são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1: Minerais magnéticos normalmente utilizados em técnicas de magnetismo ambiental, e algumas de suas propriedades magnéticas. (EVANS E HELLER, 2003; MAHER, 2007) T_c = Temperatura de Curie (*Temperatura de Neel); χ = Suscetibilidade magnética; M_s = Magnetização de saturação; SIRM = magnetização remanente isotérmica de saturação.

Mineral	Fórmula	T_c (°C)	χ ($\mu\text{m}^3/\text{kg}^{-1}$)	M_s (kA/m)	SIRM (Am^2/kg)
Magnetita	Fe_3O_4	580	$\sim 500 - 600$	480	$\sim 10 - 20$
Maghemita	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	590–675*	-	380	-
Hematita	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	675	~ 60	~ 2.5	~ 0.25
Goetita	$\alpha\text{-FeOOH}$	120	~ 70	~ 2	~ 0.05

2.2.2.1. Magnetita

A magnetita (Fe_3O_4) possui em sua fórmula detalhada dois átomos de ferro férrico, ou ferro (III) (Fe^{+3}) e um átomo de ferro ferroso, ou ferro (II) (Fe^{+2}) ligados a quatro átomos de oxigênio (O_2^-). Possui estrutura cristalina do tipo espinélio, que possui dois espaços intersticiais: tetraédrico (sítio A), ocupado apenas pelo ferro férrico; e octaedro (sítio B), que pode ser ocupado por ambos Fe^{+3} ou Fe^{+2} (TAUXE et al., 2010; MAXBAUER et al., 2016a). São comuns substituições de íons de titânio (Ti^{+4}) na estrutura da magnetita. Essas substituições ocorrem em altas temperaturas em sistemas ígneos, e quando os minerais são resfriados além de suas temperaturas de Curie, adquirem uma magnetização permanente alinhada com a direção do campo magnético terrestre (MAHER, 2007). Quando o íon de titânio (Ti^{+4}) substitui o ferro (III) do sítio B na estrutura cristalina da magnetita, e afim de manter o equilíbrio de cargas o outro ferro (III) se transforma em ferro (II). Isso dá origem a série de solução sólida chamada de titanomagnetitas, que possui um espectro limitado entre a magnetita e o mineral ulvöespinélio (Fe_2TiO_4). Os spins do ulvöespinélio possuem o mesmo momento dando ao mineral a propriedade antiferromagnética (TAUXE et al., 2010). De modo geral

a fórmula das séries da titanomagnetita é definido como: $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ ($0 \leq x \leq 1$) (EVANS & HELLER, 2003; MAXBAUER et al., 2016a).

Recentemente a ideia de que magnetitas só se formavam em ambientes ígneos foi atualizada com a descoberta da formação do mineral em condições de pressão e temperatura da superfície terrestre. Cristais de magnetita podem ser ativamente formados dentro das células de bactérias magnetotáticas, alguns demonstram formas de cristal exclusivas, que alinham de forma eficiente a célula bacteriana com o campo magnético da Terra, e quando as bactérias morrem a magnetita pode se preservar em sedimentos (MAHER, 2007).

2.2.2.2. Maghemita

A maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) é importante em estudos ambientais e paleoambientais pois ocorre amplamente nos solos. Sua composição atômica é idêntica ao da hematita, porém, sua estrutura cristalina e propriedades magnéticas se assemelham à magnetita. A formação da maghemita acontece pela oxidação dos ferros bivalentes da magnetita, em que um terço de Fe é removido da rede cristalina, enquanto os dois terços restantes mudam de Fe^{+2} para Fe^{+3} (EVANS & HELLER, 2003; BUTLER, 1998). A maghemita é um mineral metaestável, porém, é estabilizado pela presença do íon de alumínio (Al^{+3}) (um dos minerais em maior concentração em solos), permitindo a sua estabilização após o aquecimento (MAHER, 2007). A magnetita e maghemita são os menores constituintes em relação a massa ou volume na maioria dos solos, mas definem as propriedades magnéticas dos solos em que estão presentes (MAHER, 1998).

2.2.2.3. Hematita

A hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) é o mineral mais abundante e estável em solos e sedimentos. A hematita domina as propriedades magnéticas dos red-beds (arenitos vermelhos e folhelhos que são uma importante fonte de dados no paleomagnetismo clássico) (CORNELL AND SCHWERTMANN, 2003; EVANS & HELLER, 2003). A hematita apresenta configuração cristalina hexagonal, com estrutura romboédrica. Em sua estrutura, o acoplamento dos cátions de ferro (III) possui momentos magnéticos alinhados opostos, adquirindo características antiferromagnéticas em sua estrutura. Porém, frequentemente não se comporta como um mineral antiferromagnético perfeito porque exibe uma remanência magnética fraca, mas estável, e suscetibilidade magnética positiva (MAHER, 2007; TAUXE et al., 2010). Como na magnetita, o titânio (Ti^{+4}) também pode substituir o ferro em sua estrutura, ocasionando nas séries de solução sólida titanohematitas. As titanohematitas tem como fórmula geral: $\text{Fe}_{2-y}\text{Ti}_y\text{O}_3$ ($0 \leq y \leq 1$), em que os limites são a hematita ($y = 0$) e a ilmenita (FeTiO_2)

($y = 1$). Para todo cátion Ti^{+4} adicionado o ferro férrico restante é convertido para ferro (II) (EVANS & HELLER, 2003).

2.2.2.4. Goethita

Um dos mais abundantes e importantes oxi-hidróxidos de ferro é a goethita (α -FeOOH). A goethita possui estrutura ortorrômbica e antiferromagnética, podendo apresentar um ferromagnetismo fraco (MAXBAUER et.al 2016a). O motivo dessa magnetização fraca ainda é pouco conhecido. Liu et.al (2006), Tauxe et al (2010) e Evans & Heller (2003) discorrem que ela ocorre em razão de uma remanência parasitária que surge por defeitos em substituições da estrutura cristalina. A goethita é um produto do intemperismo dos minerais de Fe, ocorrendo abundantemente em solos e sedimentos. Técnicas de raios-X podem identificar concentrações de 5 até 10% (MAHER, 2007). Sob muitas condições é metaestável e com o tempo e temperatura elevada desidrata em hematita (TAUXE et al., 2010).

2.2.3. Parâmetros de magnetismo ambiental

Os parâmetros de magnetismo ambiental fornecem informações sobre concentração, estado de domínio, tamanho do grão magnético e a mineralogia magnética presente em uma amostra de material arqueológico ou geológico (e.g. THOMPSON E OLDFIELD, 1986; DALAN E BANERJEE, 1998; EVANS & HELLER, 2003; LIU et al., 2012). Todas essas informações estão diretamente relacionadas com os processos originais (e.g. formação do material geológico) ou processos posteriores (e.g. alterações químicas de solos e sedimentos, etc.). A determinação dos parâmetros magnéticos é efetuada com medidas magnéticas variando o campo magnético aplicado, a frequência e a temperatura.

2.2.3.1. Suscetibilidade Magnética

Um dos parâmetros mais utilizados em estudos de magnetismo ambiental é a susceptibilidade magnética de campo baixo (e.g. EVANS E HELLER, 2003; LIU et al., 2012). A susceptibilidade magnética (χ) é definida como sendo a razão entre a magnetização induzida (M) em uma amostra e um campo magnético aplicado (H). Logo,

$$\chi = \frac{dM}{dH} \quad (01).$$

Dependendo do tipo, quantidade, tamanho e forma dos minerais ferromagnéticos presentes em uma amostra e pode ser dependente da massa (χ) ou dependente do volume (κ).

A susceptibilidade magnética de grãos ferrimagnéticos apresenta também uma dependência com relação a frequência (LIU et al., 2012). A dependência com a frequência (χ_{fd}) (Equação 02) calcula através da diferença da suscetibilidade magnética obtida em diferentes frequências (e.g. f1 e

f2, sendo $f2 > f1$). O parâmetro (χ_{fd}) e sua normalização ($\chi_{fd}\%$) (Equação 03) detectam a presença de partículas superparamagnéticas (WORM, 1998; LIU et al., 2005a). Assim:

$$\chi_{fd} = \chi_{f1} - \chi_{f2} \quad (02),$$

$$\chi_{fd\%} = \frac{(\chi_{f1} - \chi_{f2}) \times 100}{\chi_{f1}} \quad (03).$$

O limite de tamanho de grão, onde as partículas passam de um comportamento magnético de grãos monodomínio (SD) para um comportamento superparamagnético (SP), é controlado pelo tempo no qual um campo magnético é aplicado e, portanto, dependente do tempo (ou frequência) e da temperatura.

2.2.3.2. Curva de histerese

A curva de histerese é uma importante técnica para caracterização de minerais ferromagnéticos, permitindo calcular os parâmetros de magnetização e a coercividade magnética dos grãos presentes em uma amostra. Experimentalmente, as curvas de histerese são obtidas em uma amostra através da aplicação de um campo magnético H de intensidade sucessivamente mais alta em um sentido “positivo”, até que os momentos magnéticos se tornem paralelos ao campo aplicado, atingindo-se assim a saturação a um campo máximo $+H_{MAX}$. Em seguida, o campo magnético é aplicado no sentido contrário (“negativo”) até que este se anule e atinja $-H_{MAX}$. A magnetização é medida continuamente em ambos os sentidos do campo aplicado. Os parâmetros calculados a partir das curvas de histerese são a magnetização de saturação (M_s), a magnetização remanente de saturação (M_{rs}), o campo coercivo (ou coercividade, H_c) e a coercividade de remanência (H_{cr}). Tais parâmetros podem ser interpretados comparando as razões M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c que, por sua vez, indicam regiões de domínio magnético dos materiais (DAY et al., 1977).

2.2.3.3. Magnetização remanente isotérmica (IRM)

A magnetização remanente isotérmica (IRM, inglês isothermal remanent magnetization) é definido como a magnetização de uma amostra adquirida pela aquisição e remoção de um campo de corrente contínua (DC), em uma temperatura constante, normalmente temperatura ambiente (EVANS E HELLER, 2003). A IRM aumenta proporcionalmente ao campo aplicado, até um limite em que sua saturação é atingida, magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM). Esse campo limite varia de acordo com a composição, tamanho dos minerais, e as propriedades dos minerais magnéticos. A SIRM pode prover informações sobre os grupos de minerais magnéticos componentes das amostras e o estado de domínio (LIU et al., 2012).

2.2.3.4. Magnetização remanente anistérmica (ARM)

Os grãos SD estáveis apresentam baixos valores de susceptibilidade ferrimagnética (χ_{ferri}), mas tem a propriedade de registrar uma magnetização remanente (e.g. DUNLOP E ÖZDEMIR, 1997). A remanência desses grãos, chamada de magnetização remanente anisterética (ARM, do inglês *anhysteretic remanent magnetization*), é adquirida por um material quando exposto a um campo magnético alternado (e.g. AF = 100 mT) com um campo direto parcial (e.g. DC = 50 μ T). A ARM é proporcional ao campo DC, de maneira que frequentemente se utiliza a susceptibilidade da ARM (χ_{ARM}) para estimativa das mudanças no tamanho de grão magnético. A relação entre a χ_{ARM} e χ_{fd} (ou $\chi_{\text{fd}}\%$) é usada para determinar a concentração de grãos SP e SD estáveis. A χ_{ARM} está linearmente relacionada com o campo DC, porém, essa premissa vale apenas para campos de até $\approx 80 \mu\text{T}$ (TAUXE et al., 2010).

Com curvas de aquisição de ARM e de IRM é possível obter as fases magnéticas presentes nas amostras. A separação das diferentes fases magnéticas (minerais magnéticos) presentes em uma amostra de rocha ou sedimento é determinada a partir da análise e ajustes na curva log-gaussiana das curvas de aquisição, seja de IRM ou de ARM (e.g. ROBERTSON E FRANCE, 1994; KRUIVER et al., 2001; MAXBAUER et al., 2016a). Os parâmetros de coercividade média destrutiva (MDF ou $B_{1/2}$) e de dispersão (DP), obtidos na análise da curva log-gaussiana, fornecem informações para determinar alguns indicadores ambientais, como por exemplo a proveniência da magnetita, colaborando com as reconstruções dos cenários paleoambientais.

3. Materiais e Métodos

3.1. Materiais

As análises de paleomagnetismo e magnetismo ambiental foram realizadas em amostras orientadas da seção ALC34(A) (Figuras 5 e 6), associadas a estruturas sedimentares da Fm. Içá, depositadas em terraços fluviais no Rio Solimões. A seção está localizada a aproximadamente 750 km de Manaus, Amazonas, nas coordenadas UTM -66.7610 L e -2.7412 N.

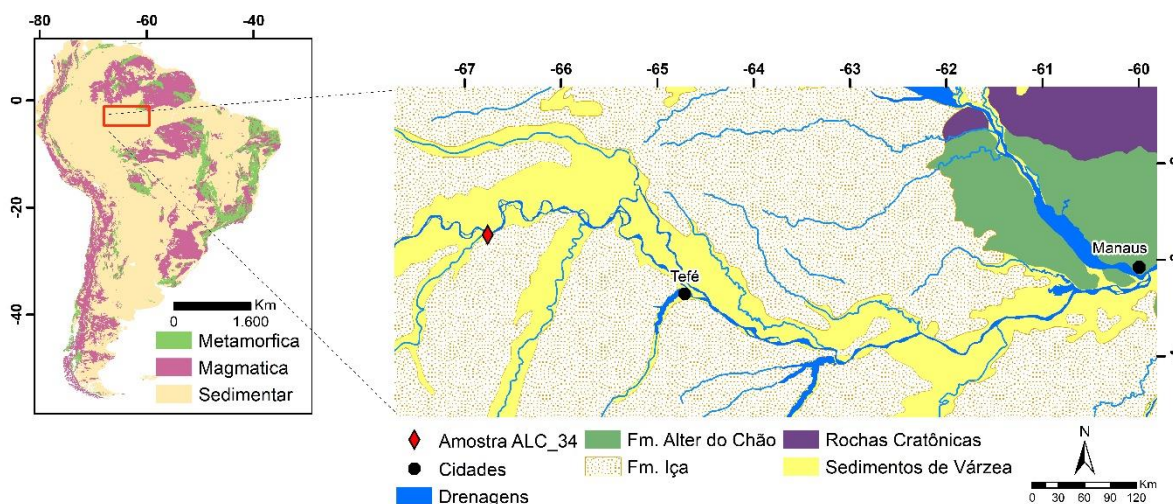


Figura 5: Mapa geológico (GÓMES et al., 2019) destacando a Fm. Içá, sedimentos de várzea, Fm. Alter do Chão e Rochas Cratônicas.

Nesta seção é possível identificar um intervalo temporal entre as camadas sedimentares inferiores e superiores de aproximadamente 15 mil anos, obtido por técnicas de luminescência opticamente estimulada (OSL) (A e D, Figura 6). Ao longo da sequência ocorrem elementos argilosos e areia maciça na porção superior, seguida por laminações plano-paralelas de areia fina, intercaladas com camadas heterolíticas. Na porção inferior da seção são encontradas estruturas típicas de estratificações cruzadas planares, associadas a intercalações de argila (PUPIM et al., 2019).

A amostragem em campo da seção ALC34(A), ao topo da sequência (Figura 6), foi feita continuamente utilizando caixas cúbicas de acrílico de 2 cm de lado, inserindo-as paralelamente a seção, resultando em 134 amostras. As amostras foram orientadas em campo considerando os ângulos de inclinação da seção (neste caso, em 90° por se tratar de uma seção perpendicular ao plano de amostragem) e com o azimuth magnético tomado a partir de uma bússola Brunton. Após a coleta as amostras foram armazenadas refrigeradas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP).

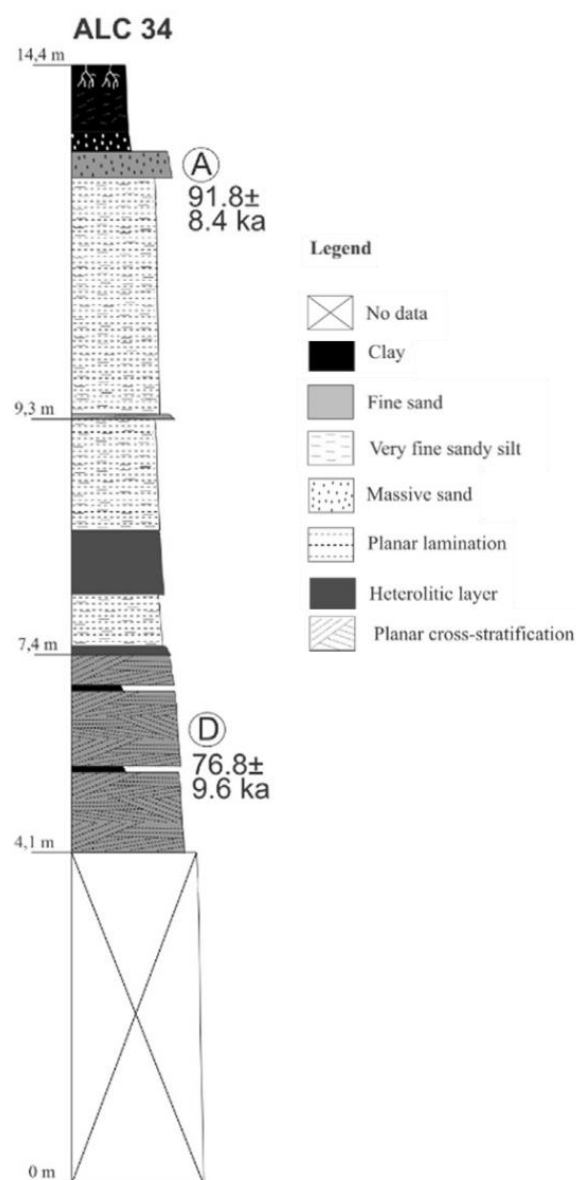


Figura 6: Perfil da seção ALC34. Elementos argilosos e areia maciça na porção superior, seguida por laminações plano-paralelas de areia fina, intercaladas com camadas heterolíticas. Na porção inferior da seção são encontradas estruturas típicas de estratificações cruzadas planares, associadas a intercalações de argila. A e D datações OSL (Modificado de PUPIM et al., 2019).

3.2. Métodos

As medidas experimentais foram efetuadas no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG/USP. As análises incluíram medidas de susceptibilidade magnética (variando frequência), desmagnetização por campos magnéticos alternados (AF) e curvas de aquisição e desmagnetização da magnetização remanente anisterética (ARM). Todas as amostras foram pesadas em uma balança de precisão e as medidas normalizadas pelas respectivas massas das amostras.

As medidas de susceptibilidade magnética foram adquiridas pelo equipamento susceptômetro Kappabridge MFK1-FA obtendo-se a média de 3 medidas por amostra em duas frequências diferentes, sendo elas F1 (956 Hz) e F3 (1562 Hz). A partir das medidas em duas

frequências, foi calculado o parâmetro do $\chi_{fd}\%$, que é um importante indicador de magnetismo ambiental.

A desmagnetização por campos magnéticos alternados (AF) das amostras foi realizada em 18 passos de 0 a 100 mT (0, 2.5, 5, 8, 12, 16, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 90 e 100 mT). A identificação das componentes de magnetização foi determinada a partir de análises vetoriais de Zijderveld (1967) e análise por componentes principais, PCA (Kirschvink, 1980). As direções foram calculadas usando o pacote de software paleomagnético REMASOFT 3.0 (Agico LTD).

As curvas de aquisição de ARM foram determinadas seguindo o protocolo com os mesmos passos para a desmagnetização AF, aplicando um campo direto (DC) unidirecional com valor de 50 μ T. Ambos os procedimentos de AF e ARM foram realizados magnetômetro SQUID (Superconducting Quantum Interference Device) da empresa 2G-Enterprises acomodado em uma sala magneticamente blindada, com campo magnético interno <500 nT.

As análises de separação de fases foram realizadas para todas as amostras do testemunho utilizando o software Max Unmix (Maxbauer et al., 2016b; <http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>). Maxbauer et al. (2016b) apresenta um novo programa, MAX UnMIX, projetado na linguagem de computação estatística R, que se utiliza de métodos estatísticos que decompõem vários tipos de curvas de magnetização (por exemplo, aquisição, desmagnetização ou backfield). Em comparação com métodos anteriores MAX UnMIX, além de fornecer um aplicativo de web gratuito, com o código acessível via software livre. Figura 7 apresenta um exemplo da aquisição da curva ajustada para duas componentes (MAXBAUER et, al. 2016b).

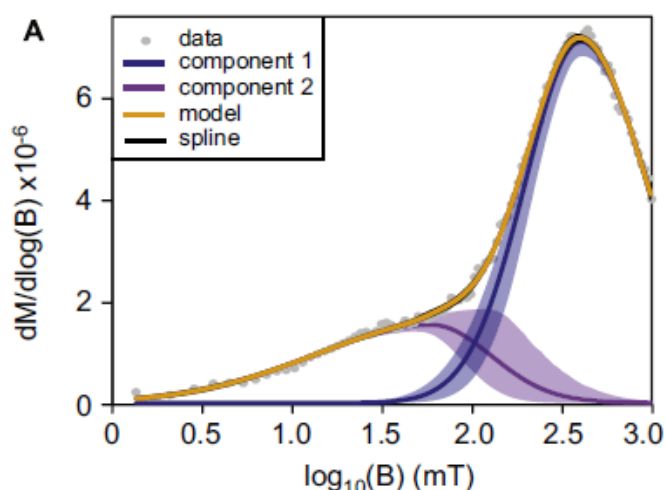


Figura 7: (A) Exemplo de ajuste modelo, Distribuição de coercividade (dados mostrados em círculos cinza, ajuste de spline parcialmente visível como linha preta) derivada de dados de remanência de backfield até 1T. (retirado de Maxbauer et al. (2016b)).

4. Resultados

Os resultados deste trabalho foram determinados pelos métodos descritos anteriormente e estão divididos em duas partes. Na primeira parte são apresentados os resultados paleodirecionais para determinação dos polos geomagnéticos virtuais (PGVs) e determinação das possíveis idades relativas da seção ALC34(A). Na segunda parte são descritos os resultados obtidos pela análise dos parâmetros de magnetismo ambiental.

4.1. Paleomagnetismo

A desmagnetização por campos magnéticos alternados (AF) foi realizada em todas as amostras da seção ALC34(A). Os resultados de declinação e inclinação das amostras foram obtidos pelo *software* REMASOFT 3.0 (Agico LTD), adotando um critério de confiança do desvio angular máximo (MAD) menores que 10°. A Figura 8 exemplifica os resultados obtidos no estereograma e na projeção ortogonal dos dados direcionais. No estereograma os círculos em ciano representam inclinação negativa. Para a projeção ortogonal os círculos pretos indicam a componente horizontal e os cianos a componente vertical para as amostras ALC34_017 (41,5 cm) e ALC34_105 (261,5 cm) representam resultados confiáveis com um MAD baixo, já a amostra ALC34_109 (271,5 cm) representa resultados de inclinação não confiável com um MAD alto e, portanto, indica uma amostra que foi descartada para a análise direcional.

Foram analisadas 120 amostras, enquanto 14 foram descartadas da análise. A Figura 9 mostra os resultados de declinação e inclinação determinados a partir das análises vetoriais de Zijdeveld (1967) e análise por componentes principais, PCA (Kirschvink, 1980). As médias para os vetores direcionais foram calculadas com o auxílio da plataforma online: Paleomagnetism.org (<https://paleomagnetism.org/statistics/>). A declinação apresentou valores que variaram de 267,3° e a 339,6° com uma média de 310,3°. Já os valores de inclinação oscilaram de -29,4° a -75,7°, com um pico de -4,9° em 129 cm de profundidade. A média dos valores de inclinação foi de -53,7°. Os valores de MAD se mostraram baixos, com uma média de 2,4° e valor máximo de 4,8°, o que mostra robustez dos dados.

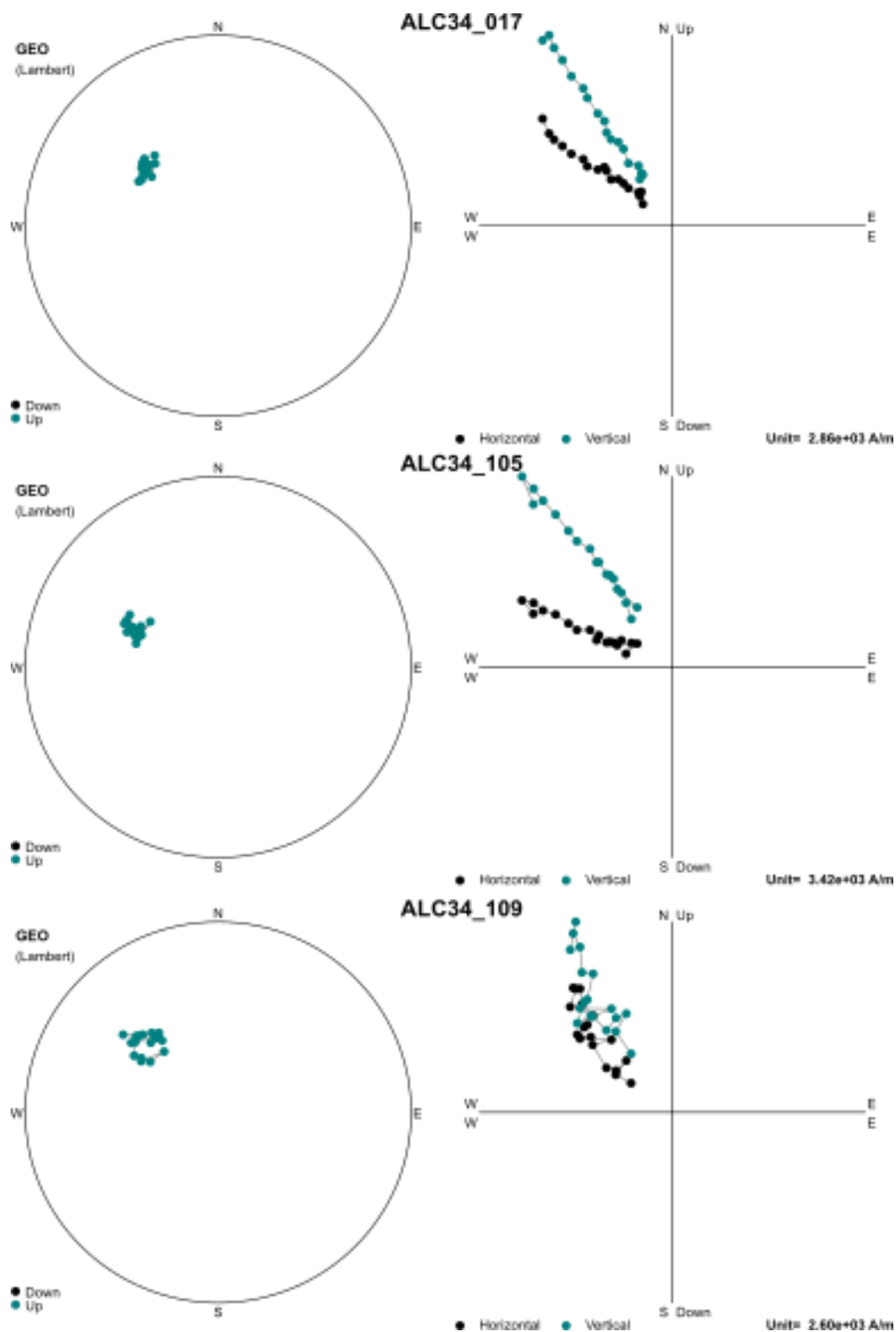


Figura 8: Resultados da desmagnetização AF. Para cada amostra é observado a NRM na projeção ortogonal e no estereograma. No estereograma os círculos ciano = inclinação negativa. Para a projeção ortogonal os círculos pretos = componente horizontal, e os cianos = componente vertical.

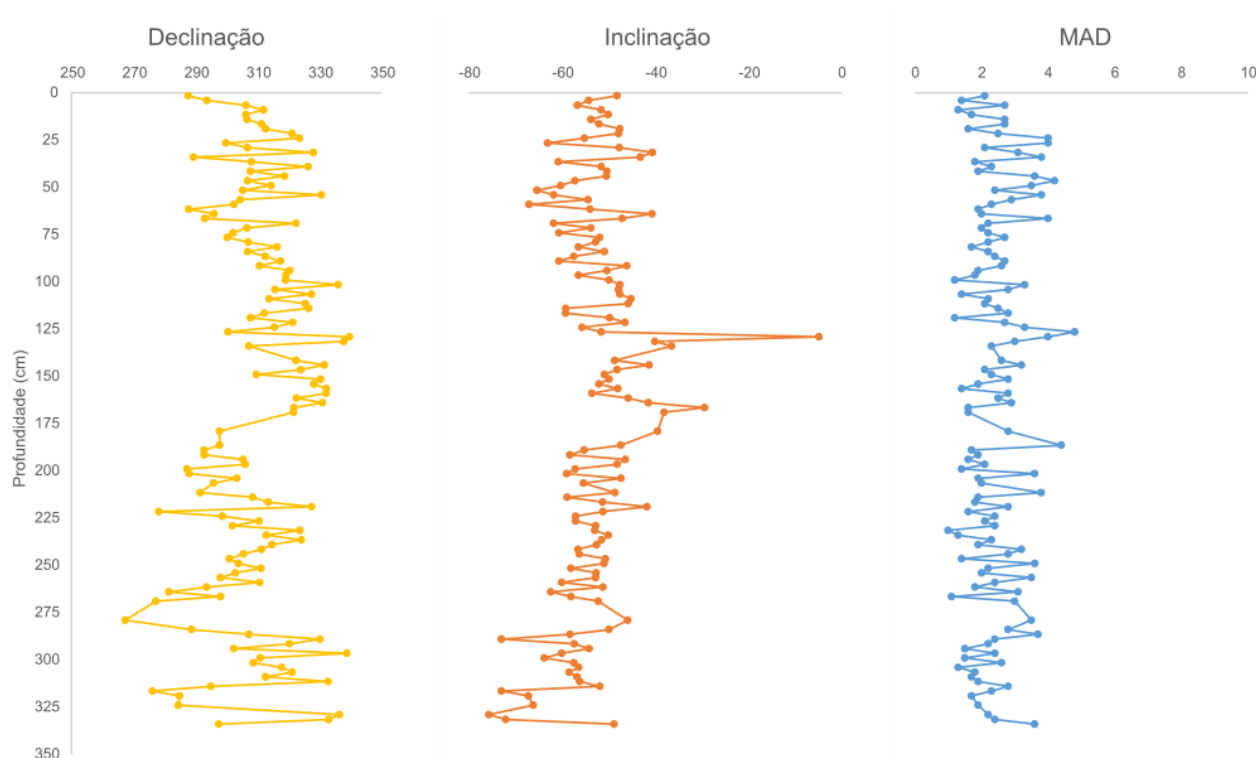


Figura 9: Valores de declinação (amarelo), inclinação (laranja) e MAD (azul), obtidos a partir de análises vetoriais de Zijderveld (1967) e análise por componentes principais, PCA (Kirschvink, 1980).

4.2. Magnetismo Ambiental

Os parâmetros de magnetismo ambiental foram realizados para determinar as possíveis mudanças ambientais registradas no testemunho ALC34(A) e auxiliar na descrição das mesmas para a região de estudo.

4.2.1. Suscetibilidade magnética

As medidas de susceptibilidade magnética foram realizadas em todas as 134 amostras da seção ALC34(A), usando as frequências baixa (976 Hz) e alta (15616 Hz) e também foi calculado o parâmetro de susceptibilidade dependente da frequência ($\chi_{fd}\%$). A Figura 10 mostra os resultados de susceptibilidade magnética. Os valores variam de $7,52 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ a $2,35 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$, para a frequência de 976 Hz, e de $7,15 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ a $2,22 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$, para a frequência de 15616 Hz. Em ambas as frequências os valores máximos se encontram na profundidade de 182 cm, e seus valores mínimos na profundidade de 11,5 cm. Vale ressaltar uma leve tendência de aumento nos valores com a profundidade.

Os valores o parâmetro $\chi_{fd}\%$ variam de 6,31% (44,5 cm de profundidade) a 2,38% (197 cm de profundidade). Nota-se uma tendência de diminuição dos valores com a profundidade (Figura 10).

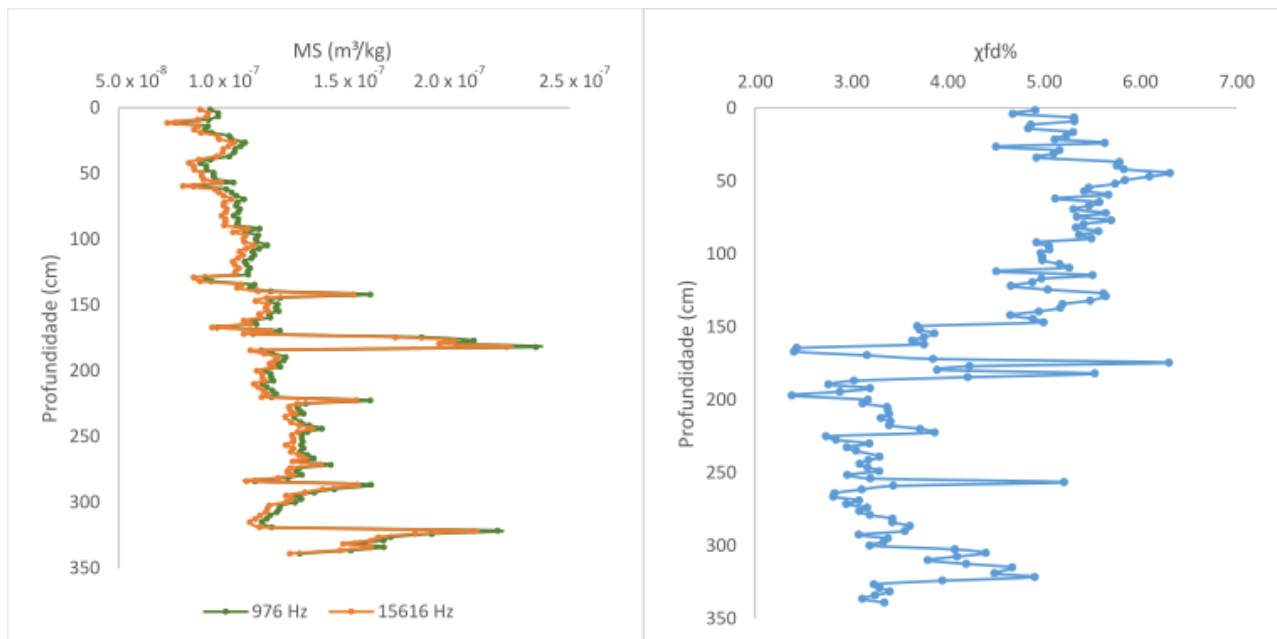


Figura 10: Suscetibilidade magnética nas frequências 976 Hz (verde) e 15616 Hz (laranja) a esquerda., e suscetibilidade magnética dependente da frequência (azul) a direita, ao longo da profundidade da seção amostrada.

Nota-se um pico dos valores de suscetibilidade magnética em ambas as frequências entre as profundidades de 174,5 cm a 182,0 cm. Esse pico complementa com uma diferenciação nos valores da suscetibilidade magnética dependente da frequência ($\chi_{fd}\%$), no qual, ao topo possuem valores mais elevados, caracterizando um material magnético mais fino. Enquanto mais profundo, os valores são menores, indicando uma menor alteração dos minerais magnéticos.

4.2.2. Análise de curvas de aquisição de ARM

As curvas de aquisição de ARM foram determinadas em um campo direto (DC) de 50 μT e um campo magnético alternado (AF) máximo de 100 mT. A partir dessas curvas, ajustes do tipo log-gaussianas (CLG) foram realizados em todas as amostras para determinação dos parâmetros de coercividade dos portadores magnéticos, coercitividade média destrutiva (MDF) e de dispersão (DP). As análises de curvas de ARM servem para determinação apenas das componentes de baixa coercividade, como a magnetita. A Figura 11 mostra um exemplo de ajuste CLG para a amostra ALC34-001. A Figura 11 indica a coercividade média (cinza) e a ajustada (amarelo), em duas componentes, componente 1 (azul) e componente 2 (roxo), todas com análise de erros (borda das linhas). Nota-se que as curvas de coercividade média e ajustada possuem um intervalo baixo de erros associados aos ajustes.

Os espectros de coercividade dos dados de ARM foram ajustados em duas componentes. Os valores de B_h variam entre 44,76 mT e 10 mT, para a componente 1, com uma média de 23,4 mT e desvio padrão de 6,54 mT; para a componente 2, os resultados oscilaram entre 55 mT e 33 mT, média de 42,7 mT e desvio padrão de 3,63 mT. O parâmetro de dispersão (DP) da componente 1 teve valor

médio de 0,52 e um desvio padrão de 0,08, e seus valores variaram entre 0,39 a 0,91; já na componente 2 os valores variaram de 0,06 a 0,48, média de 0,22 e desvio padrão 0,06 (Figura 12).

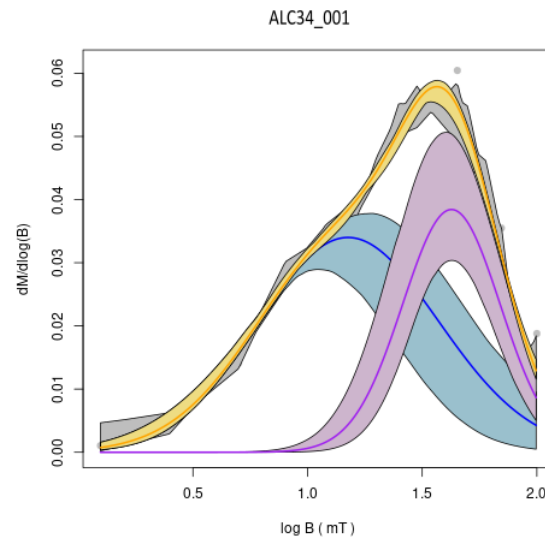


Figura 11: Exemplo de ajuste de curva ARM (amostra ALC34_001). Em cinza representa a modelagem manual, a curva amarela é o ajuste otimizado, e as curvas azul e roxa são as componentes 1 e 2 respectivamente.

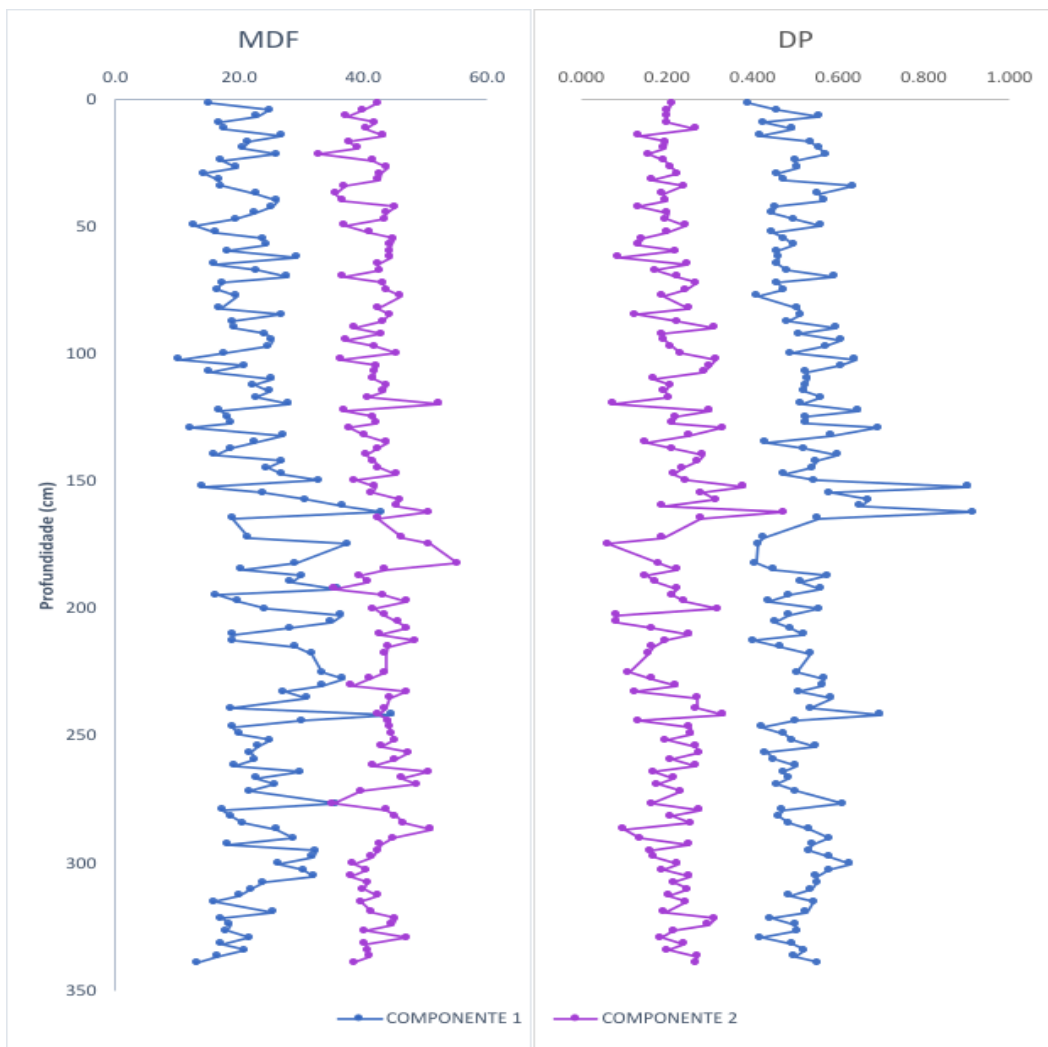


Figura 12: Valores dos espectros de coercividade média destrutiva (MDF) e de dispersão (DP) em relação a profundidade do intervalo amostrado.

5. Discussão

5.1. Paleomagnetismo

Os resultados de inclinação e declinação para a seção ALC34(A), a partir do procedimento de desmagnetização por campos magnéticos alternados (AF), apresentaram valores bastante estáveis com um MAD baixo (média de $2,4^\circ$). A partir dos valores obtidos de declinação e inclinação, e das coordenadas de sítio (latitude e longitude) foi calculado pelo REMASOFT 3.0 (AGICO Ltd) a posição do polo geomagnético virtual (PGV) para cada uma das amostras analisadas. A utilização dos PGVs, somado com comparações de dados obtidos na literatura, permitem determinar idades relativas, desde que estes reportem eventos de excursão geomagnética descritos na literatura.

A Figura 13 mostra os valores de PGVs calculados para a seção ALC34(A). Os resultados indicam que a posição do polo para o intervalo de tempo analisado apresenta latitudes baixas ($-1,5^\circ$ a $69,6^\circ$), que são indicativas de um evento de excursão geomagnética. A mesma seção, analisada e datada por Pupim et al. (2019) pelo método de luminescência opticamente estimulada (OSL), apresenta idade de $91,8 \pm 8,4$ ka. Considerando que durante sua deposição as amostras da seção estavam inseridas em um momento global de excursão geomagnética, é possível associar a proximidade da datação de $91,8 \pm 8,4$ ka (PUPIM et al., 2019) ao evento de excursão pós-Blake (105 a 94 ka) (SINGER et al., 2014).

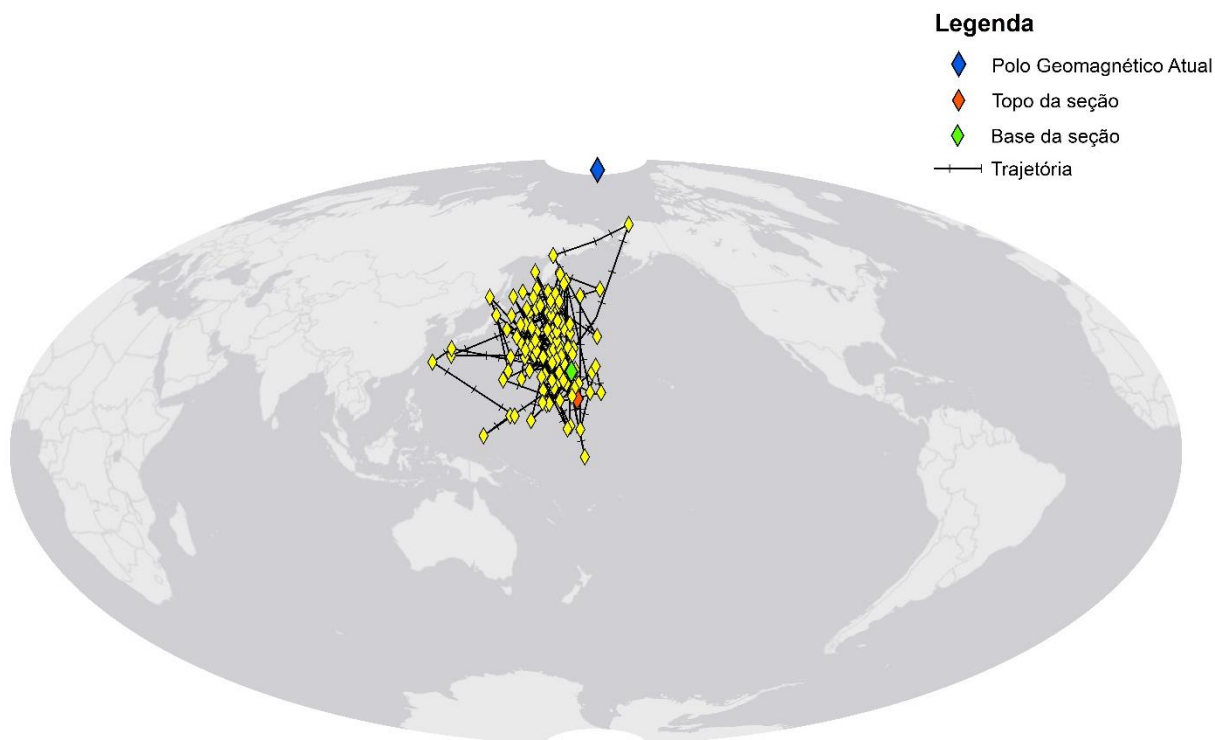


Figura 13: Posição dos PGVs calculados das amostras da seção ALC34(A). Com destaque no topo da seção (vermelho) e base da seção (verde).

A excursão pós-Blake é descrita por Thouveny et al. (2004). A partir de estudos paleomagnéticos com isótopos de oxigênio em sedimentos da margem portuguesa Thouveny et al. (2004) e Carcaillet et al. (2004) descrevem que este evento durou entre 105 e 95 ka. Observou-se também uma semelhança na idade atribuída à anomalia direcional registrada no sedimento de Lac du Bouchet, França, por análises de pólen de 104 ka (THOUVENY ET al., 1990). Mais recentemente, Jicha et al. (2011) datou (94 ± 8 ka) fluxos de lavas magnetizados em Skalamaelifell, Islândia, interpretando que as direções paleomagnéticas indicariam PGVs a oeste do Oceano Pacífico; além disso, associadas a esses fluxos de lava foi visto que o campo magnético permaneceu instável entre 105 e 94 ka (SINGER et al., 2014), indicando que o evento de excursão do pós-Blake é global. As direções observadas por Jicha et al. (2011) são similares às aquelas observadas neste trabalho. Portanto, os PGVs determinados a partir das medidas direcionais nas amostras da seção ALC34(A) da Fm. Içá pode ser interpretada com idades entre 100 e 94 ka, Pleistoceno Superior. Esse intervalo de idades condiz com o erro associado à datação OSL determinado por Pupim et al. (2019) e a idade da excursão pós-Blake (SINGER et al., 2014).

5.2. Magnetismo Ambiental

Sedimentos de rios são importantes registros de sinais paleoclimáticos. Esses sedimentos normalmente são enriquecidos em óxidos de ferro cuja concentração e variações de tamanho de grão podem refletir nas condições e variações climáticas (LIU et al, 2012). A partir dos ajustes das curvas de aquisição da ARM, os parâmetros do campo médio destrutivo (B_h) e de dispersão (DP) podem ser usados como indicadores de proveniência de minerais de baixa coercividade (magnetita e maghemita), permitindo assim compreender os possíveis ambientes em que esses minerais se formaram (MAXBAUER et al., 2016a; 2016b).

Os resultados de MDF e DP calculados para a seção ALC34(A) foram comparados com dados da literatura afim de se determinar indicadores de origem da magnetita (EGLI, 2004; LASCU & FEINBERG, 2011; OSETE et al., 2012; FONT et al., 2014; BOURNE et al., 2015; JAQUETO et al., 2016). A Figura 14 compara os diferentes agrupamentos para a origem das magnetitas: detrítica + extracelular; poluição urbana; pedogenética; Loess; eólica; detrítica + pedogenética; detrítica; biogênica de baixa coercividade (B_{soft}); biogênica de alta coercitividade (B_{hard}) e de espeleotemas. Observa-se a separação de três grupos na relação DP e MDF. Biogênica de alta coercitividade (B_{hard}) possui altos valores de MDF porém baixos valores de DP. A origem biogênica de baixa coercividade (B_{soft}) possui médios valores de MDF e DP. Por último com altos valores de DP e baixos de MDF está em conjunto as origens detríticas, pedogênica e extracelular. As demais origens apresentam uma alta variação entre os parâmetros.

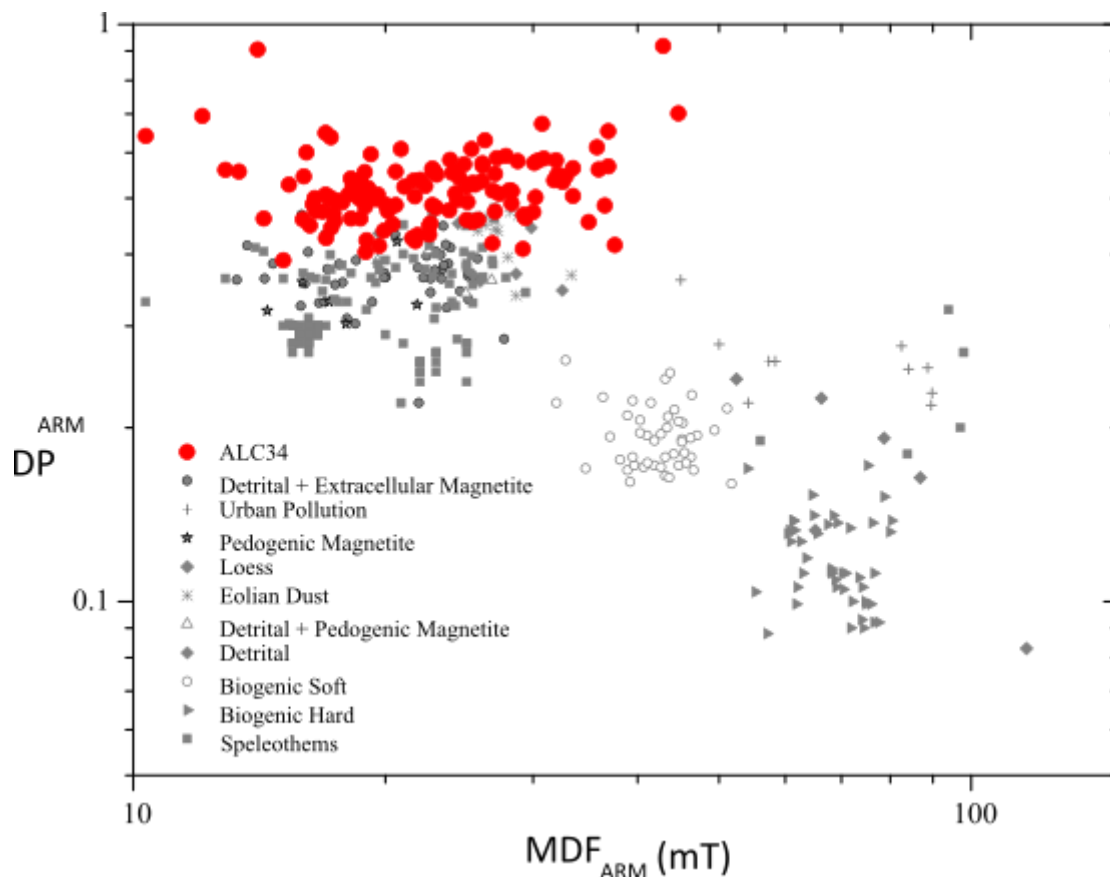


Figura 14: Parâmetros de dispersão (DP) e do campo médio destrutivo (MDF) determinados a partir dos ajustes de curvas de ARM para magnetita e maghemita nos diferentes ambientes. Dados compilados por Egli (2004). Os diferentes símbolos indicam a origem dos minerais magnéticos. Círculos vermelhos indicam as amostras da seção ALC34(A).

Os resultados da seção ALC34(A) indicam que os valores de MDF (variando de 15 a 30 mT), em comparação com os dados da literatura, são indicativos de proveniência associada tanto a processos detríticos + extracelular quanto a processos pedogenéticos associada tanto a processos detríticos + extracelular quanto a processos pedogenéticos, assim pode se determinar que a magnetita não se limita a apenas uma proveniência.

6. Conclusões

As idades paleomagnéticas atribuídas a deposição dos sedimentos amostrados no testemunho ALC34(A) foram interpretadas entre 100 a 94 ka, Pleistoceno Superior. Essa idade discorda com valores obtidos por estudos mais longevos, nos quais datam a os sedimentos da Fm. Içá sendo Plio-Pleistocena. Porém a idade determinada por esse trabalho complementa com resultados adquiridos em estudos mais recentes da Fm. Içá. A aquisição desses dados foi determinada pela determinação da inclinação e declinação magnética a partir da desmagnetização AF. Esse método se mostrou eficiente para contribuir com datações relativas, quando comparado a idade de ocorrência de instabilidade do campo paleomagnético, eventos de excursão e reversões geomagnéticas.

A origem dos minerais magnéticos de baixa coercitividade (magnetita) se demonstrou abrangente devido à alta variação do parâmetro de coercividade média. A proveniência desses minerais foi interpretada como sendo de origem de processos detríticos e extracelulares e também de processos pedogenéticos. Para os estudos de magnetismo ambiental serão necessárias análises complementares para obtenção de outros parâmetros magnéticos, como parâmetros adjacentes a ARM, IRM e curva de histerese, permitem detalhar melhor as condições paleoambientais durante a deposição dos sedimentos da seção estudada.

7. Referências

- AYRES, J. M., & CLUTTON-BROCK, T. H., 1992. River boundaries and species range size in Amazonian primates. *Am. Nat.*, 140: 531-537.
- BEZERRA, P.E.L., 2003. Compartimentação Morfotectônica do Interflúvio Solimões-Negro. Universidade Federal do Pará.
- BOURNE, M.D., FEINBERG, J.M., STRAUSS, B.E., HARDT, B., CHENG, H., ROWE, H.D., SPRINGER, G., EDWARDS, R.L., 2015. Long-term changes in precipitation recorded by magnetic minerals in speleothems. *Geology*, 43, 595-598.
- BUTLER, R., 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes (vol. 319). Boston: Blackwell Scientific Publications.
- CAMPBELL JR., K.E., FRAILEY, C.D., ROMERO-PITTMAN, L., 2006. The pan-Amazonian Ucayali peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 239 (1e2), 166e219. doi: 10.1016/j.palaeo.2006.01.020.
- CARCAILLET, J., BOURLÈS, D.L., THOUVENY, N., ARNOLD, M., 2004. A high resolution authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 397e412.
- CARMO, J. A. DO., 2017. Estratigrafia magnética e magnetismo ambiental do sítio DSDP-511 (platô das falklands) durante o limite Barremiano-Aptiano. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017. doi:10.11606/d.14.2019.tde-04062018-105352. acesso em: 2020-10-10.
- CORDANI, U. G.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ-FILHO, A.; CUNHA, F. M. B., 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro: Petrobras. 70 p. (Ciência técnica petróleo. seção: exploração de petróleo, 15).
- CORNELL, R.M, SCHWERTMANN, U., 2003. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses vch, Weinheim.
- CPRM, 2010. Mapa Geológico do Brasil. Serv. Geol, Brasil, Brasília ([online] url: <http://geobank.sa.cprm.gov.br> (accessed september 2020))
- CRACRAFT, J., 1985. Historical biogeography and patterns of differentiation within the South American avifauna: areas of endemisms. *Ornithological Monographs* 36: 49-84.
- DALAN, R. A., BANERJEE S.K., 1998. Solving archaeological problems using techniques of soil magnetism. *Geoarchaeology*, 13(1), 3–36. doi: 10.1002/(sici)1520-6548(199801)13:1<3::aid-gea2>3.0.co;2-9

- DAY, R., FULLER, M., SCHIMIDT, V., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-267. Doi: 10.1016/0031-9201(77)90108-x
- DUNLOP, D.J., ÖZDEMİR, Ö., 1997. *Rock Magnetism, Fundamental and Frontiers*, Cambridge Univ. Press, New York, 573 p.
- 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.
- EIRAS, J. F. ET AL., 1994. Bacia do Solimões. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, v.8, n.1, 1994, 17-45.87
- EVANS, M.E., HELLER, F., 2003. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. Academic, San Diego, California.
- FONT, E., VEIGA-PIRES, C., POZO, M., CARVALHO, C., DE SIQUEIRA NETO, A.C., CAMPS, P., FABRE, S., MIRÃO, J. 2014. Magnetic fingerprint of Southern Portuguese speleothems and implications for paleo- and environmental magnetism. *J. Geophys. Res. Solid. Earth*, 119, 7993-8020.
- GÓMEZ, J, SCHOBENHAUS, C. & MONTES, N E., COMPILERS 2019. geological map of south america 2018 scale 1:5 000 000. Commission for the geological map of the world (CGMW), Colombian Geological Survey and Geological Survey of Brazil. Paris.
- GONCALVES JUNIOR, E.S., AMARAL SOARES, E.A., TATUMI, S.H., YEE, M., RAMIREZ MITTANI, J.C., 2016. Pleistocene-Holocene sedimentation of Solimoes-Amazon fluvial system between the tributaries Negro and Madeira, central Amazon. *Braz. J. Genet.* 46 (2), 167e180. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160009>
- HOORN C, BOGOTÁ-A GR, ROMERO-BAEZ M, ET AL., 2017. The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Global and Planetary Change* 153: 51-65.
- HORBE, T. A. N.; AMADO, T. J. C.; FERREIRA, A. O.; ALBA, P. J., 2013. Optimization of corn plant population according to management zones in Southern Brazil. *Precision Agriculture*, 14. doi: 10.1007/s11119-013-9308-7.
- JAQUETO, P., TRINDADE, R.I.F., HARTMANN, G.A., NOVELLO, V.F., CRUZ, F.W., KARMANN, I., STRAUSS, B.E., FEINBERG, J.M. 2016. Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d'Alho cave (central South America). *J. Geophys. Res. Solid. Earth*. 121, 7024-7039. doi: 10.1002/2016JB013541
- KIRSCHVINK, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718.

- KRUIVER, P.P., DEKKERS, M.J., HESLOP, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269-276.
- LASCU, I., FEINBERG, J.M., 2011. Speleothem magnetism. *Quat. Sci. Rev.*, 30, 3306-3320.
- LATRUBESSE E. M., COZZUOL M., A.F. DA SILVA-CAMINHA S., RIGSBY C. A., ABSY M. L., JARAMILLO C., 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system, *Earth-Science Reviews*, 99, 99-124.
- LATRUBESSE, E.; RANCY, A.; RAMONELL, C.; SOUZA FILHO, J. P. DE., 1994. A Formação Solimões: uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia sul ocidental. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 4. Boletim de Resumos Expandidos. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 204 – 205.
- LIU, Q. S., J. TORRENT, B. A. MAHER, Y. J. YU, C. L. DENG, R. X. ZHU, AND X. X. ZHAO., 2005a. Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis., *J. Geophys. Res.*, 110, b11102, doi:10.1029/2005jb003726.
- LIU, Q., ROBERTS, A.P., LARRASOÑA, J.C., BANERJEE, S.K., GUYODO, Y., TAUXE, L., OLDFIELD, F., 2012. Environmental Magnetism: Principles and Applications. *Rev. Geophys.* 50, RG4002. doi: 10.1029/2012RG000393
- MAHER, B.A., 1998. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophys. J. Int.* 94, 83-96.
- MAHER, B.A., 2007. Environmental magnetism and climate change. *Contemp. Phys.* 48, 247–274. doi: 10.1080/00107510801889726
- MAIA, R. G.; GODOY, H. K.; YAMAGUTI, H. S.; MOURA, P. A.; COSTA, F. S.; HOLANDA, M. A. & COSTA, J. 1977. Projeto de Carvão no Alto Solimões. Manaus, DNPM/CPRM, 137 p.
- 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. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.01.014
- MAXBAUER, D. P., FEINBERG, J. M., FOX, D. L., 2016b. Max Unmix: a web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers and Geosciences*, 95, 140-145. doi: 10.1016/j.cageo.2016.07.009
- MCELHINNY, M.W., E MCFADDEN, P.L., 2000, *Paleomagnetism: Continents and oceans*: London, Academic Press, 382 p.
- MORLEY, R. J., 2000. *Origin and evolution of tropical rain forests*. John Wiley & Sons. 362 pp.

- MOTA, B.M., 2008. Proveniência da Formação Içá e de sedimentos do Rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru – Amazonas. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas, 112f.
- NAKA, L. N., BRUMFIELD, R. T., 2018. The dual role of Amazonian rivers in the generation and maintenance of avian diversity. *Science Advances*, 4(8), eaar8575. doi: 10.1126/sciadv.aar8575.
- NOGUEIRA, A.C.R., SILVEIRA, R., GUIMARÃES, J.T.F., 2013. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central mazon region. *J. South Am. Earth Sci.* 46, 89e99. doi: 10.1016/j.jsames.2013.05.004.
- OSETE, M.L., MARTIN-CHIVELET, J., ROSSI, C., EDWARDS, R.L., EGLI, R., MUNOZ-GARCIA, M.B., WANG, X.F., PAVON-CARRASCO, F.J., HELLER, F., 2012. The Blake geomagnetic excursion recorded in a radiometrically dated speleothem. *Earth Planet. Sci. Lett.* 353, 173-181.
- PEREIRA, L.F., 2016. Caracterização e reconstituição paleoambiental da formação içá na bacia do Rio Negro – AM (phd thesis) PUC Minas Gerais, Belo Horizonte (155 p).
- PUPIM, F.N., SAWAKUCHI, A.O., ALMEIDA, R.P., RIBAS, C.C., KERN, A.K., HARTMANN, G.A., CHIESSI, C.M., TAMURA, L.N., MINELI, T.D., SAVIAN, J.F., GROHMANN, C.H., BERTASSOLI JR., D.J., STERN, A.G., CRUZ, F.W, CRACRAFTJ., 2019. Chronology of Terra Firme formation in Amazonian lowlands reveals a dynamic Quaternary landscape. *Quaternary Science Reviews* 210 (2019) 154e163. doi: 10.1016/j.quascirev.2019.03.008
- REIS, N.J., ALMEIDA, M.E., RIKER, S.L., FERREIRA, A.L., 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas (texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas). Serv. Geol. Brasil-CPRM, Manaus.
- ROBERTS, A.P., 2008. Geomagnetic excursions: knowns and unknowns. *Geophys. Res. Lett.* 35, 117307. <http://dx.doi.org/10.1029/2008gl034719>.
- ROBERTSON, D.J., FRANCE, D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Planet. Inter.* 82, 223-234.
- ROSSETTI, D, DE, F, POLIZEL, SP, COHEN, MCL, PESSENDA, LCR., 2015. Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce river delta, Southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. *Marine Geology* 367:171–190’
- ROSSETTI, F. D., MANN DE TOLEDO, P., & GÓES,. 2005. Novo quadro geológico para a Amazônia Ocidental (Brasil) e implicações para a biogeografia e evolução. *Quaternary Research*, 63 (01), 78-89. doi: 10.1016/j.yqres.2004.10.001.

- RULL, V., 2011. Sustainability, capitalism and evolution. *EMBO Reports*, 12(2), 103–106. doi: 10.1038/embor.2010.211.
- SILVEIRA, R.R., 2005. Cronoestratigrafia e interpretação paleoambiental dos depósitos Mioceno da Formação Solimões, região de Coari. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências. Universidade Federal do Amazonas.
- SIOLI, H., 1984. Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon region. *Amazoniana*. v. 1, p. 74-83.
- TAUXE, L., BUTLER, R.F., VAN DER VOO, R., BANERJEE, S.K., 2010. *Essentials of Paleomagnetism*. Univers. California Press, 1st. ed., 512 p.
- THOMPSON, R., OLDFIELD, F., 1986. *Environmental Magnetism*, Allen and Unwin, Winchester, Mass., doi:10.1007/978-94-011- 8036-8
- THOUVENY, N., CARCAILLET, J., MORENO, E., LEDUC, G., NÉRINI, D., 2004. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 377e396.
- THOUVENY, N., CREER, K.M., BLUNK, I., 1990. Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 140e161.
- VAN SOELEN, E.E., KIM, J.-H., SANTOS, R.V., DANTAS, E.L., VASCONCELOS DE ALMEIDA, F., PIRES, J.P., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., 2017. Uma história de 30 Ma do rio Amazonas inferida a partir de sedimentos terrígenos e matéria orgânica no Ceará. *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 40-48. doi: 10.1016/j.epsl.2017.06.025, 2017.
- WANDERLEY-FILHO, J.R., EIRAS, J.F., CUNHA, P.R.C. & VAN DER VEN, P.H., 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil, pp. 29–37. In, Hoorn C., and Wesselingh F. (eds.), *Amazonia, landscape and species evolution: a look into the past*. Wiley-Blackwell, Oxford, UK.
- WORM, H. U., 1998. On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility, *Geophys. J. Int.*, 133, 201–206, doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.1331468.x.
- ZIJDERVERELD, J. D. A., 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results, *Methods in Paleomagnetism* DW Collinson, KM Creer, SK Runcorn, 254–286.