



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro Biomédico
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes

Juliana de Sousa Nogueira

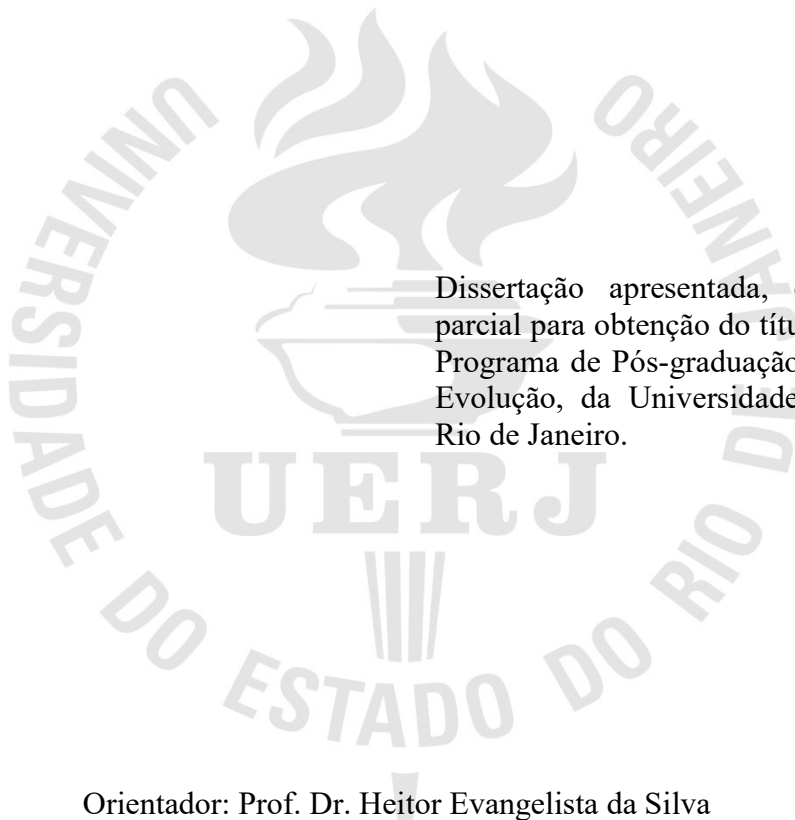
Isótopos radiogênicos como traçadores da origem do depósito sedimentar da Lagoa da Pata: implicações sobre o transporte eólico de poeira mineral para a Amazônia Ocidental

Rio de Janeiro

2016

Juliana de Sousa Nogueira

Isótopos radiogênicos como traçadores da origem do depósito sedimentar da Lagoa da Pata: implicações sobre o transporte eólico de poeira mineral para a Amazônia Ocidental



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-graduação em Ecologia e Evolução, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Orientador: Prof. Dr. Heitor Evangelista da Silva

Coorientadores: Prof. Dr. Claudio de Morisson Valeriano

Prof. Dr. Abdelfettah Sifeddine

Rio de Janeiro

2016

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC-A

N778 Nogueira, Juliana.
Isótopos radiogênicos como traçadores da origem do depósito sedimentar da Lagoa da Pata: implicações sobre o transporte eólico de poeira mineral para a Amazônia Ocidental/Juliana de Sousa Nogueira – 2016.
108f. : il.
Orientador: Heitor Evangelista da Silva.
Coorientadores: Claudio de Morisson Valeriano e Abdelfettah Sifeddine.
Dissertação (Mestrado em Ecologia e Evolução) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes.
1. Poeira 2. Aspectos ambientais. I. Evangelista, Heitor. II. Valeriano, Claudio e Sifeddine, Abdelfettah. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes. III. Título.

CDU 550.42

Autorizo para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação.

Assinatura

Data

Juliana de Sousa Nogueira

Isótopos radiogênicos como traçadores da origem do depósito sedimentar da Lagoa da Pata: implicações sobre o transporte eólico de poeira mineral para a Amazônia Ocidental

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-graduação em Ecologia e Evolução, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aprovada em 19 de Fevereiro de 2016.

Orientadores:

Prof. Dr.Abdelfettah Sifeddine (Coorientador)
Universidade Federal Fluminense – UFF /Institut de Recherche pour le Développement - IRD

Banca examinadora:

Prof. Dr.Heitor Evangelista da Silva (Orientador)
Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes - UERJ

Prof. Dr.Claudio de Morisson Valeriano (Coorientador)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

Prof.^a Dra.Luciane Silva Moreira
Universidade Federal Fluminense – UFF

Rio de Janeiro

2016

DEDICATÓRIA

Aos que amo.

AGRADECIMENTOS

Primeiro gostaria de agradecer aqueles que possibilitaram que eu esteja onde estou hoje: meus pais. Tenho neles a inspiração de que podemos ser quem quisermos ser, se correremos atrás. Tudo que faço é pensando em orgulhá-los e fazer com que eles vejam que valeu à pena.

Agradeço também ao meu noivo Leonardo Monteiro, que foi não só meu companheiro durante a realização desta dissertação, como também meu assistente pessoal, meu confidente, meu psicólogo, meu amigo e entre muitos outros “cargos”. Aquele que acreditou mais em mim que eu mesmo e que me deu força para seguir em frente.

Ao meu orientador e amigo, Prof. Heitor Evangelista, fonte inesgotável de inspiração como pesquisador e pessoa. Sempre com um brilho nos olhos que incentiva a qualquer um a continuar nessa árdua jornada na pesquisa.

Aos meus coorientadores, Claudio e Abdel, sempre prestativos e dispostos a ajudar. Sem suas contribuições nas mais diversas formas este trabalho não seria o mesmo.

À minha revisora, Professora Mariana Vale, pelas contribuições no texto desta dissertação, pela prestatividade e empenho na correção deste trabalho.

Às minhas irmãs, primas, primos, tias, tios e madrinha: o meu muito obrigado por estarem sempre presente em minha vida, trazendo alegria para o meu dia e me puxando para um lado menos científico e mais emotivo da vida.

À minha segunda família: Cidreiras e Monassas, pelo apoio incondicional, pelos fartos fins de semana, pelo orgulho que vocês tem por mim, comemorando cada conquista minha como se fosse de vocês mesmo.

Ao Professor Nivaldo Ferreira por ter me recebido com tanto carinho em sua universidade e por ter entrado com tanto afincio no projeto de resgatar o LOCZCIT.

Aqueles que contribuíram de maneira direta e indireta na realização deste trabalho: Luiz Filipe Costa, Alexandre Castagna, Alerson Rodrigues, Tiago Pinto, Elaine Alves, Newton Magalhães, ACAF e à toda galera do LARAMG.

Aos meus amigos que sempre entendem minha ausência e que nunca desistem de mim mesmo que eu diga mais “não” que “sim” para nossas saídas. Amigos do Pedro II, amigos atávicos, amigos da vida, amigos!!

Ao pessoal do LAGIR pela amizade e por sempre serem tão atentos quanto às minhas análises, essa dissertação não existiria sem vocês!!

Aos Professores da UERJ que ao longo da minha trajetória contribuíram para minha formação e sempre se prestaram a ajudar no que fosse necessário, em especial: Antonio Carlos de Freitas, Oscar Rocha-Barbosa, Sebastião Neto, André Mencialha e Vinícius Neres.

Aos Professores da UFF, Luciane Moreira e Renato Campello e ao doutorando Gabriel Martins, pelas reuniões e troca de informações e amostras. Obrigada pela confiança!

Aos professores e técnicos que possibilitaram a aquisição e análise das amostras: Professora Ana Furtado, Isaac Albert, Artur Cesar Bastos Neves, à equipe do ATTO e à Gabriela e Luis do LGPA.

Aos funcionários da UERJ Rinaldo Magallon pelo auxílio na formatação desta dissertação e Verusca Machado pelo auxílio prestado ao longo da minha passagem pela PPGEE/UERJ.

Por fim, ao CAPES e ao CNPq pelo auxílio financeiro prestado durante a realização deste Mestrado.

É chato chegar a um objetivo num instante, eu prefiro ser essa metamorfose ambulante, do que ter aquela velha opinião formada sobre tudo.

Raul Seixas

RESUMO

Nogueira, Juliana de Sousa. **Isótopos radiogênicos como traçadores da origem do depósito sedimentar da Lagoa da Pata**: implicações sobre o transporte eólico de poeira mineral para a Amazônia Ocidental. 2016. 108f. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Evolução) – Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

A análise de indicadores isotópicos e geoquímicos de um testemunho lacustre recuperado de um local remoto na Amazônia (Lagoa da Pata, localizada no Morros dos Seis Lagos, Amazonas, Brasil) permitiu a reconstrução paleoclimática ao longo dos últimos 7,5 mil anos A.P., objetivando identificar a origem potencial de seu depósito sedimentar. A localização deste lago é tal que, dependendo da estação, o lago permanece latitudinalmente abaixo da Zona de Convergência Intertropical, ZCIT, (recebendo pouca influência dos ventos NE) ou sobre influência indireta da ZCIT. A poeira mineral pode ser utilizada como indicador para padrões de transporte atmosférico ao longo do tempo, ao traçar sua origem utilizando razões de isótopos radiogênicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Diversos autores sugerem que a Bacia Amazônica recebe grandes quantidades de poeira mineral africana da região do Saara, embora a maioria destas conclusões seja baseada em imagens de satélite e modelos de trajetórias de massas de ar. Um testemunho de 118 cm foi fatiado em camadas de 1 cm e datado pelo método de ^{14}C . As amostras foram previamente tratadas quimicamente para remoção de matéria orgânica e separação dos isótopos de interesse para análise no espectrômetro de massas termo-ionizador (TIMS). As trajetórias de massas de ar foram analisadas utilizando o modelo HYSPLIT (disponível no site da NOAA/NASA). Foi feito um banco de dados com a assinatura isotópica das possíveis áreas fontes e da rocha formadora da Lagoa. Por fim, foi calculada a posição da ZCIT ao longo dos últimos dez anos utilizando dados de Radiação de Onda Longa (disponível no site da NOAA). As análises sugerem que os padrões de trajetórias que chegam à Lagoa da Pata sejam modulados pela posição da ZCIT: origem exclusiva do Norte da África (Dezembro a Abril – ZCIT a Sul), origem no Sul da América do Sul e Sul da África (Maio a Setembro – ZCIT a Norte) e influência mista do Norte da África e Sul da África (Outubro e Novembro). As razões dos isótopos radiogênicos mostraram contribuição mista da rocha local (intemperismo) e do Sul da África e Sul da América do Sul (principalmente da Zona Vulcânica do Sul – SVZ), ao invés de, surpreendentemente, da região do Saara. Tais resultados apontam uma origem de poeira mineral que chega à Bacia Amazônica Ocidental: embora os dados observacionais sugiram uma grande contribuição da poeira Saariana para a Amazônia, é proposto que essa influência seja mais válida para a Bacia Amazônica Oriental. Por fim, foi encontrada uma associação entre a variação temporal do $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ os eventos Bond do Atlântico Norte, especificamente para o Bond 1, 2, 3, 4 e 5. Os eventos Bond são capazes de influenciar a dinâmica da ZCIT podendo, aparentemente neste caso, impactar o ciclo hidrológico e a dinâmica eólica na Bacia Amazônica, ao determinar períodos com intemperismo local mais forte ou fraco e maior ou menor influência das fontes eólicas do Hemisfério Sul. O estudo conjunto da variabilidade do fluxo atmosférico sobre a Floresta Amazônica, suas tendências futuras e possíveis teleconexões torna-se valioso para um prognóstico de maior confiabilidade para as previsões climáticas na Amazônia.

Palavras-chave: Poeira mineral. Bacia Amazônica. Transporte eólico. Isótopos Radiogênicos.

ABSTRACT

Nogueira, Juliana de Sousa. **Radiogenic isotopes as tracers for the origin of sedimentary deposit of Lagoa da Pata:** implications for eolic transport of mineral dust to the Western Amazon. 2016. 108f. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Evolução) – Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

Isotopic and Geochemical proxies determined in sediment core retrieved from a remote Amazon site (Lagoa da Pata, located at the Morro dos Seis Lagos, in the State of Amazonas/Brazil) allowed to reconstruct the paleoclimate along the last ~7.5 kyr before the present, aiming to identify potential atmospheric source in Holocene sediment deposits. The geographic location of this lake is such that, depending on the season, it can remain below the indirect influence of the Intertropical Convergence Zone – ITCZ (receiving low influence of NE trade winds) or under the indirect influence of ITCZ receiving, in theory, part of the dust flow coming from the Sahara region as the literature suggests. The mineral dust can be used as a proxy for atmospheric transport patterns over time, by tracing its source region using radiogenic isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Many authors suggest that the Amazon Basin receives great amounts of African dust coming from the Sahara region, although most of these conclusions are based on satellite images observations and air-mass trajectories models. Core length was 118 cm long, sliced in 1 cm layers and dated for ^{14}C method. Samples were previously treated for the organic matter removal and chemistry separation of the isotopes of interest for further insertion at the Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS). We analyzed backward air mass trajectories using the HYSPLIT model (hosted at NOAA/NASA website). A database of most likely aeolian dust sources, as well as the rock that forms the lake, were computed for the radiogenic isotope domains considering the ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Lastly, we calculated the ITCZ average latitudinal positioning over the Atlantic Ocean for the last 10 years using the data for Interpolated Outgoing Longwave Radiation at the Equatorial Atlantic (NOAA data base). The theoretical data suggests that the trajectory pattern follows the temporal dynamics of the ITCZ position along the year, indicating that the origin of the trajectories that arrive at Lagoa da Pata are modulated by the ITCZ position: exclusive influence of North African (December to April - southern ITCZ), Southern South America and Southern Africa (May to September - northern ITCZ) and mix influence of Northern Africa and Southern Africa (October and November). The radiogenic isotopic ratios showed mixed contributions from the local rock (weathering), Southern Africa and Southern South America (mainly from the Southern Volcanic Zone - SVZ), instead of, surprisingly, the Saharan region. These results point to a different aeolian dust source reaching at Western Amazon: although the observational data suggests a huge contribution of the Saharan dust to the Amazon, we propose that maybe this influence is more valid to the Eastern Amazon. Lastly, we found an association of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ time variability with North Atlantic Bond Events, more clear for Bonds 1,2,3,4 and 5. Bond Events are likely to influence the ITCZ dynamics and, in this case, it seems to impact Amazon hydrological cycles and its aeolian dynamics, by determining periods with stronger or weaker local weathering and greater or lesser influence of aeolian sources from the South Hemisphere. The study of the variability of atmospheric flow over the Amazon rainforest, its future trends and possible teleconnections becomes valuable to a more reliable prognosis for climate forecasts in the Amazon.

Keywords: Dust. Amazon. Aeolic transport. Radiogenic Isotopes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Distribuição das principais áreas emissoras de poeira mineral baseada em TOMS-AAI.....	16
Figura 2 – Resumo dos principais trabalhos que evidenciam um evento seco na Bacia Amazônica entre o Holoceno inferior e o Médio	20
Figura 3 – Exemplo de dados interpolados de ROL plotados para o mês de Março de 2013..	24
Figura 4 - Composição isotópica de Sr-Nd para diferentes fontes	32
Figura 5 – Imagem de satélite do Morro dos Seis Lagos	36
Figura 6 – Topografia do Morro dos Seis Lagos.....	37
Figura 7 – Vista aérea do topo do Morro dos Seis Lagos.....	37
Figura 8 – Localização do Morro dos Seis Lagos, Lagoa da Pata e posição dos testemunhos coletados no local	39
Figura 9 – Processo de testemunhagem na Lagoa da Pata	40
Figura 10 – Testemunho sedimentar lacustre LPT-V 09.....	41
Figura 11 – Modelo cronológico e taxa de sedimentação para o testemunho LPT-V 09.....	42
Figura 12– Preparação do material para análise química	43
Figura 13- Eliminação de matéria orgânica e separação dos isótopos de interesse	44
Figura 14- Deposição da amostra em filamentos de Re e TIMS.....	45
Figura 15 - Disposição dos locais de coleta	49
Figura 16– Variação da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de acordo com o tamanho de partícula ..	51
Figura 17 - Curva de correção dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pra os diferentes tamanhos de partículas.....	52
Figura 18 - Posição média histórica da ZCIT para os meses do ano referente ao período de 1975 - 2013.....	55
Figura 19 – Padrão de precipitação global e deslocamento sazonal da ZCIT.....	57
Figura 20 - Trajetória das massas de ar com destino à Lagoa da Pata	58
Figura 21 - Comportamento das retrotrajetórias que chegam à Lagoa da Pata sendo influenciado pelo deslocamento sazonal da ZCIT.....	59
Figura 22 – Diagrama representativo para a relação comportamental entre a posição da ZCIT e as origens das massas de ar que chegam à Lagoa da Pata	60
Figura 23 - Distribuição das principais fontes globais emissoras de poeira.....	61
Figura 24- Distribuição das potenciais áreas-fontes presentes no banco de dados	62
Figura 25- Distribuição dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\epsilon\text{Nd}(0)$ para as possíveis áreas-fonte que possam emitir poeira mineral para a área de estudo.....	63
Figura 26 – Comparação do banco de dados feito nesta dissertação com as os resultados das análises geoquímicas para os filtros coletados em ATTO.....	64
Figura 27– Retrotrajetórias a partir de ATTO e AI durante coleta dos filtros de aerossol	66
Figura 28- Comparação do banco de dados, com correção granulométrica, com as os resultados das análises geoquímicas para o testemunho sedimentar coletado na Lagoa da Pata (LPT V-09).....	69
Figura 29 - Mapa da distribuição espacial dos valores de ϵNd para regiões do Norte da África	70
Figura 30 - Mapa da distribuição espacial dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para regiões do Norte da África	70
Figura 31 - Comparação de similaridade entre as amostras de AVZ e da Lagoa da Pata.....	71
Figura 32 - Comparação de similaridade entre as amostras de SVZ e da Lagoa da Pata.....	71
Figura 33 - Comparação de similaridade entre as amostras da Patagônia e da Lagoa da Pata	72

Figura 34 – Comparação da similaridade entre as amostras do Sul da África e da Lagoa da Pata	72
Figura 35- Média histórica da anomalia para os vetores de vento durante os meses de Maio a Agosto (1981 – 2001)	74
Figura 36- Dados de precipitação e retrotrajetórias de massas de ar que chegam à Lagoa da Pata	75
Figura 37 - Exemplo de transporte atmosférico de material vulcânico do Sul da América do Sul.....	76
Figura 38 - Variação do ϵNd ao longo do tempo (idade calibrada) no sedimento da Lagoa da Pata	79
Figura 39 - <i>Wavelet</i> (ondeleta) para os valores de ϵNd (0)	80
Figura 40 - Periodicidades para a serie de Bond para o Hemisfério Norte por <i>Wavelet analysis</i>	82
Figura 41 - Comparação da curva temporal de ϵNd com eventos Bond e reconstrução do SST	83

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Resultado da datação de ^{14}C e idades calibradas do testemunho LPTV-09.....	42
Tabela 2 – Caracterização dos filtros coletados em ATTO.....	49
Tabela 3 – Resultado da análise geoquímica dos filtros.....	65
Tabela 4 – Resultados analíticos para testemunho sedimentar lacustre da Lagoa da Pata.....	68

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAI	<i>Absorbing Aerosol Index</i>
AI	<i>Aerosol Index</i>
AIRS	<i>Atmospheric Infrared Sounder</i>
AMAZE	<i>Amazonian Aerosol Characterization Experiment</i>
AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i>
AP	Antes do Presente
ATTO	<i>Amazon Tall Tower Observatory</i>
AVZ	<i>Austral Volcanic Zone</i>
CALIOP	<i>Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization</i>
CVZ	<i>Central Volcanic Zone</i>
D-O	<i>Dansgaard-Oeschger</i>
EDS	<i>Energy Dispersive x-ray Detector</i>
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
GCM	<i>Global circulation model</i>
HSG	<i>Hematite-Stained-Grain</i>
HYSPLIT	<i>Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory</i>
IRD	<i>Ice rafted debris</i>
LAGIR	Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos
LARAMG	Laboratório de Radioecologia e Mudanças Globais
LGPA	Laboratório Geológico de Preparação de Amostras
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NVZ	<i>Nothern Volcanic Zone</i>
ROL	Radiação de Onda Longa
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
SVZ	<i>Southern Volcanic Zone</i>
TIMS	<i>Thermal ionization mass spectrometry</i>
TOMS	<i>Total Ozone Mapping Spectrometer</i>
UV	Ultra-violeta
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	15
1	CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	18
1.1	O Holoceno na Bacia Amazônica	18
1.2	A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	22
1.3	O transporte atmosférico para a Bacia Amazônica	25
1.4	Determinando as origens da poeira atmosférica	29
2	JUSTIFICATIVA	34
3	OBJETIVOS	35
3.1	Objetivo geral	35
3.2	Objetivos específicos	35
4	MATERIAIS E MÉTODOS	36
4.1	Área de estudo	36
4.2	Testemunho lacustre	40
4.2.1	<u>Coleta e análises laboratoriais preliminares</u>	40
4.2.2	<u>Análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no testemunho</u>	43
4.3	Amostras da crosta laterítica da Lagoa da Pata	46
4.4	Parametrização a partir de dados climáticos atuais	46
4.4.1	<u>Análise de dados de ROL</u>	46
4.4.2	<u>Análise de trajetórias de massas de ar</u>	47
4.4.3	<u>Filtros de aerossol da Amazônia Ocidental</u>	48
4.4.3.1	Obtenção dos filtros de aerossol	48
4.4.3.2	Análise isotópica.....	49
4.4.4	<u>Análise do Índice de Aerossol Absortivo</u>	50
4.5	Aquisição de dados	50
4.5.1	<u>Banco de dados de assinatura isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$</u>	50
4.5.1.1	Correção granulométrica	51
4.5.2	<u>Precipitação</u>	50
4.5.3	<u>Vento</u>	52
4.6	Tratamento de dados	53
4.6.1	<u>Densidade Kernel</u>	53
4.6.2	<u>Gráficos e mapas</u>	54
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
5.1	Parametrização a partir de dados climáticos atuais	55

5.2	Resultados analíticos para o testemunho	66
5.2.1	<u>Análise dos depósitos sedimentares da Lagoa da Pata</u>	66
5.2.2	<u>Inferências paleoclimáticas</u>	77
	CONCLUSÃO	85
	REFERÊNCIAS	88
	ANEXO - Banco de dados dos valores de sr e nd das possíveis áreas fontes emisoras de poeira para a área de estudo	96

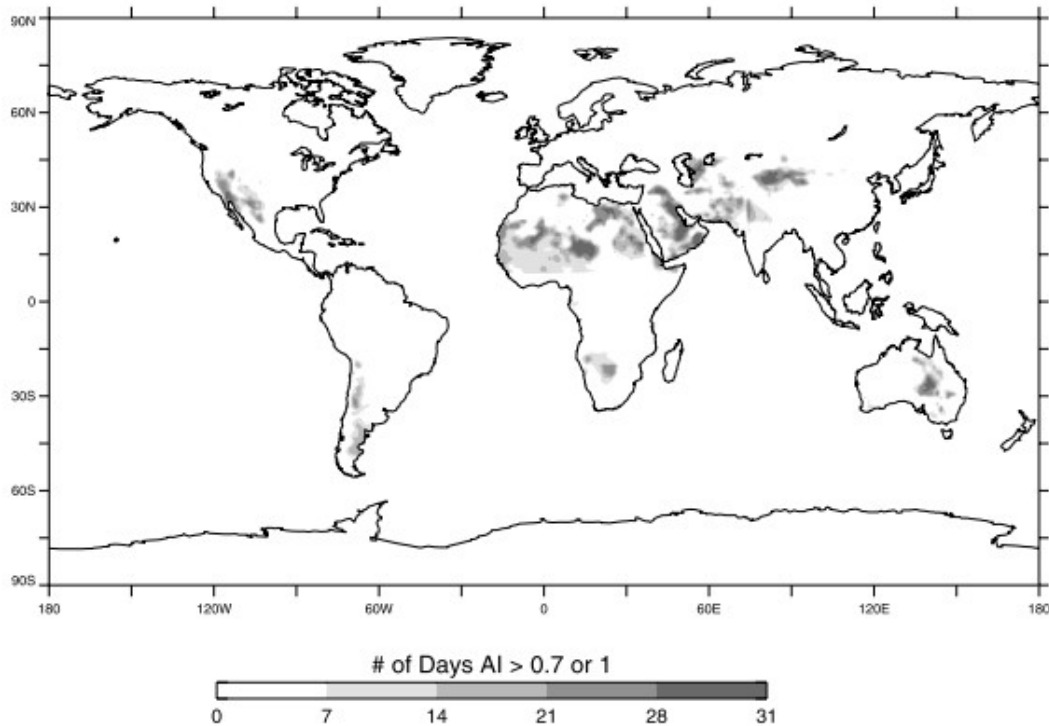
INTRODUÇÃO

A atmosfera é o principal caminho de transporte e deposição de compostos naturais e antropogênicos (BIDLEMAN, 1988). A composição química da atmosfera inclui gases e material particulado (aerossol), sendo este último composto por poeira mineral, material vulcânico, sal marinho, detritos biológicos, sulfatos (DMS e SO₂), *black carbon*, entre outros (SEINFELD; PANDIS, 2006). A poeira mineral é emitida para a atmosfera principalmente de regiões áridas e semi-áridas, onde a precipitação é baixa e há um grande acúmulo de sedimentos aluviais ao longo do tempo (CHOOBARI; ZAWAR-REZA; STURMAN, 2014).

Prospero et al. (2002), baseados em imagens de satélite (*Total Ozone Mapping Satellite* – TOMS e *Absorbing Aerosol Index* – AAI), apontam a distribuição global das principais áreas fonte de poeira (Figura 1), sendo sua produtividade resultado da complexa relação entre clima, terreno e história geológica. Dentre as principais fontes, o Norte da África é aquele cuja emissão é a mais expressiva, contribuindo com aproximadamente 40-60% das emissões globais (MAHER et al., 2010). No hemisfério Sul, destacam-se áreas na Austrália, sul da África e América do sul, embora a quantidade emitida seja inferior àquelas emitidas pelas áreas do hemisfério Norte. Na América do Sul foram identificadas três fontes principais: o planalto de Puna (22-26°S)/Altiplano (15 – 22°S), o centro oeste da Argentina (27-35°S) e a Patagônia (39 – 35°S).

A poeira mineral pode ser transportada a longas distâncias com as correntes aéreas, mesmo em escalas intercontinentais, como as plumas de poeira norte africanas sobre o Oceano Atlântico ou aquelas vindas do leste asiático através do Oceano Pacífico (CHOOBARI; ZAWAR-REZA; STURMAN, 2014). Sua mobilização é um processo altamente complexo resultante de propriedades da atmosfera, do solo e do terreno no qual ele se encontra. O desprendimento, carreamento e transporte deste material são altamente variáveis ao longo do tempo e do local. Assim, sua própria geração e transporte são extremamente sensíveis ao clima, uma vez que o mesmo pode alterar tais processos (MAHER et al., 2010). Análises realizadas em testemunhos sedimentares e de gelo revelam que tanto a concentração como fluxo de poeira mudaram drasticamente associados a mudanças climáticas, podendo ser, então, utilizados como indicadores (*proxies*) de aridez dos continentes no passado e também de mudanças no sistema atmosférico global (MAHER et al., 2010; PROSPERO et al., 2002).

Figura 1 – Distribuição das principais áreas emissoras de poeira mineral baseada em TOMS-AAI



Fonte: PROSPERO et al., 2002.

É de comum senso que a poeira mineral executa indiretamente um importante papel no clima através de interações biogeoquímicas como a fertilização por ferro e outros elementos essenciais em oceanos e ecossistemas terrestres (CHIN et al., 2000; CWIERTNY; YOUNG; GRASSIAN, 2008; HAYWOOD et al., 2003; JICKELLS et al., 2005; KUMAR et al., 2014; MAHER et al., 2010; OZER et al., 2006; USHER; MICHEL; GRASSIAN, 2003). Segundo Kumar *et al.* (2014), a poeira mineral fornece quantidades significantes de macro- e micro nutrientes, como fosfato e ferro, para os oceanos aumentando a produtividade dos mesmos, além de ser considerada como uma fonte significante de nutrientes para a floresta amazônica, sendo, segundo a literatura, a poeira norte africana a maior contribuinte para este processo (ABOUCHAMI et al., 2013; BRISTOW; HUDSON-EDWARDS; CHAPPELL, 2010; KOREN et al., 2006; REICHHOLF, 1986; SWAP et al., 1992).

Os trópicos exercem um importante papel na composição química da atmosfera, devido aos seus ecossistemas terrestres altamente ativos serem fonte de gases traço e partículas que afetam os processos oxidativos e o balanço de radiação da atmosfera (WOROBIEC et al., 2007). A região tropical da América do Sul, onde se localiza a Bacia Amazônica, apresenta a maior área mundial de ecossistemas úmidos de baixa latitude. A

floresta amazônica tem reconhecida importância como ecossistema de alta diversidade biológica, riqueza natural e essencial papel nos ciclos principalmente da água e do carbono. A floresta tropical densa de terra firme constitui a maior parte desta região e é caracterizada por seus solos de baixa fertilidade química natural (LUIZÃO, 2007; VITOUSEK; SANFORD, 1986; VITOUSEK, 1984). Neste local, a produtividade e vitalidade da floresta dependem da reciclagem da matéria orgânica e da entrada dos nutrientes através de deposição úmida (precipitação) e seca (aerossóis) (FORTI; MOREIRA-NORDEMANN, 1991; JORDAN, 1982; LUIZÃO, 2007). É proposto, então, que o surgimento e desenvolvimento da floresta amazônica tenham sido influenciados não somente por fatores como mudanças na quantidade de precipitação, mas também no transporte atmosférico de nutrientes (REICHHOLF, 1986; SWAP et al., 1992).

Pesquisas a respeito da atmosfera sobre a bacia amazônica abrangem sua composição e processos físicos e químicos (ARANA; ARTAXO, 2014; ARTAXO et al., 2009, 2013; WROBIEC et al., 2007). Atualmente, acredita-se que a origem das massas de ar que trazem tais nutrientes seja o Norte da África, embora tais suposições baseiam-se principalmente em imagens de satélite e modelos de dispersão, havendo poucas medições *in situ* ou assinaturas geoquímicas específicas que indiquem suas origens (ABOUCHAMI et al., 2013; BEN-AMI et al., 2010; FORMENTI et al., 2001; KOREN et al., 2006; REICHHOLF, 1986; SWAP et al., 1992). Nesse sentido, torna-se vital o estudo *in situ* da origem da poeira mineral que é depositada na bacia amazônica através da análise destes depósitos, de modo a obter informações mais precisas a respeito desta dinâmica.

Desta maneira, o estudo da dinâmica do transporte atmosférico nesta região torna-se importante, uma vez que a poeira mineral não só se constitui como uma das principais fontes dos nutrientes para a floresta amazônica, como também se demonstra um eficiente indicador do sistema atmosférico global, permitindo seu estudo ao longo do tempo.

A presente dissertação em sua contextualização teórica trará uma revisão a respeito das mudanças paleoclimáticas e paleoambientais ocorridas na área de estudo. Em seguida será abordado o tema da circulação atmosférica, em especial a Zona de Convergência Intertropical, na sequência, serão abordadas as metodologias disponíveis para a determinação da origem de um depósito sedimentar na região ocidental da bacia amazônica. Por fim, será feita uma breve revisão a respeito do transporte atmosférico de poeira mineral para a área de estudo no presente. Após o embasamento teórico-conceitual, serão apresentados os métodos utilizados para a realização deste trabalho, seguido dos resultados obtidos e sua interpretação e correlação com dados de literatura.

1 CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

1.1 O Holoceno na Bacia Amazônica

Devido ao panorama atual, onde as mudanças climáticas futuras têm sido alvo de crescente interesse na comunidade científica, torna-se vital o desenvolvimento de mais estudos paleoecológicos em regiões tropicais e equatoriais. Tais estudos serviriam de base para a compreensão de como os ecossistemas florestais tropicais poderão reagir às futuras mudanças climáticas (CORDEIRO et al., 2008).

Durante o Quaternário houve uma grande variedade de poderosos mecanismos climáticos que teriam o potencial de transformar a paisagem da Amazônia, entre eles destacam-se inundações, secas e resfriamentos (IRION et al., 2006). Segundo Bush, Silman e Listopad (2007) tais mecanismos poderiam ter especial importância para a distribuição da vegetação na região, atuando, inclusive, sobre os ecótonos entre savanas e florestas tropicais.

O Holoceno da Amazônia é considerado uma época de grande interesse, em especial para a avaliação dos modelos climáticos globais (TURCQ et al., 2007). Segundo Irion et al. (2006), o Holoceno, por muito tempo considerado um período climaticamente estável, tem se revelado como um período não tão estável assim. Os ciclos milenares, como os ciclos de Bond, e ciclos Dansgaard-Oeschger (D-O) ainda podem ser evidenciados durante o Holoceno, embora mais fracos que durante o Pleistoceno. O período de transição entre o Holoceno Inicial e o Médio Holoceno foi marcado pela subida do nível do mar, eventos El Niño/ENSO (El Niño-Southern Oscillation) enfraquecidos, enfraquecimento da monção sul-americana e fortalecimento da ZCIT. O evento de seca ocorrido no Médio Holoceno causado pelo enfraquecimento da monção da América do Sul (SMAS) entre cerca de 9.200 e 4.400 anos Cal A.P. é bem documentado nos Andes e um evento coincidente neste período é apontado como o causador do início da expansão de áreas de cerrado na Amazônia. Existem apenas alguns registros paleoecológicos completos para o Holoceno da Amazônia (ABSY et al., 1991; BEHLING; DA COSTA, 2000; BEHLING, 1996; BURBRIDGE; MAYLE; KILLEEN, 2004; BUSH et al., 2000; COLINVAUX et al., 1996; WENG; BUSH; ATHENS, 2002). Em geral, os registros ao sul do equador (ABSY et al., 1991; LISTOPAD, 2001; MAYLE; BURBRIDGE; KILLEEN, 2000; PRADO et al., 2013) demonstram um evento seco forte durante o Médio Holoceno, enquanto que este evento é mais fracamente manifestado (ou não detectável) em registros do centro ou do noroeste da Amazônia (BUSH et al., 2000). O Holoceno na Amazônia é um assunto que apresenta divergências quanto aos resultados

encontrados em relação ao paleoclima, paleovegetação e nível dos lagos (ex. BARBOSA et al., 2004; BUSH et al., 2002; COLINVAUX et al., 1996; MAYLE; POWER, 2008; SOUZA, 2005). Mayle e Power (2008), assim como Bush et al. (2002), sugerem que essas divergências são esperadas devido à complexa heterogeneidade espacial da região e ao vasto tamanho da região amazônica.

Dessa maneira, faz-se necessário avaliar regionalmente o paleoclima da Amazônia de modo a entender como e deu a evolução do bioma como um todo. Para o sul e sudeste da Amazônia as análises polínicas indicam a expansão das savanas antes de 2.800 anos cal AP, enquanto tal evento somente foi evidenciado para os estados de Rondônia e Amazonas, através da composição isotópica da matéria orgânica do solo, entre 10.150 e 3.100 anos cal AP e para a Amazônia Central, dados polínicos, indicam que tal evento tenha ocorrido entre 4.450 – 3.800 anos cal AP (ABSY, 1979; DE FREITAS et al., 2001; MAYLE; BURBRIDGE; KILLEEN, 2000). Moreira (2012) resume os principais trabalhos que evidenciam os períodos secos entre o Holoceno Inferior e Médio na Bacia Amazônica (figura 2).

Figura 2 – Resumo dos principais trabalhos que evidenciam um evento seco na Bacia Amazônica entre o Holoceno inferior e o Médio

	Região	Períodos secos (anos cal AP)	Proxies	Autores
Norte da Amazônia	Roraima	Holoceno Médio	Isótopos da Matéria orgânica em solos	DESJARDINS et al., 1996
	Lago Caracaranã, Roraima	8.500 a 6.200	sedimentologia	SIMÕES-FILHO, 2000
	Llanos Orientales, Colômbia	6.250 e 4.150	pólen	BEHLING, HOOGHMISTRA (1999)
	Alto Rio Negro, Colômbia e Venezuela	Últimos 6.000 anos	Carvão em solos	SALDARRIAGA; WEST (1986)
Amazônia Central	Rodovia transamazônica (entre Cuiabá e Santarém)	6.500, 4.500, 4.710; 3.780, 3.105	Carvão em solos	SOUBIES (1980)
	Lago Cuminã (Rio Trombetas)	4.200-3.500	polens	ABSY (1974)
	Lago Calado	4.500 e 8.400	Polens e sedimentologia	BEHLING et al., 2001
Sul e sudoeste da Amazônia	Bolívia	Antes de 2.800	Polens e sedimentologia	MAYLE et al., 2000
	Lago Saci, sul do Pará	9.200 a 5.000	Polens e sedimentologia	MARTINS, 2012
	Rondônia e Amazonas	10.150 e 3.100	Isótopos da matéria orgânica em solos	DE FREITAS et al. 2001
	Puerto Maldonado, Peru	7.200 a 3.300	Polens	BUSH et al., 2007
Amazônia Ocidental	Equador	8.700 e 5.800 4.900 e 3.700	Polens e sedimentologia	WENG et al., 2002
Amazônia Oriental	Lago Santa Ninha, Pará	5.600 a 5.000	sedimentologia	MOREIRA et al., 2012a*
	Lago Comprido	10.300 a 3.100	sedimentologia	MOREIRA et al., 2012c*
	Lago Tapajós	9.200 e 4.600	Polens e sedimentologia	IRION et al., 2006
	Morro dos Seis Lagos, Lagoa da Pata	6.000-7.000	polens	BUSH et al., 2004
	Pântano da Mauritia – Carajás Serra Sul	9.000-3.700	Sedimentologia e polens	HERMANOWSKI et al., 2012
	Carajás – Serra Norte	7.450 e 4.750	Sedimentologia e micropartículas de carvão	CORDEIRO et al., 1997, 2008A
	Carajás – Serra Sul	8.900 e 4.500	Sedimentologia e micropartículas de carvão	SIFEDDINE et al., 1994, 1998, 2001
	Carajás – Serra Sul	8.000 e 4.000	Sedimentologia e micropartículas de carvão	TURCQ et al., 1998
Região andina	Lago Pacucha	8.000 e 5.000		HILLYER et al. 2009
	Lago Titicaca	9.000 e 3.900	Sedimentologia, diatomáceas e isótopos estáveis	ABBOTT et al., 2003; BAKER et al. 2001
	Laguna La Compuerta	10.000 e 5.500	Polens, carvão, sedimentologia	WENG et al., 2006

Fonte: Moreira, 2012.

Diversas pesquisas têm sido realizadas na Lagoa da Pata focadas na época do Pleistoceno Tardio com baixa resolução para o Holoceno (BARBOSA et al., 2004; BUSH et

al., 2002, 2004; COLINVAUX et al., 1996; CORDEIRO et al., 2008, 2011; D'APOLITO; ABSY; LATRUBESSE, 2013; SANTOS et al., 2001; VAN DER HAMMEN; HOOGHMISTRA, 2000). Nesta seção iremos apresentar um breve resumo dos dados existentes em literatura até então para o Holoceno na Lagoa da Pata (Morro dos Seis Lagos).

Mayle e Power (2008), a partir de análises polínicas, sugerem que durante o Médio Holoceno houve uma mudança florística de floresta de dossel fechado para uma floresta aberta por volta de 6.000 – 7.000 anos AP. Bush et al. (2002) ainda sugerem, através de análises geoquímicas, que durante este período houve uma diminuição no nível da Lagoa da Pata o que, segundo Mayle e Power (2008), corroboraria com seus resultados encontrados. A abertura da floresta também é apresentada por De Freitas et al. (2001) a partir de análises de isótopos de carbono. Já Colinvaux et al. (1996), Bush et al. (2002, 2004) e Colinvaux; De Oliveira; Bush (2000) indicam que neste local a floresta permaneceu fechada durante todo o Holoceno. Barbosa et al. (2004) caracteriza o Holoceno na região como um período de alta e constante precipitação, mas também sugere um possível período mais seco entre ~7.000 e 4.000 anos AP, havendo uma diminuição do nível da Lagoa, e um período mais úmido a partir de ~5.000 anos AP. Enquanto Turcq et al. (2007), em uma revisão, afirmam que o nível da Lagoa da Pata durante o médio Holoceno (~6.000 anos AP) permaneceu igual ao atual, não havendo mudanças significativas em sua quantidade de água. D'Apolito; Absy; Latrubesse (2013) concluem que o cenário mais provável para a região do Morro dos Seis Lagos é de uma complexa configuração de habitats respondendo diferentemente ao evento de seca. Ainda, esses autores afirmam que o Morro dos Seis Lagos se apresenta como um notável exemplo de um registro paleoecológico e liminológico incompleto, complexo e mutável. Por fim, Cordeiro et al. (2008) resume que o comportamento climático em áreas tropicais perante às mudanças climáticas ocorridas ainda é bastante discutível devido aos resultados controversos acerca da extensão da ocorrência de climas secos na Amazônia, como os aqui citados.

Nesse sentido, o testemunho sedimentar analisado na presente dissertação tem grande importância por ser o primeiro a apresentar alta resolução para a época holocênica (LPT V 09 - 0°17'9.68" N, 66°40'36.18" W). Os depósitos sedimentares têm a capacidade de registrar a sequência e a natureza dos processos superficiais passados controlados, em grande parte, pelas condições paleoclimáticas (CORDEIRO et al., 2008). Nestes depósitos podemos encontrar conservadas informações paleoambientais (sua origem, condições de formação, transporte e deposição) através de análises de sua composição, que inclui uma variedade de indicadores isotópicos, moleculares, morfológicos, químicos e biológicos. O foco na análise

do testemunho LPT V- 09 serão os *proxies* que indicam a origem das massas de ar que influenciam a deposição úmida nesta região desde o Médio Holoceno até o presente, assunto ainda não abordado até então para esta localidade. A Lagoa da Pata é considerada um sensível registrador do paleoclima dos trópicos. Isto se deve à sua localização privilegiada, com alto grau de isolamento continental e baixo impacto humano. Durante o verão austral, a ZCIT encontra-se posicionada ao Sul, neste caso, a Lagoa permanece sob alta influência da ZCIT, recebendo, em tese, parte do fluxo de poeira proveniente do Saara. Durante o inverno austral, quando a ZCIT encontra-se posicionada mais ao Norte, a Lagoa da Pata deixa de receber a influência direta da mesma. Assim, a Lagoa da Pata torna-se um importante local de estudo, pois seu estudo auxilia no entendimento da dinâmica temporal da ZCIT, que influencia diretamente na dinâmica atmosférica sobre o setor Ocidental da Bacia Amazônica. Este assunto será mais bem abordado nas próximas seções. Desta maneira, pretende-se auxiliar no entendimento das dinâmicas paleoecológicas ocorridas no Holoceno do Morro dos Seis Lagos, com possíveis inferências a respeito das massas de ar que influenciam a Amazônia.

1.2 A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

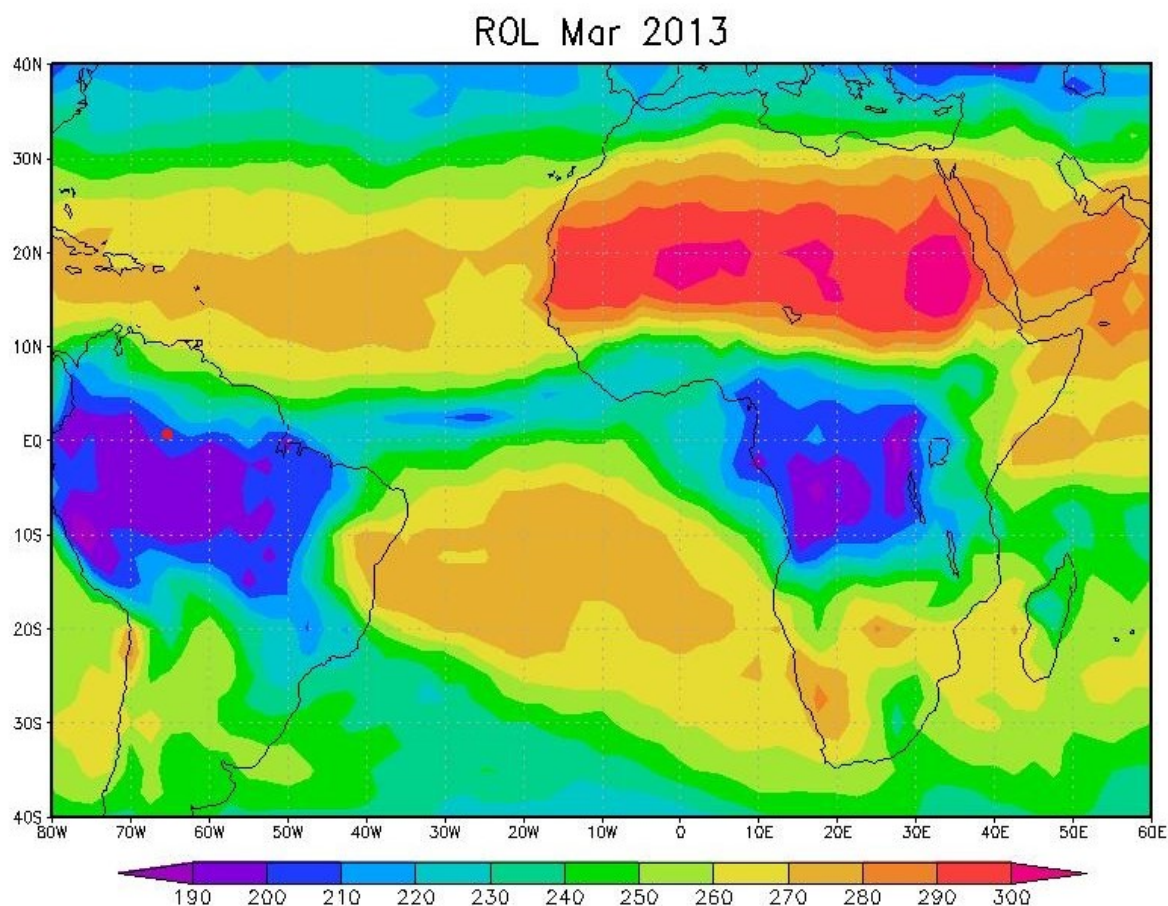
A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuantes dos trópicos (FERREIRA, 1996; HU; LI; LIU, 2007). É formada pela convergência de ventos alísios secos de nordeste a sudoeste e ventos úmidos vindos de sudeste para noroeste. Tal convergência resulta em uma banda de nuvens convectivas, forte precipitação e uma intensa liberação de calor latente (HU; LI; LIU, 2007).

A ZCIT tem reconhecida influência sobre a precipitação nos continentes africano, americano e asiático, sendo decisiva na caracterização das diferentes condições de tempo e de clima em diversas áreas da Região Tropical (RICKLEFS, 2011). Adicionalmente, está envolvida na manutenção do balanço térmico global, uma vez que se localiza no ramo ascendente da célula de Hadley, ocasionando a transferência de calor e umidade dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera e para as médias e altas latitudes (FERREIRA, 1996). O regime de chuvas é uma variável que se destaca em importância no estudo das alterações do clima do planeta e na distribuição dos biomas. Alterações na precipitação pluviométrica podem ter impacto significativo para os ecossistemas, influenciando na distribuição das espécies e na produção de biomassa, bem como em sua localização geográfica, na configuração de seu relevo e nas condições edáficas (SAMPAIO, 2003).

A posição da ZCIT varia ao longo do ano e das décadas, estando posicionada mais ao Norte durante o verão boreal e mais ao Sul durante o verão austral (HU; LI; LIU, 2007). Essas variações afetam drasticamente o volume de chuvas em muitos países equatoriais, influenciando na definição de temporadas secas e úmidas dos trópicos mais do que as estações frias e quentes das latitudes maiores, onde o clima cai sob influência dos ventos de oeste que sopram nas latitudes médias (RICKLEFS, 2011). Uvo (1989) demonstrou a importância de tal deslocamento sobre o Nordeste brasileiro, concluindo que o tempo em que a ZCIT permanece próxima de suas posições mais ao sul é decisivo na definição da qualidade da estação chuvosa, pois determina sua duração.

A dinâmica temporal atual da ZCIT pode ser estudada através de diferentes variáveis físicas, entre elas: cobertura de nuvens; componente meridional do vento nos baixos níveis; pressão ao nível médio do mar (FERREIRA, 1996). Segundo (BOMVETI; WAINER; TASCETTO, 2006), a precipitação está diretamente relacionada à Radiação de Onda Longa (ROL), principalmente na região tropical. Nessa região, a temperatura na superfície do mar (TSM) tem discreta variação ao longo do ciclo anual, fazendo com que as maiores variações de ROL resultem, principalmente, de mudanças na quantidade e na altura das nuvens. Essa ligação direta com nuvens fez com que a ROL passasse a ser utilizada para estimar quantitativamente a precipitação. Na região tropical a maior parte da precipitação está associada à convecção profunda e, regiões de intensa e frequente convecção e precipitação, associadas às monções e à ZCIT aparecem como regiões de baixa ROL (CHELLIAH; ARKIN, 1992). Desta maneira, valores baixos de rol, geralmente representados por cores frias e escuras, costumam indicar a posição das nuvens associadas à ZCIT (Figura3).

Figura 3 – Exemplo de dados interpolados de ROL plotados para o mês de Março de 2013



Legenda: Valores em W/m^2 .

Fonte: A autora, 2016.

O clima durante o Holoceno já foi considerado como relativamente estável, se comparado com as flutuações ocorridas durante o Pleistoceno. Reconstruções paleoclimáticas recentes demonstraram, entretanto, que a variação climática durante o Holoceno é ampla, sendo considerada a chave para o entendimento e para antever respostas à mudanças no clima atual. Nas regiões tropicais, um dos sistemas de interação oceano-atmosfera que regula as flutuações interanuais no presente e no passado é a Zona de Convergência Intertropical (URREGO et al., 2009).

Haug et al. (2001) através da análise de testemunhos lacustres da Bacia de Cariaco (Venezuela) percebeu padrões no sedimento que forneciam informações a respeito da posição da ITCZ ao longo do Holoceno. A partir das altas concentrações de Ti e Fe, postula-se que durante o Máximo Termal do Holoceno (10.500 a 5.400 anos BP - Holoceno Inferior e parte do Holoceno Médio) a ITCZ tenha estado posicionada mais ao Norte em relação ao Holoceno Superior, causando uma maior precipitação, bem como uma menor influência dos ventos

alísios nessa região. Durante o Holoceno Superior, houve um decréscimo na precipitação, indicando uma migração ao Sul da ITCZ. Essa migração ao Sul pode ser explicada por efeitos da Teoria de Milankovitch: durante o Holoceno Superior a insolação no hemisfério sul se tornou mais sazonal, enquanto o contrário ocorreu no hemisfério Norte. Como consequência, o hemisfério Norte teve diminuída sua capacidade de atrair a ITCZ para o Norte durante o verão boreal, sendo a ITCZ atraída mais para o Sul, cuja sazonalidade estava mais evidente. Os eventos *El Niño* são caracterizados por um posicionamento da ITCZ mais ao Sul e por condições secas no Nordeste da América do Sul. De fato, as mudanças ocorridas na insolação, citadas a cima, além de terem influenciado na posição da ITCZ podem, também, ter aumentado a prevalência de eventos *El Niño-type* ao longo do Holoceno, intensificando ainda mais a migração ao Sul da ITCZ (HAUG et al., 2001).

Em 2007, o IPCC incluiu em seu relatório um capítulo sobre estudos paleoclimáticos, ressaltando o caráter imprescindível destes dados para a discussão das variabilidades e ciclos climáticos. Assim, o estudo do posicionamento da ZCIT no passado torna-se indispensável ao agregar dados sobre o paleoclima da Amazônia, buscando-se promover o avanço do conhecimento sobre o funcionamento da interação biosfera-atmosfera, e sobre os impactos de mudanças ambientais nestas interações, em especial no desenvolvimento da Floresta Amazônica.

1.3 O transporte atmosférico para a Bacia Amazônica

A Bacia Amazônica apresenta uma área de aproximadamente $5,8 \times 10^6$ m², participando da drenagem de aproximadamente um terço do continente sul-americano (SALATI; VOSE, 1984). A floresta amazônica, de reconhecida importância como ecossistema de alta diversidade biológica, riqueza natural e essencial papel nos ciclos principalmente da água e do carbono, é caracterizada por seus solos de baixa fertilidade química natural (LUIZÃO, 2007; VITOUSEK; SANFORD, 1986; VITOUSEK, 1984). Na parte central da Bacia Amazônica, os solos e a rocha mãe foram sujeitos a intenso intemperismo e lixiviação ao longo de sua evolução. No presente, os solos apresentam argilas com baixa quantidade de nutrientes, como a caulinita, e de areia lavada dos escudos cristalinos do Brasil e da Guiana (JORDAN, 1982). Assim, é sabido que a produtividade e vitalidade da floresta dependem da reciclagem da matéria orgânica na serrapilheira, bem

como da entrada dos nutrientes através de deposição úmida (precipitação) e seca (aerossóis) (FORTI; MOREIRA-NORDEMANN, 1991; JORDAN, 1982; LUIZÃO, 2007; SALATI; VOSE, 1984).

Assim, Reichholf (1986) e Swap et al. (1992) propõem que o surgimento e desenvolvimento da floresta amazônica tenham sido, e continua sendo, influenciados não somente por fatores como mudanças na quantidade de precipitação, mas também pela entrada de nutrientes pela deposição atmosférica (REICHHOLF, 1986; SWAP et al., 1992). Diante do exposto, torna-se de vital importância o estudo da dinâmica atmosférica de deposição de aerossóis nesta região.

O estudo do transporte atmosférico para a Bacia Amazônica tem sido foco de pesquisas desde o início dos anos 90 em trabalhos como os de Swap et al. (1992) e Talbot et al. (1990), em que são citados os primeiros indícios de transporte de aerossóis vindos do continente africano. Desde então uma série de artigos no tema foram publicados, a seguir faremos uma breve revisão sobre alguns deles.

Talbot et al (1990) analisaram a composição química do material coletado em filtros de aerossóis durante a estação úmida. Os autores indicam que a composição química dos aerossóis durante este período sofre forte influência do transporte de longa distância de poeira mineral, aerossol marinho e, possivelmente, de produtos de combustão de biomassa. Eles sugerem que estes últimos possam ter vindo transportados através da circulação troposférica de larga escala, podendo ter origem no continente africano. Já em 1992, Swap et al., através de observações de modelo de trajetórias de massas de ar e análise de composição química de aerossóis, indica que a poeira mineral do Saara penetra, em pulsos intermitentes, a Bacia Amazônica pela sua porção Leste, podendo ser detectada até mesmo em sua porção central. Com isso, sugere que parte da Floresta Amazônica depende da poeira mineral originada na região do Saara/Sahel, no Oeste do continente africano. Por fim, ele conclui que através de tal dependência, as expansões e contrações do Saara/Sahel podem ter causado reflexos de expansões e contrações na Floresta Amazônica.

Formenti et al. (2001) utilizou medidas de dispersão de aerossol, análises químicas, profundidade óptica de aerossóis e modelo de trajetórias de massas de ar para observar o transporte atmosférico transatlântico durante Março de 1998. Também foram utilizados traçadores para combustão de biomassa, emissão de poeira mineral, emissão de aerossóis marinhos e emissões antropogênicas. A partir destas análises, os autores puderam observar que durante os eventos de advecção de poeira saariana, houve o aumento em três vezes da concentração de partículas $<10 \mu\text{m}$ no Brasil. Eles sugeriram que a deposição seca é o

principal mecanismo de remoção de partículas de granulação grossa durante a travessia do Oceano Atlântico, enquanto a remoção úmida é necessária para a remoção das partículas de fração fina. Kaufman et al. (2005) sugere uma nova ferramenta que permita a avaliação quantitativa da distribuição, transporte e deposição da poeira mineral, através de observações diárias da distribuição global de aerossol, utilizando dados das medidas multiespectrais do sensor MODIS a bordo do satélite Terra. Assim, ele infere que a quantidade de 230 ± 80 tg de poeira mineral é transportada anualmente da África para o Oceano Atlântico. Desta quantidade, 30 tg retorna à África e Europa, 70 tg alcança o Caribe e 45 tg adentra a Bacia Amazônica.

Em 2006, Koren et al. (2006) publicam, com o título decisivo, o artigo “*The Bodélé depression - a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest*”. Nesta publicação, os autores analisam imagens de satélite (MODIS-Terra e MODIS-Aqua) para observar eventos de emissão e transporte da poeira atmosférica da Depressão de Bodélé (Chad). A partir destas observações e dos dados de profundidade óptica de aerossol, eles quantificam o volume de poeira atmosférica que é emitido pela Depressão de Bodélé e transportado através do Oceano Atlântico, chegando à Bacia Amazônica. Assim, eles concluem que é possível identificar uma notável conexão entre a floresta Amazônica e uma única fonte de poeira no Saara, a depressão de Bodélé e seu regime de vento. Eles afirmam que a combinação de padrões de vento e topografia faz da Depressão de Bodélé uma fonte vigorosa de emissão de poeira, podendo contribuir, entre Março e Novembro, com mais de metade da poeira depositada anualmente na floresta Amazônica.

Bristow, Hudson-Edwards e Chapell (2010) propuseram um experimento de fertilização experimental da Amazônia e do Oceano Atlântico equatorial com poeira do oeste africano. Eles afirmam que a poeira mineral emitida pela Depressão de Bodélé contém micronutrientes como Fe e P, que tem o potencial de agir como fertilizantes, aumentando a produtividade primária na Floresta Amazônica, bem como no Atlântico equatorial, levando à fixação de N_2 e sequestro de CO_2 . Para tal, foi feita uma coleta de aerossóis durante o mês de Março na Depressão de Bodélé, a qual foi submetida à análises químicas de sua composição. Assim, eles obtêm uma estimativa de que mais de 6,5 Tg de Fe e 0,12 Tg de P são exportados pela Depressão de Bodélé todo ano, podendo significar que esta fonte talvez seja um fornecedor de micronutriente mais importante do que previamente se acreditava. Entretanto, os autores indicam que são necessárias análises adicionais da composição, tamanho e solubilidade do Fe e P para se estudar a eficácia da poeira africana como fertilizante.

Ben-Ami et al. (2010) partindo do princípio de que os desertos do Norte da África fornecem minerais essenciais para a Floresta Amazônica, propõem o estudo do transporte transoceânico da poeira mineral africana até atingir a Bacia Amazônica de maneira a explorar a validade e natureza de tal ligação. Para tal, eles combinam uma análise detalhada entre os dados espaciais e terrestres com os dados do modelo reanálise (*Reanalysis*) e medições feitas na superfície na Bacia Amazônica Central, feitas durante o experimento AMAZE-08 (*Amazonian Aerosol Characterization Experiment*). Os autores afirmam que o transporte de poeira mineral através do Oceano Atlântico, objeto de estudo desde o começo da década de 70, é sujeito a um ciclo sazonal devido a dinâmica temporal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Segundo os mesmos, a chegada da poeira mineral na Floresta Amazônica é detectada através do aumento de elementos como o Al, Si, Fe, Ti e Mn. As medidas feitas durante o experimento AMAZE-08 foram eficientes em detectar eventos como a queima de biomassa, episódios de emissão de poeira mineral e elementos de aerossóis marinhos, em concordância com o tempo de chegada esperado para a poeira emitida pela Depressão de Bodélé. Entretanto, eles citam que apesar desta fonte ser a dominante, é provável que haja outras fontes que também contribuam para a entrada de nutrientes na Floresta Amazônica. E por fim, eles assumem que nem todos os episódios de emissão de poeira ocorridos durante o verão austral alcançam a Floresta Amazônica.

Abouchami et al. (2013) apresentam, pela primeira vez, uma abordagem geoquímica para a investigação da poeira africana na Bacia Amazônica. Foi proposto o estudo dos sedimentos superficiais da Depressão de Bodélé e outros depósitos de poeira mineral (Chade, Níger) de maneira a caracterizar geoquimicamente e isotopicamente (isótopos de Sr, Nd e Pb) essas fontes de poeira, bem como a análise de depósitos sedimentares da planície Amazônica. Esta última visou avaliar o postulado acúmulo de poeira mineral africana na Bacia Amazônica, de maneira a evidenciar seu possível impacto na fertilização da Floresta Amazônica. Os resultados obtidos por estes autores identificaram distintas fontes, de diferentes idades e proveniência, para Depressão de Bodélé e a Bacia Amazônica, descartando a possibilidade de a primeira ser a origem para os depósitos amazônicos. No mesmo sentido, não foi encontrada evidência geoquímica para a contribuição de outra fonte potencial na poeira do Saara. Na verdade, a composição dos depósitos da planície Amazônica é inteiramente consistente com o material derivado do intemperismo e erosão do cráton amazônico pré-cambriano, com pouca ou nenhuma contribuição Andina. Assim, os autores explicam que a taxa de acumulação da poeira eólica é apenas aproximadamente um terço em relação a taxa de erosão de áreas de escudo cristalino, sugerindo que durante o transporte, a

poeira do Saara é “consumida” pelo intemperismo tropical, podendo até contribuir com nutrientes e estimulando o crescimento vegetal, mas nunca havendo sua acumulação.

Por fim, em 2015, Yu et al. analisaram o tema a partir de uma estimativa para vários anos baseada em satélite utilizando medições tridimensionais (3-D) de aerossóis durante o período de 2007 a 2013, a partir do instrumento CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*). Os autores concluíram que a média de deposição de poeira é estimada em 28 (8 – 48) Tg a⁻¹, podendo prover aproximadamente 0.022 (0.006–0.037) TgP de fósforo por ano. Por fim, eles ressaltam a importância desta entrada exógena de fósforo, sugerindo que a mesma evita o esgotamento de fósforo na Bacia Amazônica em escalas de tempo de décadas a séculos.

Com esta breve revisão, foi possível perceber que os trabalhos publicados acerca do transporte atmosférico para a Bacia Amazônica se basearam, na sua grande maioria, em observações de imagens de satélite com raras medições *in situ* abrangendo a composição química de aerossóis durante eventos de emissão de poeira. O trabalho de Abouchami et al. (2013) vem como uma importante contribuição para o estudo mais específico para o tema, uma vez que trata de medições geoquímicas, *in situ* e na possível fonte, que buscam traçar a origem da poeira depositada na Bacia Amazônica. Esta aproximação trata de possibilitar uma melhor compreensão e averiguação do transporte atmosférico, de notável importância, sobre a Bacia Amazônica. Neste sentido, na seção seguinte, será feito um apanhado sobre as metodologias disponíveis para a investigação das possíveis fontes para a poeira atmosférica depositada a longa distância de sua origem.

1.4 Determinando as origens da poeira atmosférica

Estudos geoquímicos de poeira na atmosfera são importantes não somente para caracterizar um evento único na atmosfera, mas também para a reconstrução paleoclimática sobre o período geológico. As estimativas de modelos mais recentes indicam que as emissões globais de poeiras minerais - decorrentes de erosão e transporte eólico - sobre regiões áridas e semi-áridas variam entre 1000 e 3000 Tg ano⁻¹, representando cerca de metade da emissão de partículas anual à escala global (FORMENTI et al., 2010).

A poeira continental transportada pela atmosfera pode ser usada como um traçador (*proxy*) de circulação atmosférica e servir como fonte de informação sobre o clima da área

emissora (AARONS; ACIEGO; GLEASON, 2013; DELMONTE et al., 2004; GROUSSET et al., 1992). Por este motivo, muitos estudos vem sendo conduzidos a respeito da análise dos aerossóis dos dias de hoje, bem como de seus *imprints* nos sedimentos. Os aerossóis e os sedimentos nos oceanos podem ser derivados do manto (rochas basálticas e solos derivados dele, partículas máficas corroídas e desgastadas), ou derivados terrígenos (solos, sedimentos), sendo necessárias análises para determinar sua origem.

Grousset e Biscaye (2005) citam as diferentes classes de marcadores de fonte de poeira mineral, fazendo, em especial, uma revisão sobre a utilização de isótopos, como os de estrôncio e neodímio. Os autores defendem que embora o uso da distribuição granulométrica em uma amostra possa revelar a origem (eólica, rio...) e as dinâmicas do transporte do material (distância, altitude, força do vento, entre outros), a informação sobre a fonte eólica permanece desconhecida. Do mesmo modo, marcadores biológicos como fitólitos, diatomáceas lacustres e grãos de pólen, embora indiquem uma origem continental e uma possível área de um clima específico associado com uma banda latitudinal, tampouco informam de maneira precisa a fonte da poeira associada a eles. Já a análise da composição mineralógica da poeira tem um ótimo potencial de informar sua origem, embora seja necessário que tal análise seja feita em conjunto com análise de outros marcadores, uma vez que locais de latitudes ou bandas climáticas similares possam apresentar composições mineralógicas similares. Diferentes traçadores isotópicos têm sido usados como identificadores da região de origem da poeira mineral, sendo considerados vantajosos por serem parte integrantes da poeira e de valores razoavelmente conservados desde sua fonte ao local de depósito.

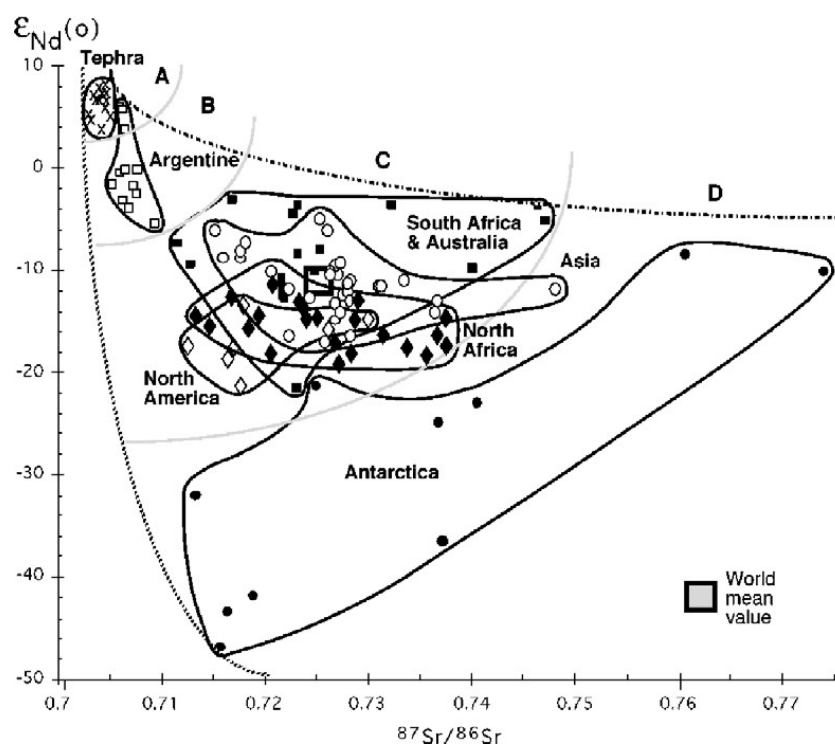
A composição isotópica dos elementos radiogênicos de Sr e Nd são significativamente diferentes do manto, o que permite a distinção entre as suas origens litológicas, por exemplo: áreas vulcânicas jovens e velhos escudos continentais (GROUSSET; BISCAYE, 2005b). Diferentes traçadores isotópicos têm sido utilizados para a identificação de área fonte, sendo a utilizada neste projeto a combinação das assinaturas de isótopos radiogênicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Por conveniência as razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas e apresentadas como $\Sigma\text{Nd}(0) = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}/0,512638) - 1) \times 10^4$. Devido à meia vida extremamente longa de seus pais radioativos, esses marcadores podem ser considerados impressões digitais "conservadoras", quando aplicado aos estudos de curto tempo de escala, tais como aqueles destinados para este projeto (GAIERO et al., 2004). Minerais e rochas têm razões distintas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, de acordo com a derivação geológica. Tais razões isotópicas estão sujeitas a menores variações se comparadas à análise individual desses componentes.

Estudos anteriores (GAIERO et al., 2007; GOLDSTEIN; ONIONS; HAMILTON, 1984) indicaram que a composição isotópica de Sr em amostras de solos e sedimentos podem ser fortemente dependente da granulometria enquanto o Nd é mais uniforme perante esta variável. Ao trabalhar com aerossóis esse problema é minimizado pelo fato de que a maioria dos aerossóis não ocorre como grãos individuais, mas na forma de agregados de partículas com uma gama de tamanhos de grão em que os mesmos tem uma granulometria média de até 5µm. Estas diferenças na composição isotópica do Sr e Nd nos aerossóis coletados podem revelar além da proveniência e heterogeneidade das fontes, como também refletir a heterogeneidade das rochas expostas na escala da sua bacia de drenagem (GROUSSET; BISCAYE, 2005b).

Os isótopos radiogênicos, traçadores, nos permitem investigar mais profundamente o impacto dos aerossóis provenientes das fontes emissoras e fornecem informações sobre a circulação atmosférica do passado e conseqüentemente o clima. As razões dos isótopos radiogênicos de Nd e Sr refletem a matriz geológica do material terrígeno e desta forma podem ser utilizados como traçadores da poeira mineral que chega ao local de estudo. A grande vantagem neste caso, é que as razões de Sr/Nd das possíveis áreas fonte em questão são claramente distintas, facilitando a determinação da origem do material a ser analisado. Grousset e Biscaye (2005) apresentaram um gráfico com as diferentes assinaturas isotópicas de diversos locais do mundo, bem como o valor médio global. Observando a figura 4, é possível distinguir quatro principais domínios na escala mundial:

- Domínio A: Valores de Sr e Nd muito próximos de rocha ígneas, representados pelos valores das tefras;
- Domínio B: Loesse argentino, com maiores valores de Nd e baixos valores de Sr;
- Domínio C: Inclui regiões como Austrália, América do Norte, África e Ásia, apresentando valores intermediários de Sr e Nd;
- Domínio D: Partículas derivadas de rochas expostas da Antártica, caracterizada por uma ampla variação nos valores de Sr e baixos valores de Nd.

Figura 4 - Composição isotópica de Sr-Nd para diferentes fontes



Legenda: Dados para aerossóis, loess e depósitos de areia da Antártica (círculos fechados), Ásia (círculos abertos), Sul da África e Austrália (quadrados fechados), América do Norte (losangos abertos), Norte da África (losangos fechados), Argentina (quadrados abertos) e tefra (cruzes).

Fonte: Grousset e Biscaye (2005).

Os métodos clássicos em geoquímica utilizados para inferir o comportamento latitudinal da ZCIT baseiam-se em vários tipos de indicadores indiretos, como por exemplo, (i) o padrão de erosão inferido pelas relações silte-argila-areia ou Ti/Ca, (ii) o regime climático seco ou úmido, inferido pelo nível de lagos ou frequência de queimadas, ou ainda, pela deposição do radionuclídeo cosmogênico ^{10}Be .

Os isótopos radiogênicos são poderosos traçadores de proveniência geológica e podem ser utilizados para caracterizar as fontes de poeira e para traçar padrões de transporte atmosféricos, sendo uma metodologia amplamente aceita e utilizada pela comunidade científica (BISCAYE et al., 1997; GAIERO, 2007; GROUSSET; BISCAYE, 2005b; GROUSSET et al., 1988, 1992).

No presente trabalho, é proposto o uso das razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ como traçadores, sendo feita a comparação entre a assinatura da possível área fonte e o material no local de estudo. Tal método se baseia no princípio anteriormente explicado: os solos e sedimentos mantêm o *imprint* dos isótopos da rocha o qual derivam,

dependendo assim de sua litologia e idade geológica. Assim, propõem-se o uso destes *proxies* geoquímicos para definição da proveniência dos aerossóis depositados na Lagoa da Pata. Tais resultados, aliados ao estudo da dinâmica temporal desta deposição na área de estudo, podem auxiliar na reconstrução da ZCIT ao longo do Holoceno.

2 JUSTIFICATIVA

A Floresta Amazônica possui um importante papel no sistema climático global atuando como fonte de componentes e partículas primárias e secundárias de aerossóis biogênicos. A mesma também afeta os ciclos biogeoquímicos globais, incluindo o ciclo do carbono. Seu solo é raso, pobre em nutrientes e com pouca quantidade de minerais solúveis, devido a constante precipitação. O ciclo de nutrientes nesta região é curto e devido à forte lixiviação, se faz necessário um abastecimento estável de minerais para a manutenção do equilíbrio de nutrientes (BEN-AMI et al., 2010; KOREN et al., 2006; VITOUSEK; SANFORD, 1986). Segundo Koren et al. (2006), qualquer mudança neste delicado balanço poderia converter as florestas tropicais em “desertos úmidos”.

Através da revisão dos trabalhos acerca do transporte atmosférico é possível concluir que a poeira atmosférica vinda do Norte da África, em especial da Depressão de Bodélé, assume uma grande importância no balanço de nutrientes na Bacia Amazônica. Entretanto, a maioria dos trabalhos baseia-se em observações de satélite, enquanto o único trabalho que buscou uma aproximação geoquímica revelou que tal relação não parece ser tão direta e simples, conforme expostos em publicações anteriores.

Diante destes resultados, somando ao importante papel da Floresta Amazônica e sabendo da importância dos isótopos estáveis como *proxies* para traçar a origem de poeira atmosférica, é proposta aqui uma abordagem mais direta e local para o estudo da dinâmica de deposição de aerossóis na Bacia Amazônica, tendo como foco a investigação de sua(s) fonte(s) de origem (ns).

3 OBJETIVOS

3.1 Objetivo geral

Diante do exposto, pretende-se determinar as origens mais prováveis da componente atmosférica do sedimento da Lagoa da Pata na Bacia Amazônica Ocidental.

3.2 Objetivos específicos

- Analisar e parametrizar o comportamento atual das massas de ar que chegam ao local de estudo através de modelo matemático de trajetória de massas de ar.

- Elaborar um banco de dados para as razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para determinação da assinatura isotópica das possíveis áreas fontes.

- Analisar e parametrizar a metodologia proposta para a correlação entre as massas de ar e a origem dos aerossóis no período atual.

- Analisar geoquimicamente o testemunho sedimentar lacustre LPT V-09 para as razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ desde o Holoceno Médio ao presente.

- Relacionar os resultados encontrados com dados paleoclimáticos *multiproxies*.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

O Morro dos Seis Lagos está localizado na porção Norte do Estado do Amazonas (Brasil), à posição $0^{\circ}17'9.68''$ N e $66^{\circ}40'36.18''$ W, pertencendo ao Parque Nacional Pico da Neblina. O Morro encontra-se 100 km ao Norte da cidade de São Gabriel da Cachoeira e a noroeste de Manaus. O acesso à localidade se dá pelo Igarapé Iamirim, que cruza a rodovia que liga a cidade de São Gabriel da Cachoeira à cidade de *Cocui* na Venezuela (Figura 5).

Figura 5 – Imagem de satélite do Morro dos Seis Lagos

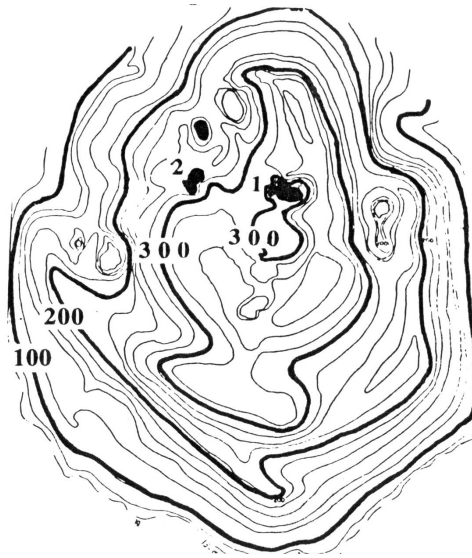


Legenda: Seta branca – Estrada para Cocui (Venezuela). Seta vermelha – Morro dos Seis Lagos.
Fonte: Google Earth.

O Morro dos Seis Lagos está localizado na cabeceira da bacia do Rio Negro, em uma planície com elevação de 75 m. O mesmo apresenta elevação de 300 metros e compreende seis depressões cerradas, ocupadas pelos seis lagos (Figuras 6 e 7). O nível dos lagos varia de maneira diretamente proporcional à precipitação. Cordeiro *et al.* (2011) esclarecem que não

ocorre o transbordamento dos lagos, sugerindo que deve haver um sistema de percolação por entre a crosta laterítica por meio de cavernas e fraturas.

Figura 6 – Topografia do Morro dos Seis Lagos



Legenda: 1– Lagoa da Pata; 2 – Lago Dragão.
Fonte: Justo e Souza (1984).

Figura 7 – Vista aérea do topo do Morro dos Seis Lagos



Legenda: Seta branca - Lagoa da Pata.
Fonte: Fotografia por Renato Cordeiro.

O Morro dos Seis Lagos é um *inselberg*¹ de ferrólito de 300 metros de altura localizado no Nordeste da Amazônia brasileira (0°16'N, 66°41'W). O clima regional é classificado como equatorial (Köppen Af). A estação meteorológica mais próxima está localizada na cidade de São Gabriel da Cachoeira, a 20 km do morro. Segundo BUSH *et al.* (2004), a precipitação anual varia em torno de 2914 a 3652 mm por ano, sendo diminuída nos meses de Junho, Julho e Agosto, embora nenhuma estação seca seja evidente. O Morro dos Seis Lagos é formado por uma canga laterítica rica em Ferro, Nióbio e elementos terra rara, sendo dois terços desta área cobertos por hidróxidos de ferro compactados em uma massa muito resistente. Devido ao forte intemperismo local, o carbonatito que forma o Morro é rapidamente consumido, dando lugar à canga laterítica que excede 200 metros de profundidade (CORDEIRO *et al.*, 2011). Segundo os mesmos autores, o nível de água nos lagos varia de maneira diretamente proporcional à precipitação, embora nunca transbordem, sugerindo que haja percolação através de fraturas e cavernas na canga laterítica. O clima nesta região é quente e úmido (precipitação anual de ~3000 mm), sem qualquer estação seca marcada, embora haja um decaimento na precipitação entre Julho e Novembro, sendo Setembro o mês mais seco (~150 mm) (IBGE, 1959). Cordeiro *et al.* (2008, 2011) realizaram análises químicas na água da Lagoa da Pata que demonstraram que sua composição é similar à composição da água da chuva na região, indicando uma baixa entrada de nutrientes via escoamento superficial da bacia de drenagem local. A precipitação local é influenciada por três fatores: atividade convectiva local, posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e ventos alísios de leste trazendo umidade do Oceano Atlântico (BUSH *et al.*, 2004).

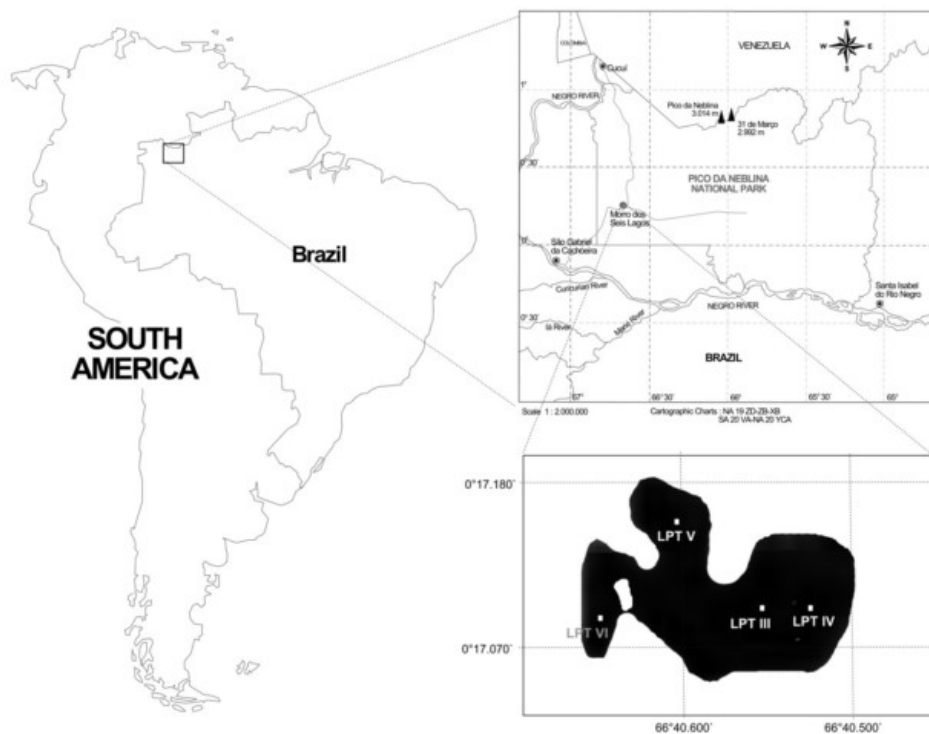
O local de estudo do presente trabalho, a Lagoa da Pata, faz parte de uma bacia hidrográfica isolada do restante dos lagos presentes no Morro dos Seis Lagos. Suas margens são florestadas, com falésias ao longo de uma delas, já as restantes apresentam declives mais suaves. A bacia é larga e rasa, cobrindo uma grande área de superfície de 5-10 vezes a área das outras bacias hidrográficas do morro (BUSH *et al.*, 2004). A Lagoa possui 400 metros de comprimento, com uma bacia principal de 4 metros de profundidade e outras três sub-bacias na porção norte da lagoa (CORDEIRO *et al.*, 2011).

¹*Inselberg*- Do alemão: monte ilha. Forma residual de relevo saliente em meio a uma paisagem de planície.

Análises da água da Lagoa revelam que a mesma apresenta baixa condutividade (2 a 5 μS), pH de aproximadamente 5, coloração de 50 ptn (*platinum units*) e temperatura entre 28°C e 30°C (JUSTO; SOUZA, 1984). Segundo Cordeiro *et al.* (2011), a composição química da água da Lagoa possui grande similaridade com a composição da precipitação local.

Seu espelho d'água possui aproximadamente 150.000 m² e é subdividido em quatro regiões semelhantes a alvéolos. Durante expedições realizadas em 1997 e 2009, foram coletados seis testemunhos. No presente trabalho será analisado o testemunho coletado em 2009 na quinta região da Lagoa (LPT V-09), conforme a figura 8.

Figura 8 – Localização do Morro dos Seis Lagos, Lagoa da Pata e posição dos testemunhos coletados no local



Fonte: CORDEIRO *et al.*, 2011.

4.2 Testemunho lacustre

4.2.1 Coleta e análises laboratoriais preliminares

O testemunho LPTV-09 de 120 cm foi coletado com testemunhador de maneira manual a uma profundidade de três metros (Figura 9). Este testemunho apresenta especial importância, pois diferente dos demais, retrata com alta resolução o período do Holoceno, cujas informações climáticas são incompletas e controversas.

Figura 9 – Processo de testemunhagem na Lagoa da Pata



(a)



(b)



(c)



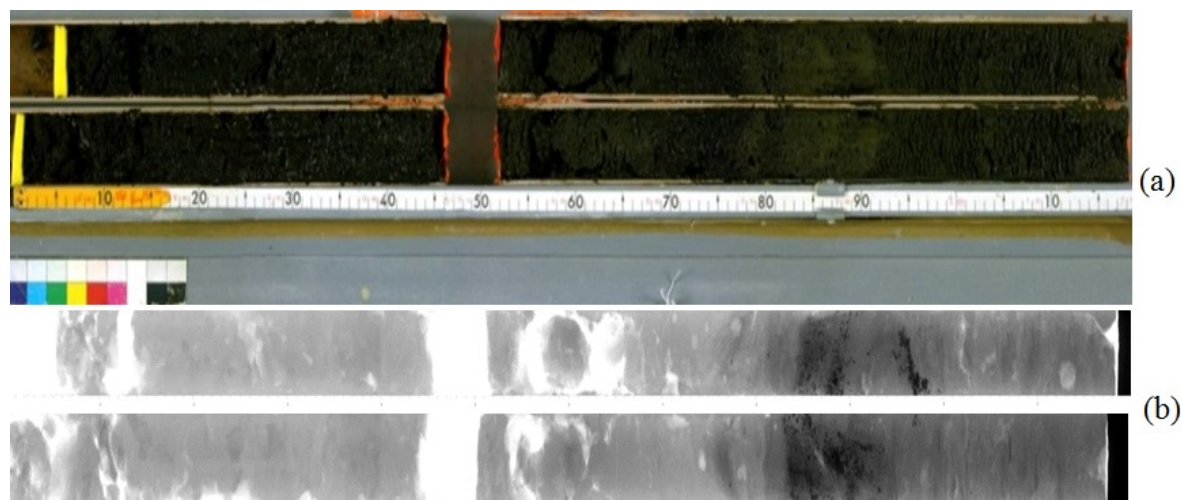
(d)

Legenda: (a) – Plataforma utilizada para encaixe do testemunhador. (b) - Bote inflável. (c) e (d) - Equipamento montado já na Lagoa.

Fonte: Fotografias por Renato Cordeiro.

O testemunho foi radiografado (Figura 10) e, em seguida, fatiado em camadas de 1 cm de espessura, de maneira a obter uma melhor resolução temporal dos dados.

Figura 10 – Testemunho sedimentar lacustre LPT-V 09



Legenda: (a) - Testemunho aberto. (b) - Radiografia do mesmo testemunho. Escala de 20 cm.

A determinação da cronologia foi feita a partir da análise da matéria orgânica do sedimento utilizando espectrometria de massa (AMS). Os resultados cronológicos obtidos para ^{14}C foram calibrados para datas atuais utilizando a curva INTCAL98 (STUIVER et al., 1998) no *software* CAL Pal (WENINGER; JÖRIS, 2004, 2007). De maneira a obter uma escala cronológica contínua, houve a interpolação das idades calibradas (Figura 11 e tabela 1).

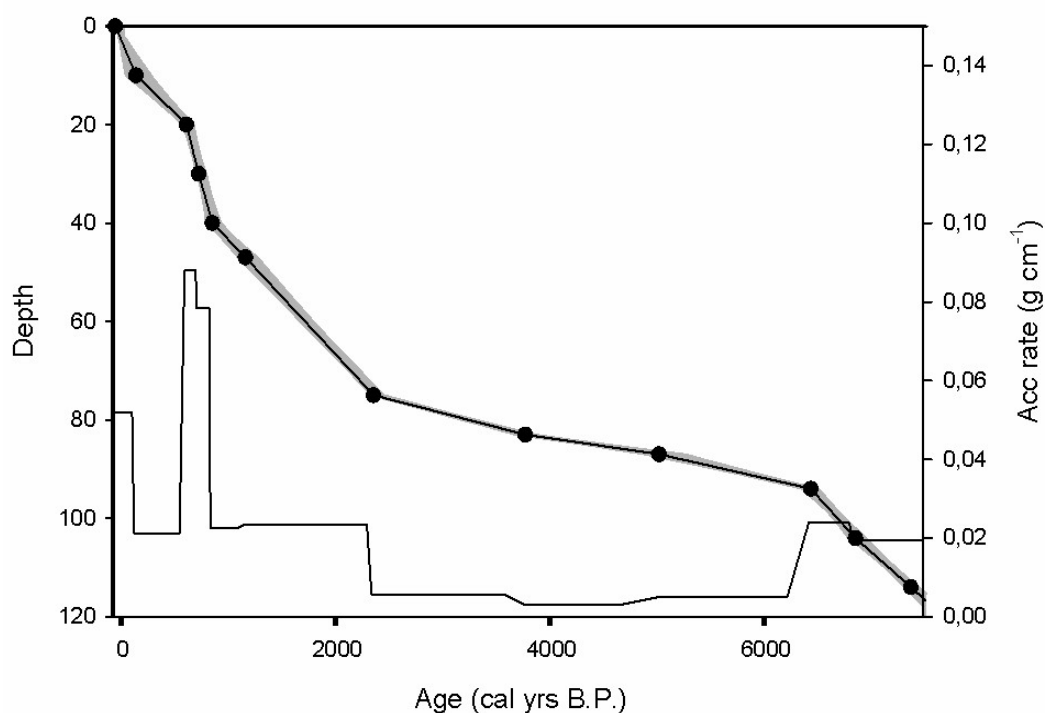
Em seguida, parte do material foi encaminhada ao LARAMG-UERJ (Laboratório de Radioecologia e Mudanças Globais) e mantido em geladeira do momento de chegada à análise.

Tabela 1- Resultado da datação de ^{14}C e idades calibradas do testemunho LPTV-09

Profundidade (cm)	Idade ^{14}C AP	Idades Calibradas AP	Faixas Idade cal AP	
			Mínimo	Máximo
10	110 ± 30	134	21	261
20	630 ± 30	605	554	660
30	805 ± 30	719	681	777
40	925 ± 30	846	770	915
47	1226 ± 30	1155	1070	1257
75	2335 ± 30	2351	2311	2438
83	3490 ± 30	3767	3665	3848
87	4420 ± 30	5017	4880	5245
94	5650 ± 30	6432	6342	6493
104	6010 ± 30	6848	6768	6935
114	6445 ± 30	7366	7297	7423

Fonte: Martins, 2016.

Figura 11 – Modelo cronológico e taxa de sedimentação para o testemunho LPT-V 09



Legenda: Dados para profundidade e taxa de acumulação *versus* tempo, a partir da datação por ^{14}C calibrada.

Fonte: Martins, 2016.

4.2.2 Análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no testemunho

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos – LAGIR na Faculdade de Geologia da UERJ (laboratório classe 100) através de um espectrômetro de massa por termo-ionização (TIMS) TRITON Thermo Finnigan (VALERIANO et al., 2003). Para tal análise foram selecionadas 26 amostras selecionadas espaçadamente cobrindo o período de 0 – 7573 anos A.P.. O material foi retirado de seu recipiente de origem com auxílio de jatos de álcool etílico para o completo aproveitamento do conteúdo e foram acondicionados em potes plásticos e rotulados com as informações pertinentes (Figura 12a). Em seguida o material foi colocado em estufa na temperatura de 40°C por 48 horas a fim de que todo líquido presente evaporasse (Figura 12b). O conteúdo restante foi pulverizado utilizando gral de ágata, de maneira a evitar contaminação que pudesse prejudicar a análise isotópica, resultando em um pó homogêneo, que foi armazenado em microtubos (Figuras 12 c e d).

Figura 12– Preparação do material para análise química



(a)



(b)



(c)



(d)

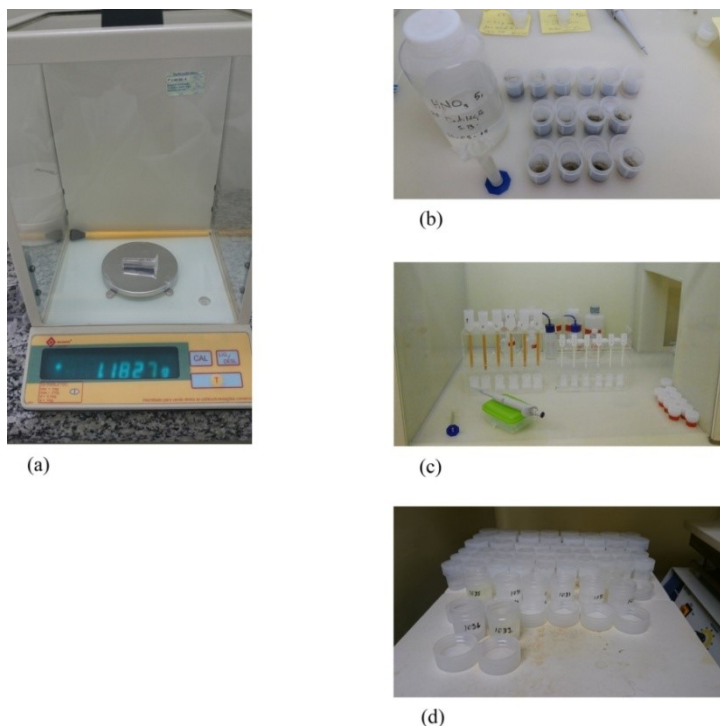
Legenda: (a) – Transferência do material para tubo de teflon. (b) – Secagem do material em estufa.

(c) – Pulverização da amostra. (d) – Acondicionamento final em microtubo.

Fonte: A autora, 2016.

Os procedimentos químicos de abertura das amostras foram realizados em sala limpa sob pressão positiva do ar. Nestes procedimentos foram utilizados ácidos bidestilados de maneira a não atingir o ponto de ebulição (*sub-boiling*), água Milli-Q (18 Ω) e recipientes de teflon (Saville®). Cada amostra foi pesada (massa de aproximadamente 50 mg – Figura 13a) e digerida durante 2 ciclos de abertura, o primeiro de 3 dias utilizando-se uma mistura de HF 48% e HNO₃ 6N (12:1), e o segundo de 2 dias utilizando-se HCl 6N (Figura 13b). A separação e coleta do Sr foi efetuada com HCl 2,5N e os elementos terras raras (ETRs) com HCl 6N, em colunas de troca iônica com a resina Bio-Rad AG50W-X8 (100-200 mesh). Para a extração do Nd dos demais ETRs, utilizou-se de uma segunda coluna com resina a LN-ResinEichrom (50-100 μ m) e HCl 0,18N (Figura 13c). Após a evaporação em chapa a 90° C, foi feita a deposição do Sr e do Nd de cada amostra separadamente em filamento de Re com arranjo duplo previamente degasado, usando 1 μ L de H₃PO₄ 1N como ativador de ionização (Figura14). O material depositado é submetido a uma corrente inicial de 1,5 A para evaporação da água e do ácido, em seguida a amostra é submetida a uma corrente de aproximadamente 2 A, levemente rubro, por três segundos de modo a atingir a secagem final.

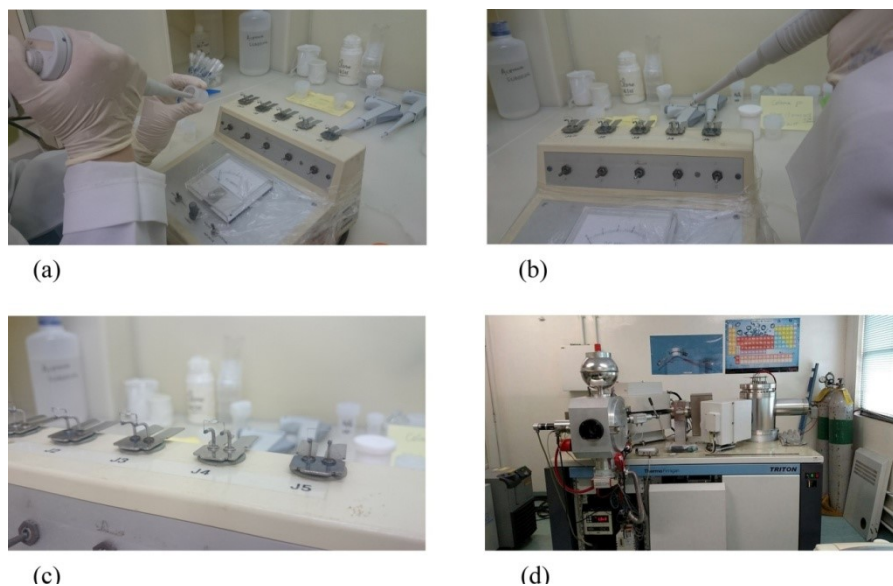
Figura 13- Eliminação de matéria orgânica e separação dos isótopos de interesse



Legenda: (a) – Pesagem das amostras em balança analítica. (b) – Procedimento de abertura das amostras (eliminação da matéria orgânica). (c) Separação dos isótopos de interesse em colunas primária (esquerda) e secundária (direita). (d) Evaporação em chapa de aquecimento.

Fonte: A autora, 2016.

Figura 14- Deposição da amostra em filamentos de Re e TIMS



Legenda: (a) – Diluição da amostra com H_3PO_4 . (b) – Deposição da amostra nos filamentos de Re. (c) – Amostras sendo submetidas à corrente elétrica. (d) – TIMS - TRITON Thermo Finnigan.

Fonte: A autora, 2016.

As análises espectrométricas em TIMS foram realizadas em modo estático, com um arranjo de cinco coletores Faraday, obtendo-se um mínimo de 100 ciclos para Sr (Figura 14d). O filamento de evaporação é submetido a uma corrente de 1800 - 2300mA, já o filamento de ionização permanece fixo a uma corrente de 3200 mA. Para Nd foi utilizado um arranjo de oito coletores Faraday e um mínimo de 160 ciclos. O filamento de evaporação é submetido a uma corrente de 1800 - 2300mA, já o filamento de ionização permanece fixo a uma corrente de 4500 mA. Os valores determinados para os filamentos de ionização garantem que haja a dissociação de moléculas de oxigênio que possam interferir na análise, assegurando a leitura do Sr e do Nd sob forma de metal. As razões isotópicas obtidas $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ são normalizadas com o valor de razão natural $^{88}Sr/^{86}Sr = 8,3752$ e $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$, respectivamente, para correções de fracionamento de massa.

As médias das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ para o padrão NBS987 e $^{143}Nd/^{144}Nd$ para o padrão JNdi-1 no LAGIR são, respectivamente: $0,710235 \pm 9$, $0,512115 \pm 6$. A concentração dos brancos de Nd está abaixo de 1000 pg, com média de 500 pg (VAZ et al., 2009). Desta maneira, tais padrões certificam as análises espectrométricas.

Os resultados analíticos para os isótopos de Nd são comumente apresentados em notação de $\epsilon Nd(0)$. Tal notação foi sugerida por DePaolo e Wasserburg (1976) e possui ampla aceitação no meio científico. Este procedimento é baseado na variação que pode ocorrer dos

valores medidos em relação ao valor médio da Terra. As variações são de pequena escala, assim é necessário escrevê-las como variações em partes por mil. O valor de $\epsilon Nd(0)$ é definido a seguir, e pode variar entre +12 e -56 para virtualmente todas as rochas existentes (LACAN; TACHIKAWA; JEANDEL, 2012).

$$\epsilon Nd (0) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{amostra}}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10.000$$

A evolução isotópica do Nd na Terra é representada por um modelo que assume que a razão Sm/Nd da Terra é igual a dos meteoritos condríticos. Tal evolução isotópica é descrita em termos de um modelo chamado CHUR, que expressa o valor médio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para um reservatório condrítico uniforme (em inglês: *chondritic uniform reservoir*). Uma vez que podemos calcular o valor de $\epsilon Nd(0)$ a qualquer momento do tempo, devemos utilizar o valor do $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ para o tempo atual, que é igual a 0,512638, na fórmula obtendo desta maneira o valor de $\epsilon Nd(0)$.

4.3 Amostras da crosta laterítica da Lagoa da Pata

De maneira a excluir a possibilidade de uma contaminação local na assinatura isotópica, a crosta laterítica que forma a depressão da Lagoa da Pata foi também analisada para os isótopos de interesse. As amostras foram enviadas gentilmente pelo Professor Artur Cezar Bastos Neto (UFRGS) resultantes de uma coleta realizada pelo mesmo em Dezembro de 2014. As amostras foram cortadas, laminadas e pulverizadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA/UERJ) e as amostras, já pulverizadas, foram enviadas ao LAGIR/UERJ para análise isotópica. Tal análise foi feita conforme descrito no item 3.2.2.

4.4 Parametrização a partir de dados climáticos atuais

4.4.1 Análise de dados de ROL

Para análise da posição média da Zona de Convergência Intertropical no presente foram utilizados dados médios mensais interpolados de Radiação de Onda Longa (ROL)

(LIEBMANN; SMITH, 1996) correspondentes ao período de Junho de 1974 a Dezembro de 2013.

O banco de dados, fornecido em formato *NetCDF* (.nc), foi inserido em script tipo *shell*, em plataforma *Linux*, com um código desenvolvido especificamente para este fim. Desta maneira, através de interpolações dos dados e tratamentos estatísticos num procedimento chamado LOCZCIT desenvolvidos por Ferreira *et al.* (2005) e aprimorado para este trabalho, foram geradas, de maneira automática, as posições média, máxima e mínima para a ZCIT durante o período citado acima.

4.4.2 Análise de trajetórias de massas de ar

O modelo HYSPLIT (do inglês *HYbrid Single- Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) (DRAXLER; ROLPH, 2015; ROLPH, 2015) é um sistema completo que permite desde cálculos para trajetórias simples a simulações complexas de dispersão e deposição de poluentes atmosféricos. O HYSPLIT foi utilizado como uma ferramenta para produzir retrotrajetórias de massas de ar e estimar a origem do aerossol servindo de subsídio para a identificação das fontes. Tal modelo foi desenvolvido em parceria entre o Laboratório de Recursos do Ar – ARL/NOAA – *Air Resources Laboratory*, pertencente ao NOAA (“*National Oceanic and Atmospheric Administration*”), e o Departamento Australiano de Meteorologia. O mesmo utiliza aproximações de sopro (*puff*) ou partícula e pode ser rodado on-line, na página da NOAA, ou através do download” gratuito do software, também disponibilizado na página do laboratório (DRAXLER *et al.*, 2005). O método de cálculo do modelo é um híbrido entre as aproximações Euleriana e Lagrangiana. O transporte e a dispersão de uma pluma são calculados tendo em vista um único sopro que apresenta distribuição horizontal gaussiana. Este sopro expandirá até que seu tamanho exceda a célula espacial do *grid* meteorológico e então se subdivida (DRAXLER *et al.*, 2005).

A direção da trajetória (*forward* e *backward*) pode ser calculada através de equações diferenciais, apresentando como referência, a variável tempo. A trajetória *Forward* é calculada em relação ao tempo presente/atual, e a *Backward* é calculada a trajetória reversa, ou seja, em relação ao tempo do passado. Desta maneira, o usuário é capaz de determinar a localidade de início (para *forward*) ou final (para *backwards*) em que deseja analisar as massas de ar, bem como o período, a duração e a altura de dispersão. Como resultado são

gerados arquivos em .pdf, .gif, .kmz (*Google Earth*) e arquivos que podem ser abertos em sistemas de informação geográfica.

Na presente dissertação, foram analisadas, mensalmente, as trajetórias que chegaram à Lagoa da Pata (*backward*) nos últimos dez anos de maneira a buscar um padrão nas mesmas. Também foram analisadas, mensalmente, as trajetórias das massas de ar que partiram (*forward*) das principais áreas-fontes potenciais nos últimos dez anos. Tais resultados foram inseridos no programa *ArcGis*®, onde as imagens georreferenciadas foram geradas.

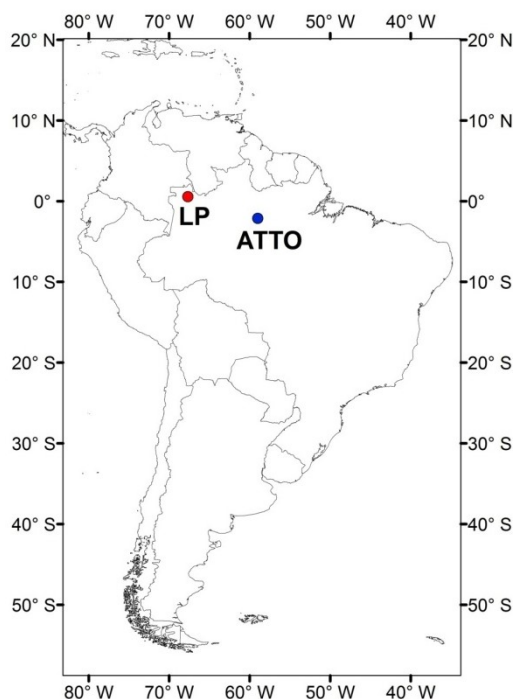
4.4.3 Filtros de aerossol da Amazônia Ocidental

Os filtros de aerossol têm especial importância uma vez que permitem a análise da assinatura isotópica do aerossol que chega à região estudada antes mesmo que ocorra sua deposição natural no meio ambiente e possíveis modificações químicas. Através destas análises aliadas às análises de retrotrajetórias e índice de aerossol UV (*UV Aerosol Index*), é possível que haja a parametrização da dinâmica de aerossóis na região.

4.4.3.1 Obtenção dos filtros de aerossol

Para a caracterização geoquímica do fluxo atmosférico sobre a região de interesse, foram feitas análises de seis filtros de amostradores de aerossóis instalados no Observatório de Torre Alta da Amazônia (*Amazon Tall Tower Observatory – ATTO*). O ATTO é uma torre de pesquisa científica construída em 2014, decorrente de uma parceria entre o Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e o Instituto Max Planck (Alemanha). Segundo o site do Instituto de Química *Max Planck*¹, a torre, localizada a cerca de 150 km a nordeste de Manaus (2°8'47.88"S, 59°0'18.00"W), possui 325 metros de altura e está distante de qualquer região urbanizada. Desta maneira, as amostras coletadas não sofrem qualquer tipo de contaminação antrópica. Na figura 15 podem ser observados os dois pontos de coleta direta de dados: testemunho e filtro de material particulado. Na Tabela 2 pode ser observada a caracterização dos material coletado, em membrana de policarbonato.

Figura 15 - Disposição dos locais de coleta



Legenda: Em vermelho, a Lagoa da Pata, onde foram coletados testemunhos de sedimento lacustre e amostras da crosta laterítica. Em azul, localização da ATTO, onde foram amostrados os aerossóis.

Fonte: A autora, 2016.

Tabela 2 – Caracterização dos filtros coletados em ATTO

Tamanho	Id. da amostra	Início	Término
2,5 µm	MP_AM 289	11/11/2012	24/11/2012
2,5 µm	MP_AM 292	18/12/2012	29/12/2012
2,5 µm	MP_AM 293	29/12/2012	16/02/2013
Total	MPT_AM 13	12/08/2013	13/08/2013
Total	MPT_AM 30	17/09/2013	18/09/2013
Total	MPT_AM 44	21/10/2013	22/10/2013

4.4.3.2 Análise isotópica

Os procedimentos de análise de aerossóis especificados a seguir foram baseados na metodologia descrita por Gioia *et al.* (2010) e realizados em sala limpa sob pressão positiva do ar.

Os filtros coletados foram dissolvidos por digestão ácida com 2 mL (48%) de HF e 0,5 mL de HNO₃6N durante três dias a temperatura de 120–130°C em uma placa de aquecimento.

Antes da completa evaporação, foi adicionado 1 mL de HNO₃ 6N para eliminação total do HF. Após evaporação, foram adicionados 2 mL de HCl 6N e a solução foi aquecida por mais dois dias nas mesmas condições anteriores. Após nova evaporação da solução, foi realizada a extração em colunas cromatográficas por troca iônica. A extração dos isótopos de interesse, a deposição em filamento de Re e as análises espectrométricas seguiram a mesma metodologia descrita no item 3.2.2.

4.4.4 Análise do Índice de Aerossol Absortivo

De maneira a parametrizar a metodologia aqui utilizada, foi feita a avaliação dos dados de aerossol para o período de coleta dos filtros mencionados a partir da ferramenta de Índice de Aerossol (AI, na sigla em inglês), disponíveis no sistema online *Giovanni* - <http://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov/> (ACKER; LEPTOUKH, 2007). A observação de poeira mineral na atmosfera se torna possível, pois a mesma apresenta a propriedade de absorção na faixa do espectro eletromagnético correspondente ao ultravioleta (UV) e azul, com maior intensidade para os menores comprimentos de onda (PATTERSON, 1981). Baseando-se nesta característica foi desenvolvido o AI, que consiste na tradução do resíduo positivo da diferença entre a razão espectral observada e a modelada para uma atmosfera “limpa”, em dois comprimentos de onda na faixa do UV (HERMAN et al., 1997).

Segundo Ben-Ami et al. (2010), a poeira mineral leva em torno de 8-12 dias para cruzar o Oceano Atlântico. Desta maneira, as análises foram feitas para a média de AI na região de interesse (continente africano – Oceano Atlântico – América do Sul) entre 12 dias antes do início até o fim do período de coleta das amostras de aerossóis.

4.5 **Aquisição de dados**

4.5.1 Banco de dados de assinatura isotópica de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd

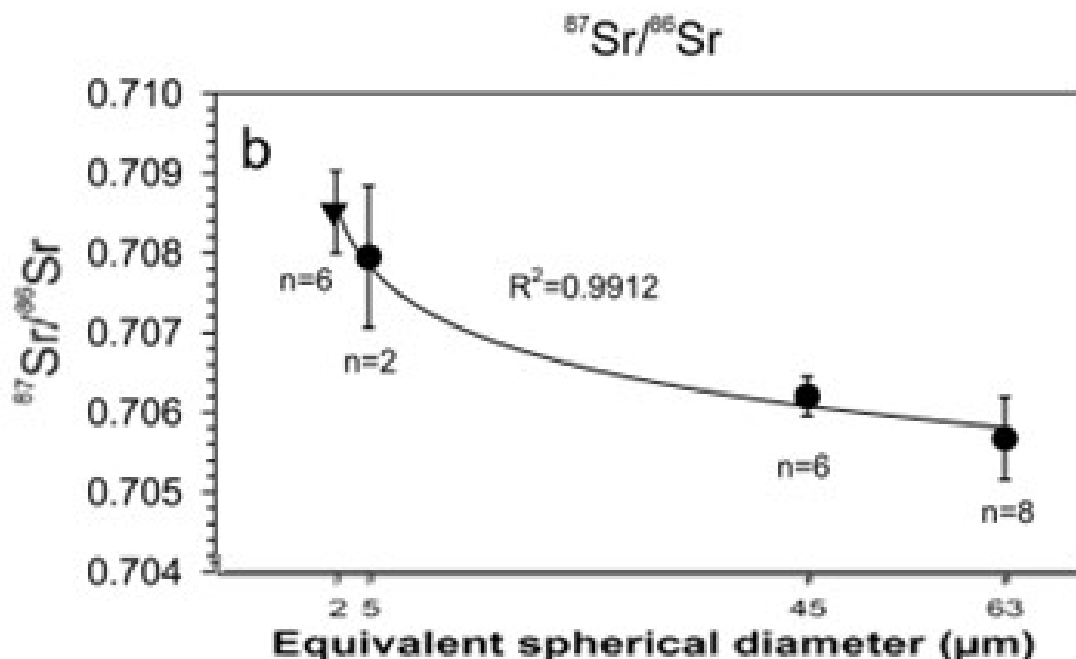
Para que o material particulado tenha sua origem traçada através de sua assinatura isotópica, foi feito um levantamento em artigos dos diferentes valores para as possíveis áreas-fonte. Desta maneira, os resultados analíticos obtidos para o testemunho da Lagoa da Pata foram comparados de maneira a possibilitar uma possível determinação da proveniência do

material particulado. Além deste levantamento bibliográfico, também foram realizadas as análises para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ tanto do material particulado que chega atualmente à região de interesse, bem como da crosta laterítica que forma a Lagoa da Pata, descritas a seguir.

4.5.1.1 Correção granulométrica

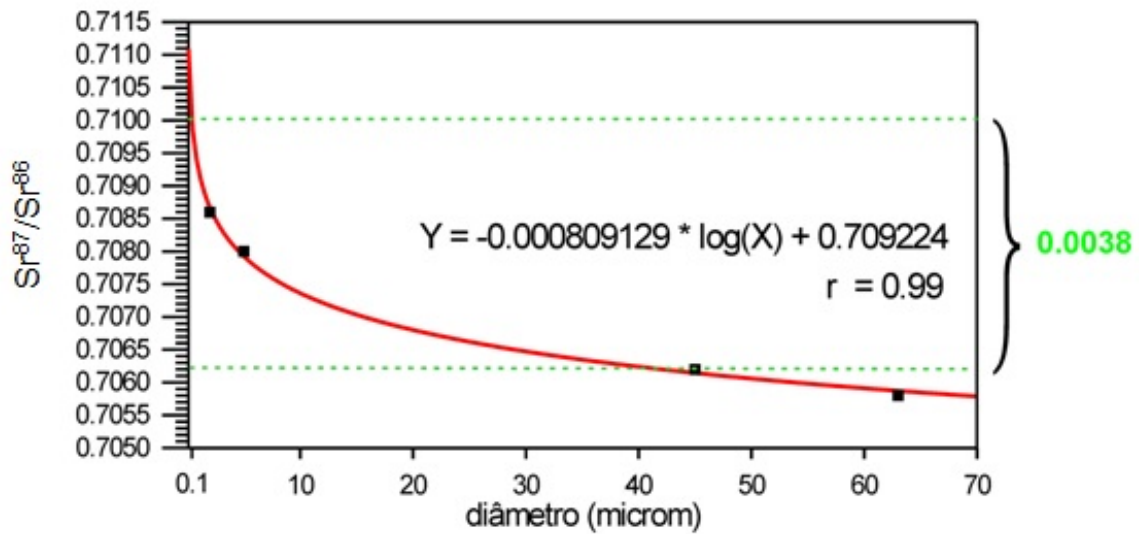
Conforme comentado na seção 1.4 desta dissertação, os valores da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podem variar numa mesma fonte conforme o tamanho da partícula. Arana e Artaxo (2014) citam que os valores médios para aerossóis apresentam média em torno de $1,4\mu\text{m}$ para moda fina e $7,9\mu\text{m}$ para moda grossa, sendo tais valores consistentes com os medidos no artigo em questão bem como em trabalhos anteriores (ARTAXO et al., 2013). Assim, de maneira a evitar a má interpretação dos dados da literatura, foi feita a correção granulométrica, baseada na curva de Gaiero et al. (2007), para as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ levantadas em que esses valores foram medidos em material de maior tamanho granulométrico que daquele que chega à Bacia Amazônica (Figuras 16 e 17).

Figura 16– Variação da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de acordo com o tamanho de partícula



Fonte: GAIERO et al., 2007.

Figura 17 - Curva de correção dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pra os diferentes tamanhos de partículas



Fonte: A autora (2016), baseado em Gaiero *et al.* (2007).

4.5.2 Precipitação

A precipitação ao decorrer do transporte atmosférico pode interferir na quantidade de aerossol que chega à região de interesse através do efeito de deposição úmida. Assim, foram analisadas as médias históricas de precipitação para esta região para o período de 1981 – 2010 de maneira a auxiliar a interpretação dos resultados. Os dados encontram-se disponíveis no *site WorldClim* <<http://www.worldclim.org/>>.

4.5.3 Vento

De modo a auxiliar na compreensão do transporte atmosférico sobre o continente, foram observadas os vetores de vento (u,v) sobre a América do Sul. Nesta análise foi dada a preferência para os vetores de anomalia de vento, excluindo-se os períodos de forte *El*

Niño. Os dados foram obtidos através da base de dados NCEP/NOAA disponível em < <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>>.

4.6 Tratamento de dados

4.6.1 Densidade Kernel

Os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $\epsilon\text{Nd}(0)$ para as diversas foram plotados e sua densidade *Kernel* foi estimada através do software ArcGis®. A função de probabilidade de densidade é um conceito fundamental em estatística. Considerando qualquer quantidade X aleatória com função de probabilidade de densidade f , a função f dará a descrição natural de distribuição de X e, a partir desta relação, permite associar a probabilidade de x ser encontrado em um dado espaço, de acordo com a seguinte equação (GREEN; SEHEULT; SILVERMAN, 1988).

$$P(a < X < b) = \int_a^b f(x) dx$$

O estimador de densidade *Kernel* desenha uma vizinhança circular ao redor da cada ponto inserido, de acordo com o raio de influência (determinado pelo usuário), e então é aplicada uma função matemática de 1, na posição do ponto, a 0, na fronteira da vizinhança. O valor para a célula é a soma dos valores *Kernel* sobrepostos, e divididos pela área de cada raio de pesquisa (GREEN; SEHEULT; SILVERMAN, 1988). Segundo os mesmos autores, a variação do raio de influência afeta o resultado final, salientando que a determinação do raio de influência deve ser a mais ajustada possível para que os dados sejam representados corretamente.

A aproximação de determinação do domínio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ainda é pouco utilizado, mas demonstra-se ser mais preciso na determinação do mesmo, uma vez que existe uma estimativa matemática por trás de sua determinação e não somente uma determinação visual, como costuma ser utilizado. Assim, ao aplicar neste estudo, é possível observar as áreas de maior contribuição na deposição eólica na Lagoa da Pata através da análise de similaridade de sua assinatura isotópica.

4.6.2 Gráficos e mapas

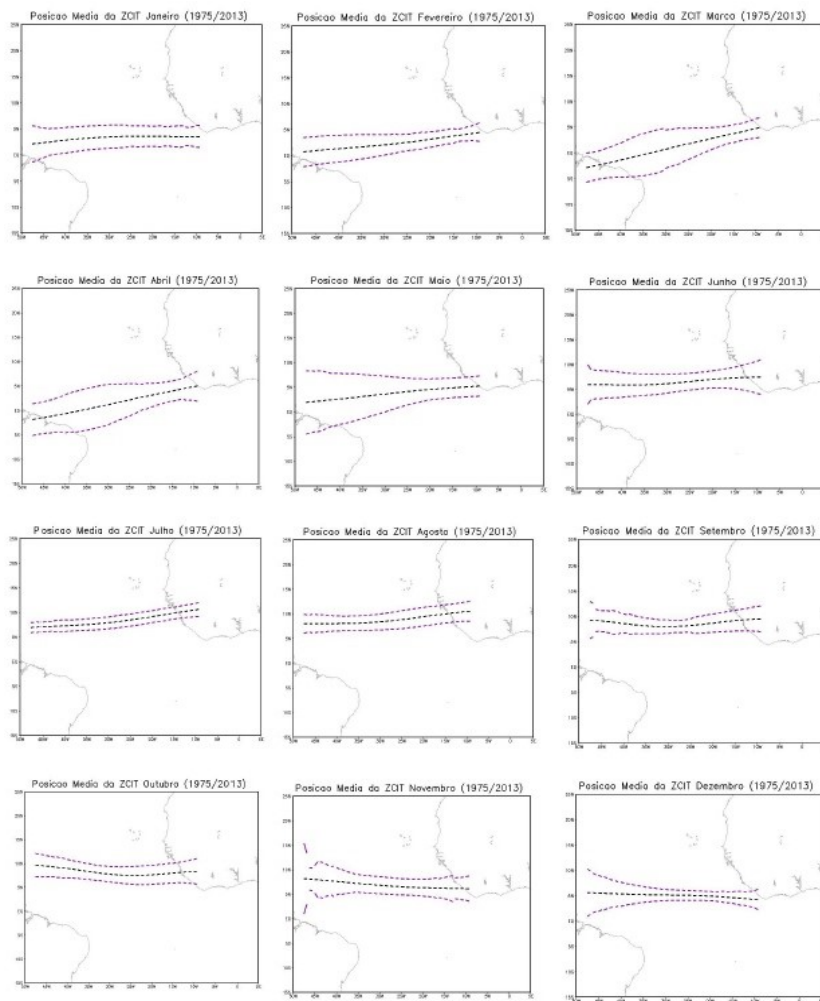
Os gráficos da presente dissertação foram gerados utilizando os *softwares* *Grapher*TM, *SigmaPlot*TM e Microsoft Excel®. Já os mapas foram gerados utilizando o *software* ArcGis®.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Parametrização a partir de dados climáticos atuais

Tomamos como ponto de partida inicial neste trabalho a hipótese de que o material particulado proveniente da África chega a Amazônia por via atmosférica seguindo o padrão de deslocamento da ZCIT. Desta forma, a partir da compilação dos dados de Radiação de Onda Longa, foi possível obter a posição média da Zona de Convergência Intertropical para cada mês do ano, entre 1975 e 2013, como também sua variabilidade expressa aqui por dois desvios-padrão (Figura 18).

Figura 18 - Posição média histórica da ZCIT para os meses do ano referente ao período de 1975 - 2013

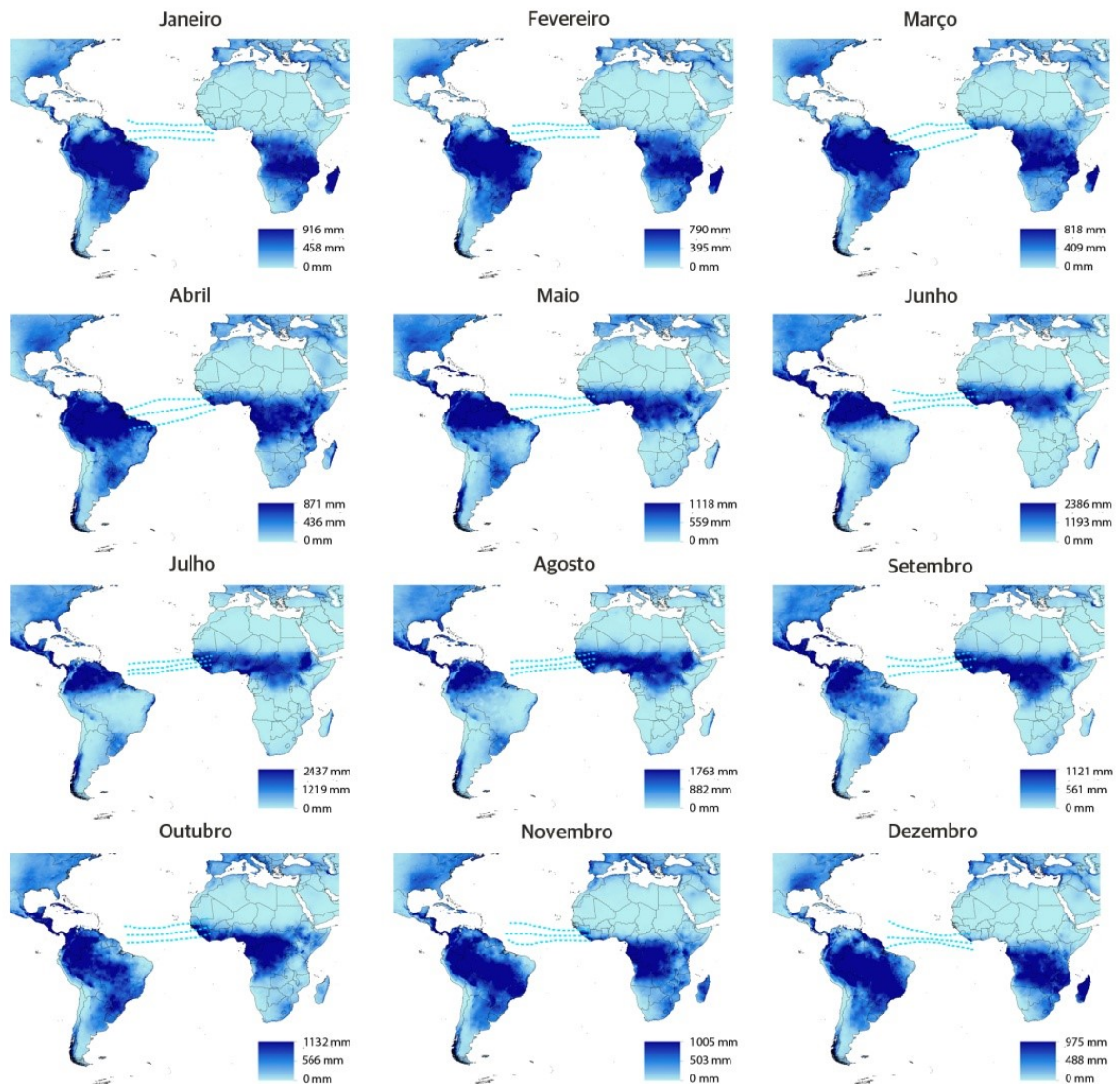


Legenda: As linhas tracejadas na cor preta representa a posição média para este mês durante o período de análise, já as linhas tracejadas na cor roxa representam os limites de 1σ para Norte e para Sul da posição média.

Fonte: A autora, 2016.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é a característica mais marcante a respeito da atmosfera tropical/equatorial, apresentando grande importância para o clima global. Nossos resultados mostram claramente o deslocamento sazonal da ZCIT, atingindo seu máximo ao Norte no mês de Agosto ($\sim 10^{\circ}\text{N}$) e seu máximo ao Sul no mês de Março ($\sim 2,5^{\circ}\text{S}$). Tais resultados estão de acordo com o comportamento sazonal da ZCIT descrito por HU; LI; LIU (2007) e Prospero et al. (2014), ou seja, posição mais ao Norte durante o verão boreal e mais ao Sul durante o verão austral. Tal padrão de deslocamento sazonal observado aqui acompanha o ciclo anual de aquecimento solar na superfície como já reportado na literatura (MITCHELL; WALLACE, 1992; WALISER; GAUTIER, 1993). Tendo visto que o posicionamento da ZCIT tem influência direta na distribuição da precipitação nas regiões de interesse deste trabalho, (continentes africano e americano), é possível observar como o padrão de deslocamento sazonal da ZCIT afeta a distribuição da precipitação. O deslocamento da ZCIT provoca a alteração dos padrões de precipitação, que se concentram ao redor da faixa latitudinal da mesma, assim, ao passo que há um deslocamento em direção ao Norte ou ao Sul a distribuição da precipitação nos continentes citados é alterada, conforme visto na figura 19.

Figura 19 – Padrão de precipitação global e deslocamento sazonal da ZCIT

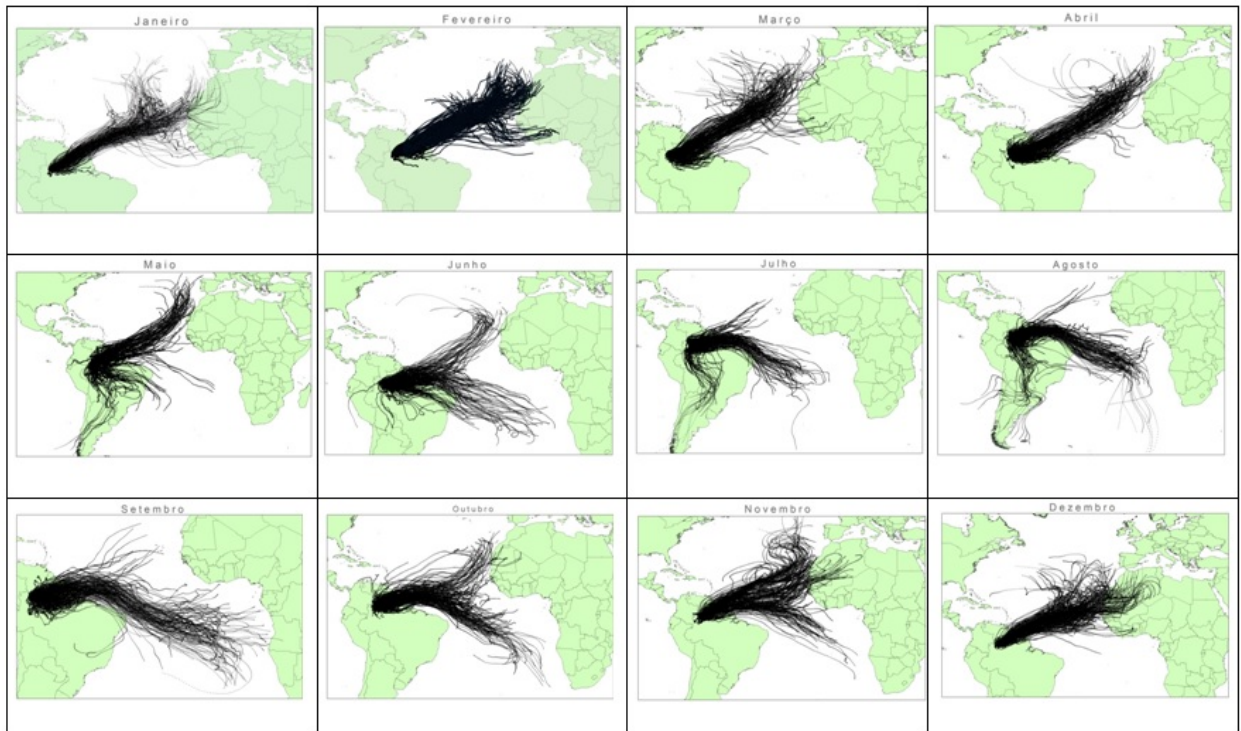


Legenda: Precipitação global a partir de dados do WordClim (HIJMANS et al., 2005) e posicionamento da ZCIT a partir de dados de ROL.

Fonte: A autora, 2016.

Como próximo passo no estudo, investigamos padrões de transporte das massas de ar que chegam à Lagoa da Pata. Nesse sentido, foi feita a modelagem das massas de ar entre 700 e 850 mb utilizando a versão on-line do modelo HYSPLIT/NOAA. Foram analisados os bancos de dados durante o período de dez anos, de modo a obter um padrão melhor estabelecido para as trajetórias das massas de ar para cada mês (Figura 20).

Figura 20 - Trajetória das massas de ar com destino à Lagoa da Pata



Fonte: A autora, 2016.

As imagens obtidas através do *ensemble* de uma década das massas de ar que chegam à Lagoa da Pata revelam três padrões de origem de tais massas:

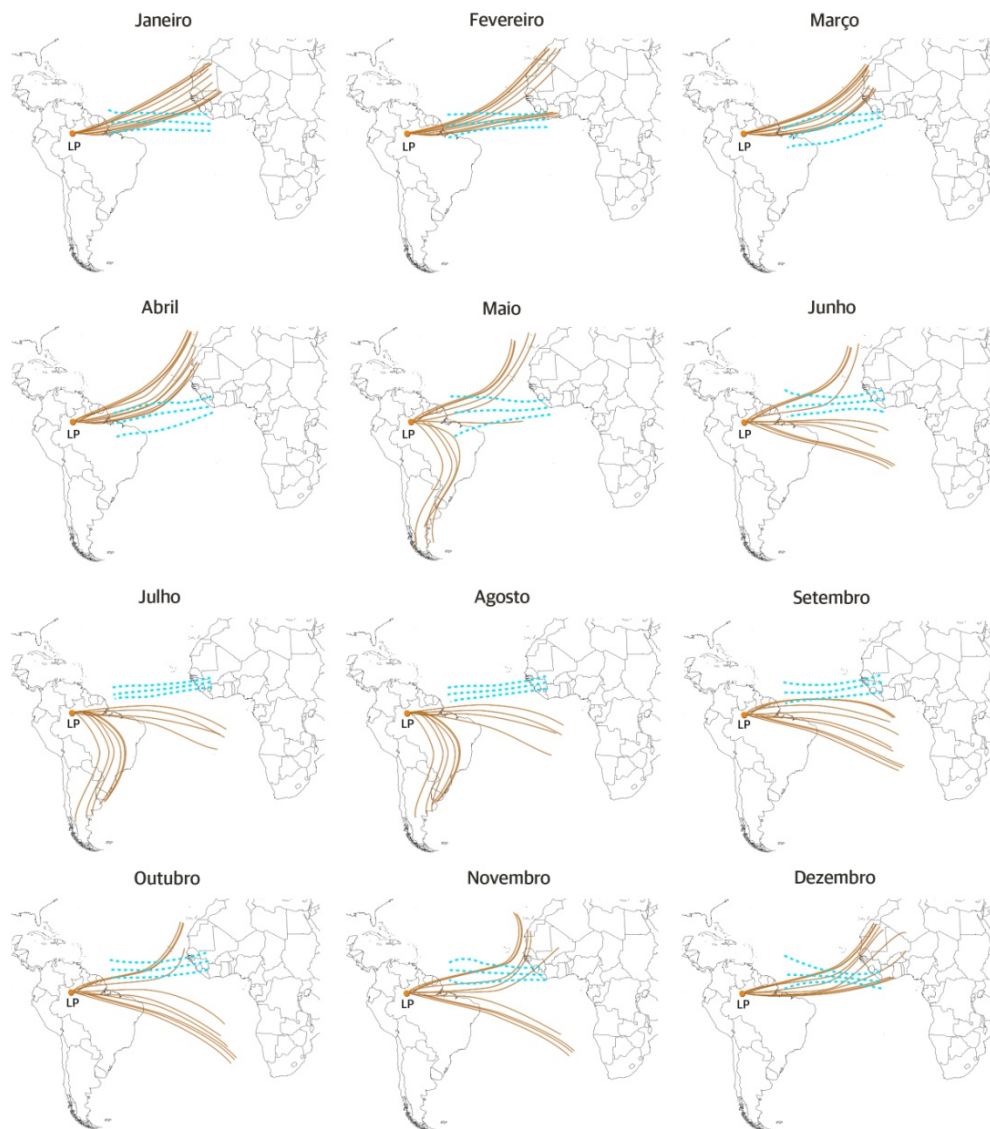
- Exclusivamente do Norte do continente africano (período: Dezembro - Abril);
- Do Norte da África, do Sul da América e do Sul da África (período: Maio, Junho, Outubro e Novembro);
- Exclusivamente da América do Sul e Sul da África (período: Julho – Setembro).

Ao comparar tais padrões com o deslocamento sazonal da ZCIT, percebe-se que as trajetórias das massas de ar que chegam à Lagoa da Pata são moduladas diretamente pelo comportamento da ZCIT (Figura 21), ou seja, quando a ZCIT se encontra mais ao Sul, durante os meses de verão austral, as massas de ar que chegam à Lagoa da Pata provêm exclusivamente do Norte do continente africano. No momento que a ZCIT se desloca em direção ao Norte, sua influência sobre as massas de ar que cruzam o Oceano Atlântico, entre as latitudes 10°-25°N, é reduzida e as mesmas passam a provir de outros lugares, como Sul da África e Sul da América do Sul (Maio e Junho). Durante os meses de verão boreal, a ZCIT encontra-se no seu máximo ao Norte, deixando, portanto, de causar influências sobre as

massas de ar que chegam à Lagoa da Pata, que passa a receber massas de ar de origem sul-americana e sul-africanas. Durante os meses de Outubro e Novembro, a ZCIT passa a se deslocar em direção ao Sul, e a Lagoa da Pata volta a receber massas de ar de origem norte africana, embora ainda receba influência do Sul da África, para em seguida, voltar a receber influência quase que exclusivamente do Norte do continente africano, durante o verão austral.

A figura 22 resume num diagrama radial a dinâmica temporal das massas de ar que chegam à Lagoa da Pata.

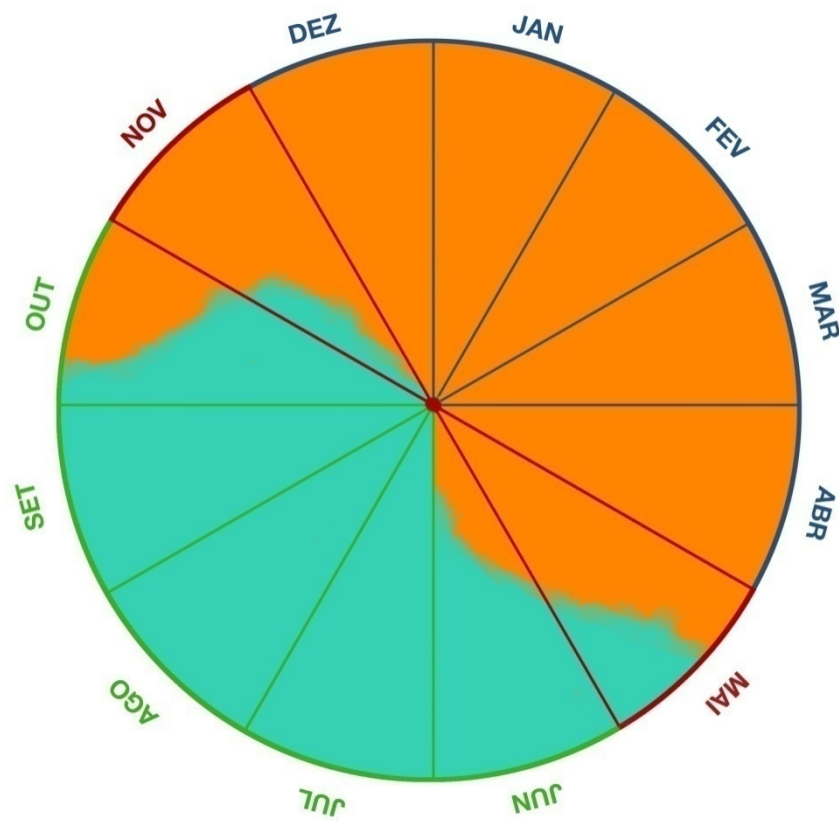
Figura 21 - Comportamento das retrotrajetórias que chegam à Lagoa da Pata sendo influenciado pelo deslocamento sazonal da ZCIT



Legenda: Linhas laranjas representam as retrotrajetórias das massas de ar, enquanto as linhas tracejadas azuis correspondem à posição da ZCIT no dado mês. LP =Lagoa da Pata.

Fonte: A autora, 2016.

Figura 22 – Diagrama representativo para a relação comportamental entre a posição da ZCIT e as origens das massas de ar que chegam à Lagoa da Pata



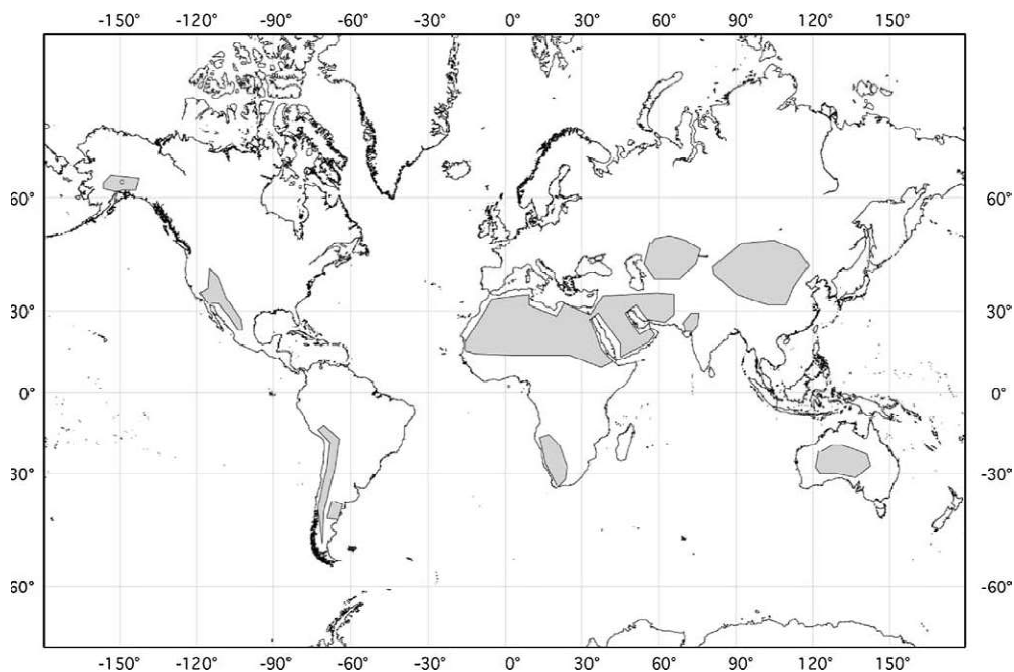
Legenda: Setores laranjas – trajetórias advindas do Norte da África. Setores azuis – trajetórias advindas do Sul (África e América). A cor dos meses indica a direção de deslocamento da ZCIT: azul – ZCIT migrando a Sul, verde – ZCIT migrando a Norte, vermelho – ZCIT muda o sentido de migração.
Fonte: A autora, 2016.

Através de observações com sensores de satélites, como os índices AAI e AOT, outros autores observaram padrão semelhante de distribuição de massas de ar sendo influenciada pelo deslocamento sazonal da ZCIT (FORMENTI et al., 2001; PERRY et al., 1997; PROSPERO; GLACCUM; NEES, 1981; PROSPERO, 1999; SWAP et al., 1992).

Estas análises fornecem meios de traçar o transporte de poeira transatlântico durante o período moderno, servindo como referência para a reconstrução do transporte, fluxo e deposição de poeira no passado ao se empregar depósitos sedimentares (GROUSSET et al., 1998). Uma necessidade que deriva desta questão é a determinação das diversas assinaturas isotópicas das massas de ar que alcançam o local de estudo. Conforme visto na figura 23, os locais de origem das massas de ar que chegam à Lagoa da Pata coincidem com a localização

de pelo menos três dos principais desertos do mundo: Semi-deserto da Patagônia, Deserto do Saara e Deserto do Kalahari.

Figura 23 - Distribuição das principais fontes globais emissoras de poeira

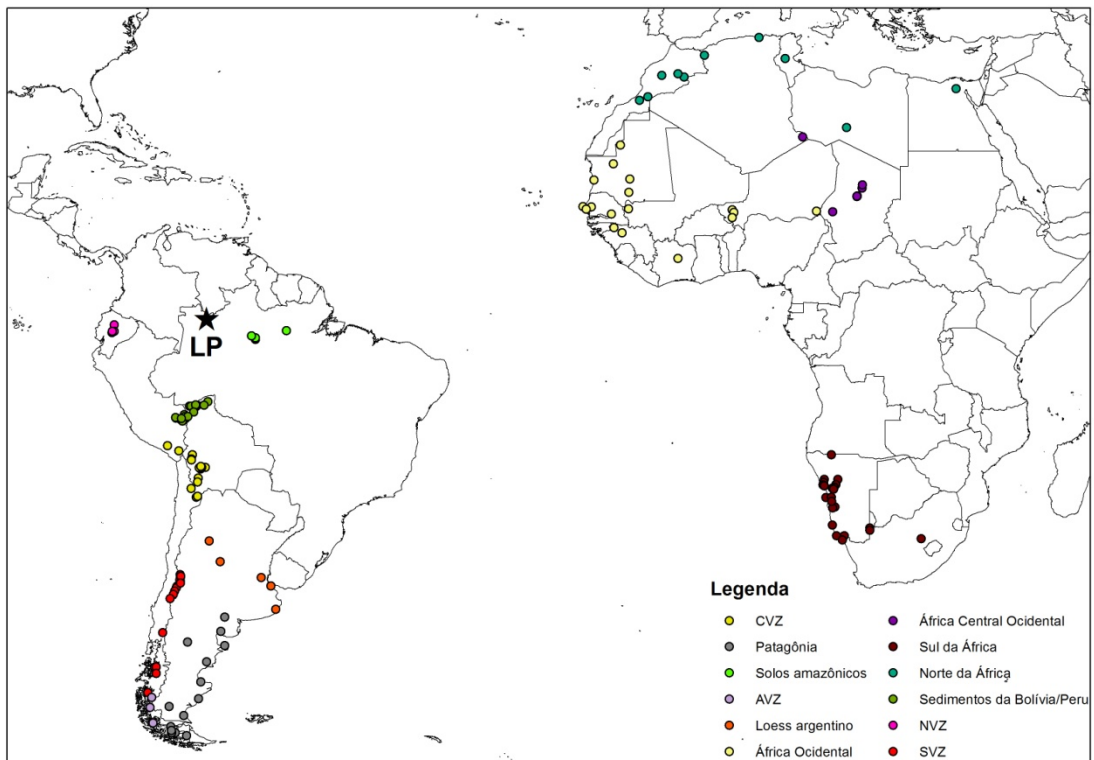


Fonte: GROUSSET; BISCAYE, 2005.

Numa etapa posterior buscou-se na literatura valores de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ correspondentes às potenciais áreas-fonte citadas visando uma comparação com os dados da Lago da Pata (este trabalho). Dasch (1969) demonstrou que a composição dos isótopos de Sr em amostras sedimentares pode ser extremamente dependente da granulometria, enquanto, Goldstein, Onions e Hamilton (1984) reportaram que para os isótopos de Neodímio, essa dependência parece ser menos representativa. Assim, para minimizar, essa diferença, Grousset e Biscaye (2005) sugerem que, se possível, sejam analisadas as frações de características granulométricas semelhantes àquelas analisadas para as possíveis áreas-fonte. Arana e Artaxo (2014) definem que o tamanho mediano para aerossóis sobre a Bacia Amazônica apresenta valor em torno de $1,4\mu\text{m}$, dessa maneira deveriam pertencer ao banco de dados somente valores isotópicos relativos às potenciais áreas fonte neste padrão granulométrico. Como medidas de isótopos radiogênicos para esta fração específica não é comum na literatura, de modo que o banco de dados fosse o mais completo possível, inseriu-se valores das razões isotópicas de Sr e Nd para todas as frações reportadas e sobre estas realizou-se a correção granulométrica, conforme mencionado na seção 4, figura 17. Na figura 24 são mostrados locais cujas razões isotópicas para Sr e Nd foram inseridas no banco de dados deste trabalho (anexo B). A figura 25, mostra a distribuição das razões isotópicas

para estas localizações. Os dados foram agrupados de acordo com suas origens geográficas, sendo eles: CVZ (sigla em inglês para Zona Vulcânica Central), Patagônia, solos amazônicos, AVZ (sigla em inglês para Zona Vulcânica Austral), loess argentino, África Ocidental, África Central Ocidental, Sul da África, Norte da África, sedimentos da Bolívia e Peru, NVZ (sigla em inglês para Zona Vulcânica do Norte) e SVZ (sigla em inglês para Zona Vulcânica do Sul).

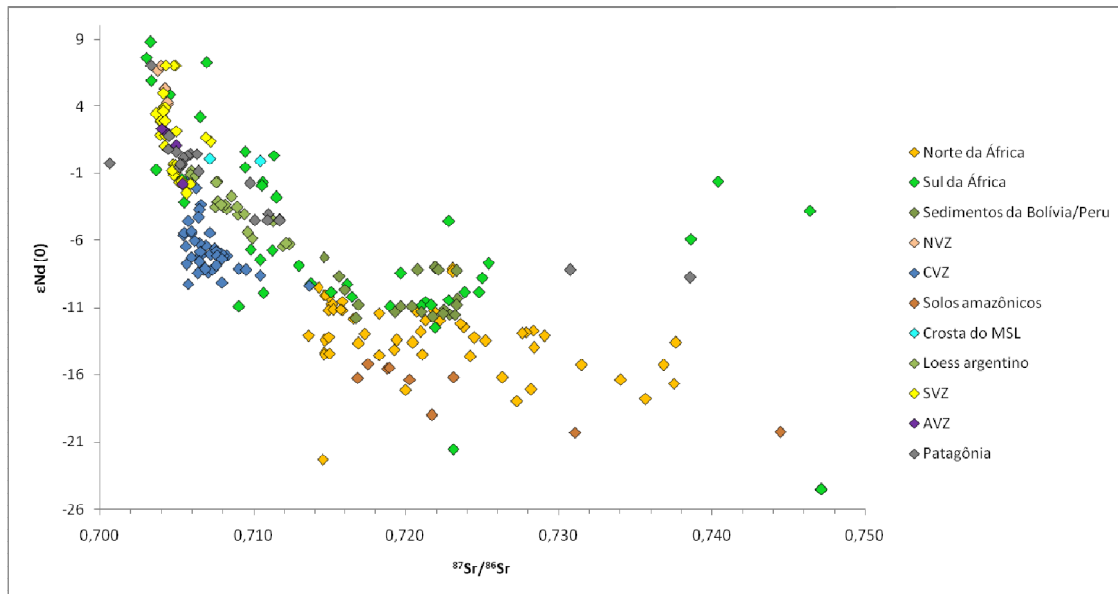
Figura 24- Distribuição das potenciais áreas-fontes presentes no banco de dados



Legenda: LP – Lagoa da Pata. Descrição dos pontos na legenda da figura.

Fonte: A autora, 2016.

Figura 25- Distribuição dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\epsilon\text{Nd}(0)$ para as possíveis áreas-fonte que possam emitir poeira mineral para a área de estudo



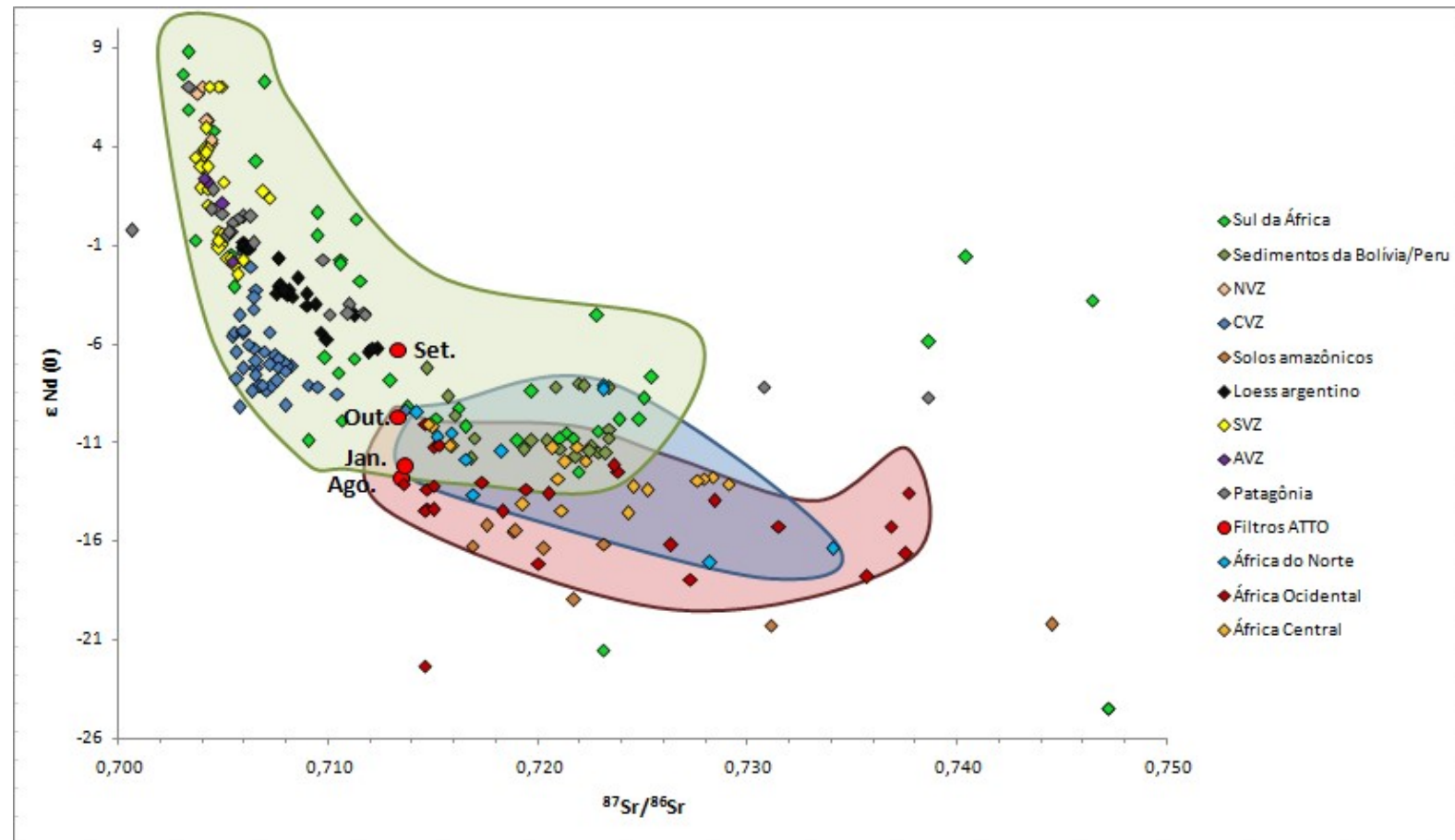
Legenda: Legenda para os pontos na imagem.

Fonte: A autora, 2016.

As razões isotópicas para o banco de dados foram medidas para diferentes matrizes tais como sedimentos de áreas secas (zonas áridas, semi-áridas ou subúmidas), loess, depósitos sedimentares expostos de origem vulcânica, entre outros. No banco de dados também pode ser encontrado o tipo de amostra para cada dados, bem como a sua referência bibliográfica.

A partir do banco de dados levantado aqui e com a inserção dos resultados da análise dos isótopos radiogênicos dos filtros coletados no ATTO (tabela 3), foi possível estabelecer uma origem para as massas de ar correspondentes aos filtros. Dos seis filtros analisados, quatro apresentaram resultados consistentes e dois não foi possível obter sinal. A figura 26 resume a comparação.

Figura 26 – Comparação do banco de dados feito nesta dissertação com as os resultados das análises geoquímicas para os filtros coletados em ATTO



Legenda: Os pontos vermelhos representam as razões isotópicas medidas nos filtros coletados no ATTO. Ao lado dos pontos, pode-se observar o mês de coleta dos aerossóis. Os domínios destacados apresentam especial importância na análise, ver detalhes no texto.

Nota: O continente africano foi subdividido de acordo com as divisões regionais atuais.

Fonte: A autora, 2016.

Tabela 3 – Resultado da análise geoquímica dos filtros

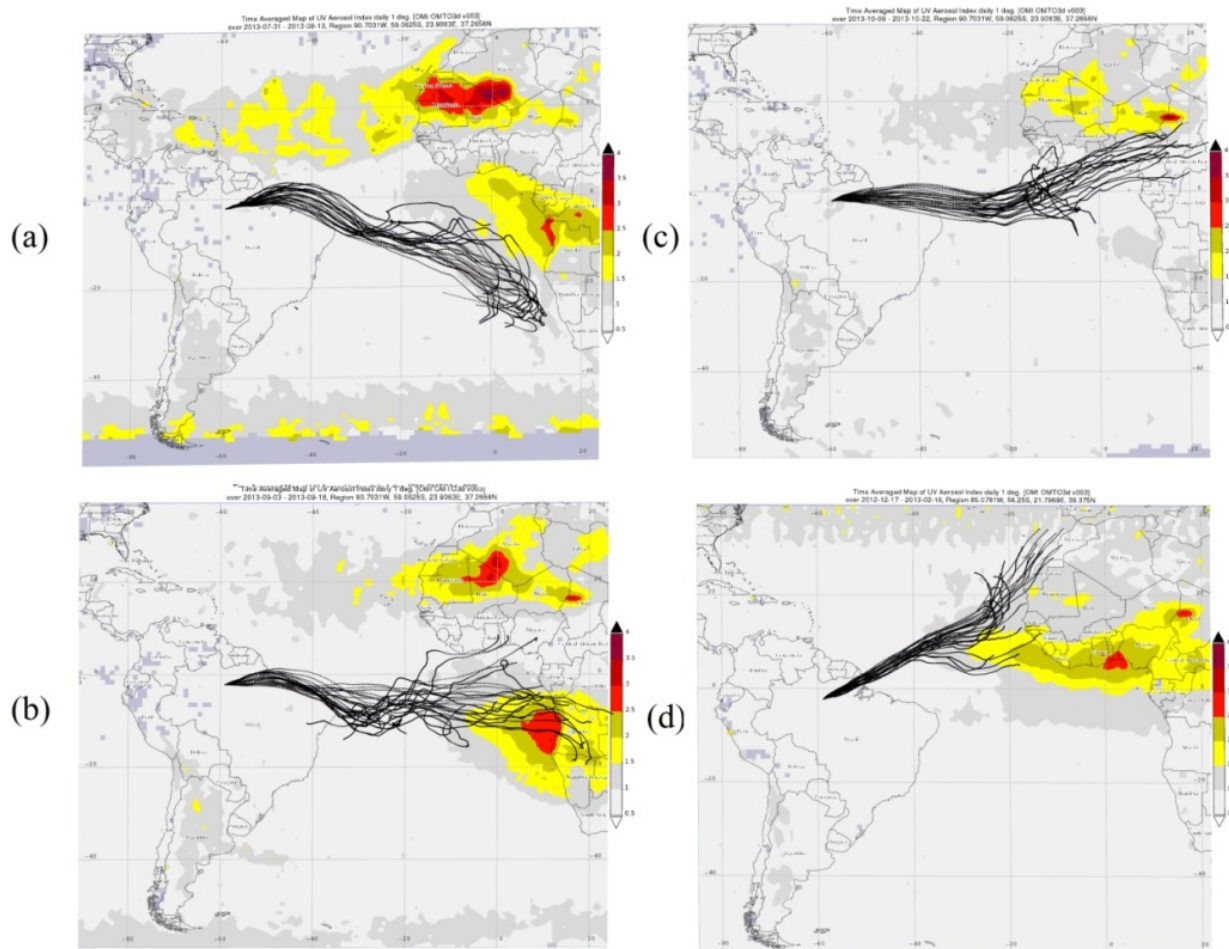
Amostra	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Desvio padrão (2 σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Desvio padrão (2 σ)
MPT-AM 13	0,511977	0,000016	0,713541	0,000006
MPT-AM 30	0,512315	0,000046	0,713363	0,000015
MPT-AM 44	0,512307	0,000009	0,713364	0,000007
MP-AM 293	0,512009	0,000035	0,713709	0,000008

A comparação entre as razões isotópicas encontradas para os filtros e o banco de dados mostrou-se complexa, pois se percebe que os pontos podem coincidir com assinaturas de diferentes domínios. Assim, introduzimos um elemento adicional na análise que é descrição das trajetórias das massas de ar atuando sobre o ATTO no período da coleta dos filtros, permitindo assim que fosse inferida as fontes potenciais mais provável para o material coletado. Desta maneira, os dados geoquímicos aliados ao padrão de distribuição das massas de ar que chegam a um local valida o uso do método, podendo ser estendido ao passado.

Nesse sentido, foram feitas as análises das retrotrajetórias, bem como do “aerosol index” (AI) para o período de coleta dos aerossóis no ATTO, resultando na figura 27. As retrotrajetórias nos indica a área de origem mais provável para o aerossol coletado, e o AI identifica simultaneamente os focos de emissão de aerossol. Por exemplo, a razão isotópica medida no filtro coletado em Setembro apresenta coincidência para as razões medida tanto para os solos da Bolívia e Peru, como também para os solos da África do Sul. Entretanto, ao observar as retrotrajetórias para este período, é percebido que as mesmas têm origem no sul da África. Neste mesmo período, o AI apresenta altos valores nesta área. Portanto, conclui-se que o aerossol coletado pelo filtro de Setembro teve origem no sul da África (domínio verde, figura 26). Seguindo esta mesma metodologia, tem-se que o material coletado em Outubro tem origem na África Ocidental (domínio vermelho), enquanto aquele coletado em Janeiro tem o Norte da África (domínio azul) como provável origem dos aerossóis e, por fim, o de Agosto apresenta a África Ocidental como área mais provável.

Assim validamos aqui a metodologia de determinação das áreas de origem mais prováveis através da análise conjunta dos resultados geoquímicos e retrotrajetórias de massas de ar, o que será considerado durante a interpretação dos resultados obtidos através da análise geoquímica do testemunho sedimentar da Lagoa da Pata.

Figura 27– Retrotrajetórias a partir de ATTO e AI durante coleta dos filtros de aerossol



Legenda: Composite das retrotrajetórias e AI para o momento de coleta dos filtros em ATTO para os meses de (a) Agosto, (b) Setembro, (c) Outubro e (d) Janeiro.

Fonte: A autora, 2016.

5.2 Resultados analíticos para o testemunho

5.2.1 Análise dos depósitos sedimentares da Lagoa da Pata

Um total de 26 amostras foi processado e submetido à análise geoquímica, conforme citado na seção 4.2.2. As amostras foram selecionadas espaçadamente ao longo do testemunho, dando maior ênfase à época do Holoceno Médio e Superior, cobrindo o período 0 – 7573 anos A.P.. Tomando como ponto de partida a revisão bibliográfica, onde grande parte dos autores cita o Norte da África como principal, e às vezes único, emissor de aerossóis para a Bacia Amazônica, esperava-se que a assinatura

geoquímica do testemunho coletado na Lagoa da Pata obedecesse tal assinatura. Os valores de ϵNd do Norte da África (para os pontos presentes neste banco de dados) variam de -8,13 a -27,13, enquanto os valores da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se encontram na faixa de 0,713000 a 0,734041. Em contra-ponto na tabela 4, encontram-se os resultados para as análises feitas no testemunho da Lagoa da Pata. Pode-se perceber que os valores de $\epsilon\text{Nd}(0)$ variam diferentemente entre -0,5072 e 1,22, enquanto que os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encontram-se na faixa de 0,710935 a 0,711859, caracterizando uma amostra menos radiogênica e mais juvenil.

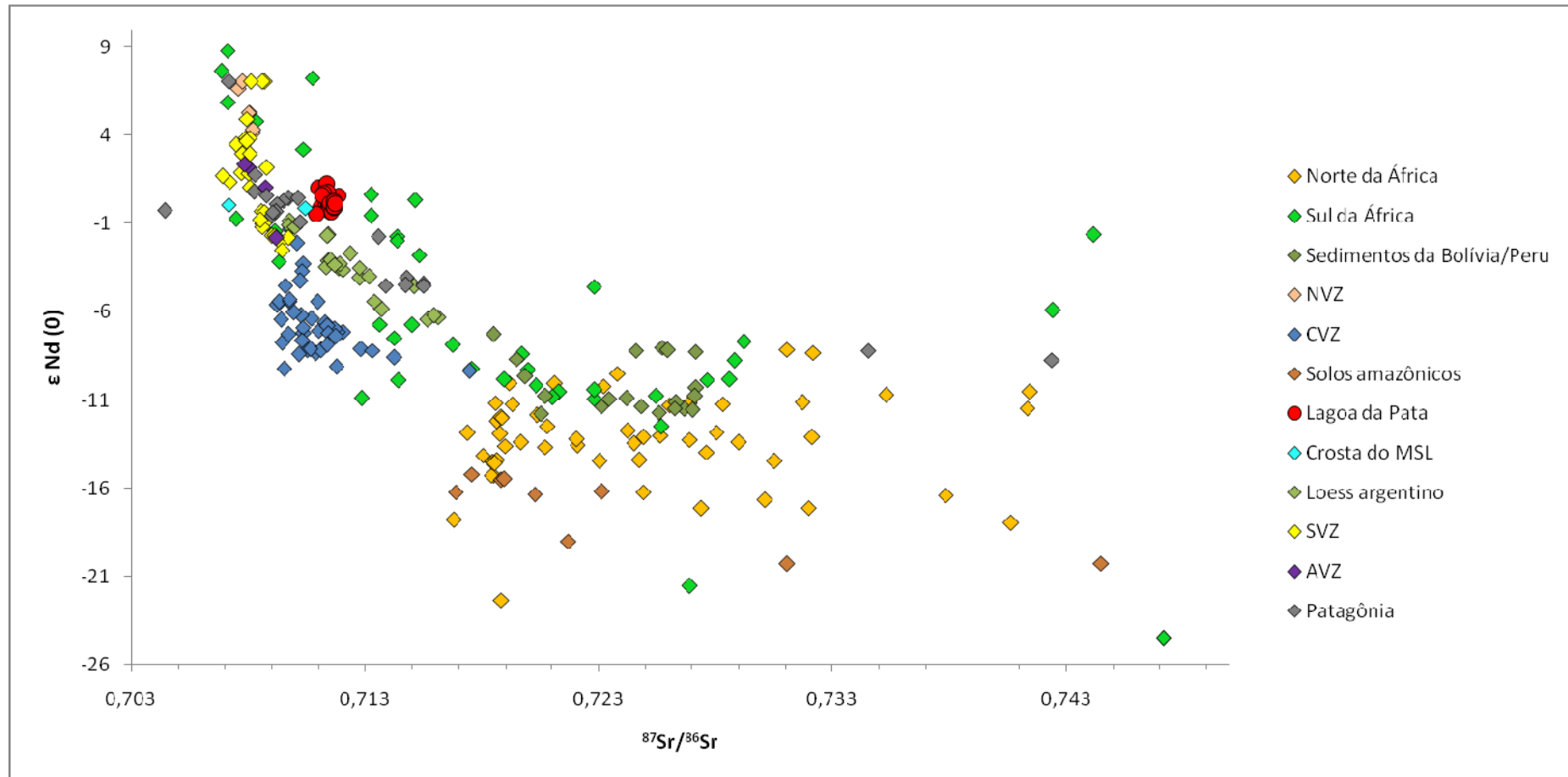
Quando inseridos no diagrama de dispersão dos isótopos radiogênicos juntamente com os valores das áreas fontes potenciais, percebe-se claramente uma diferença dos pontos analisados para a Lagoa da Pata em relação ao domínio Norte Africano (figura 28,29 e 30), em desacordo proposto pela maioria dos autores. Ao analisar o gráfico de dispersão, na figura 28, percebe-se, na verdade, uma aproximação das assinaturas das amostras lacustres com: (1) a própria crosta laterítica formadora da Lagoa; (2) aos domínios do Sul da África; (3) Patagônia; (4) Zona Vulcânica Austral (AVZ) e (5) Zona Vulcânica do Sul (SVZ). De maneira a tornar mais precisa a análise entre os diferentes domínios com nossas amostras, foi realizada uma análise de densidade de pontos pelo método Kernel (Figuras 31, 32, 33 e 34). Embora não havendo aqui uma avaliação quantitativa das contribuições relativas das fontes, os resultados baseados no diagrama de dispersão permitem inferir que nossas amostras possuem níveis de similaridade crescente na sequência: Zona Vulcânica Austral (AVZ) (menor), Zona Vulcânica do Sul (SVZ), Patagônia e Sul da África (maior). Esses resultados podem indicar que a Lagoa da Pata talvez receba influência não somente da própria crosta laterítica, que forma sua estrutura fundamental, através de processos erosivos, neste caso via descarga terrestre, como também do Sul da América do Sul (Patagônia e SVZ) e principalmente do sul da África através de processos de advecção, transporte e deposição de material particulado.

Tabela 4 – Resultados analíticos para testemunho sedimentar lacustre da Lagoa da Pata

Amostra	Prof. (cm)	Idade (calibradas AP)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (m)	Desvio padrão (2σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (m)	Desvio padrão (2σ)	ϵNd (0)
LPTV 09	1-2	0	0,512689	0,000011	0,711021	0,000006	0,99485
LPTV 09	13-14	275	0,512661	0,000012	0,711020	0,000008	-0,1365
LPTV 09	35-36	782	0,512669	0,000009	0,711859	0,000004	0,60472
LPTV 09	45-46	1067	0,512701	0,000007	0,711399	0,000007	1,22894
LPTV 09	56-57	1539	0,512652	0,000009	0,711547	0,000006	0,2731
LPTV 09	68-69	2052	0,512738	0,000007	0,711354	0,000006	-0,0585
LPTV 09	70-71	2137	0,512648	0,000010	0,711314	0,000006	-0,078
LPTV 09	80-81 I	3236	0,512679	0,000009	0,711425	0,000008	0,79978
LPTV 09	80-81 II	3236	0,512637	0,000006	0,711412	0,000007	0,75882
LPTV 09	81-82	3413	0,512618	0,000006	0,7115	0,000008	-0,3901
LPTV 09	82-83	3590	0,512626	0,000004	0,711494	0,000006	-0,2341
LPTV 09	83-84	3767	0,512628	0,000009	0,711441	0,000007	-0,1951
LPTV 09	84-85	4079	0,512673	0,000007	0,711248	0,000008	0,68274
LPTV 09	85-86	4392	0,512625	0,000006	0,711366	0,000005	-0,2536
LPTV 09	86-87	4704	0,512631	0,000005	0,71146	0,000007	-0,1365
LPTV 09	87-88 I	5017	0,512654	0,000009	0,711413	0,000007	0,31211
LPTV 09	87-88- II	5017	0,512667	0,000001	0,711137	0,000006	0,5657
LPTV 09	89-90	5421	0,512648	0,000009	0,711456	0,000009	0,19507
LPTV 09	96-97 I	6515	0,512619	0,000004	0,711552	0,000009	-0,3706
LPTV 09	96-97 II	6515	0,512612	0,000008	0,710935	0,000004	-0,5072
LPTV 09	101-102	6723	0,512642	0,000006	0,711734	0,000006	0,07803
LPTV 09	104 - 105	6848	0,512633	0,000007	0,711716	0,000009	-0,0975
LPTV 09	108-109	7055	0,512636	0,000007	0,711699	0,000001	-0,039
LPTV 09	112-113	7262	0,51265	0,000007	0,711697	0,000009	0,23408
LPTV 09	116 - 117	7469	0,512817	0,000007	0,711721	0,000009	0,13655
LPTV 09	118-120	7573	0,51264	0,000008	0,711758	0,000008	0,09753

Legenda: Idades baseadas na curva de Martins (2016, Figura 10, pág. 37).

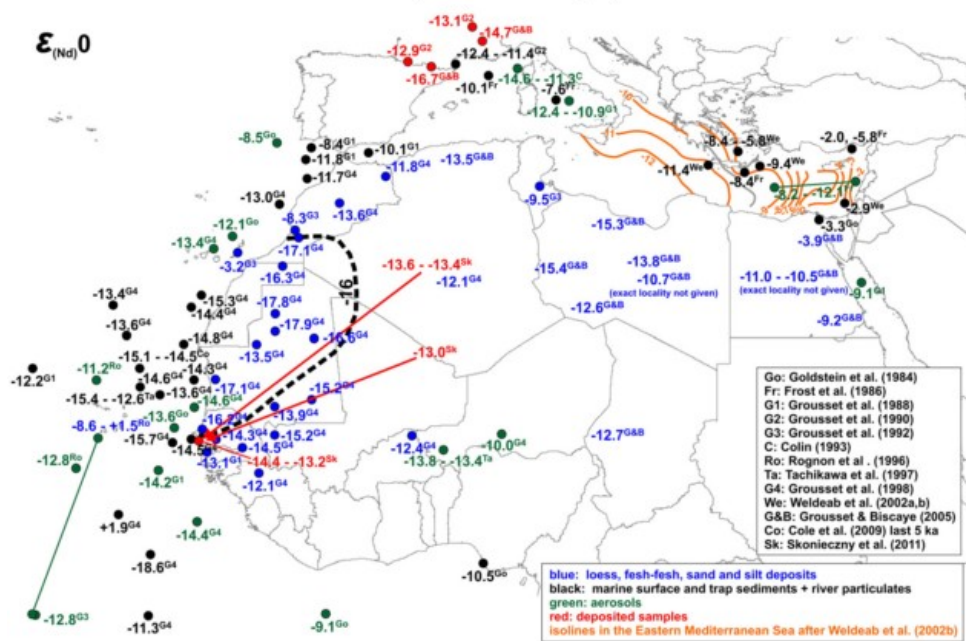
Figura 28- Comparação do banco de dados, com correção granulométrica, com os resultados das análises geoquímicas para o testemunho sedimentar coletado na Lagoa da Pata (LPT V-09)



Legenda: Os pontos vermelhos representam as razões isotópicas medidas no testemunho da Lagoa da Pata comparados com o banco de dados da razão isotópica para as possíveis áreas fonte.

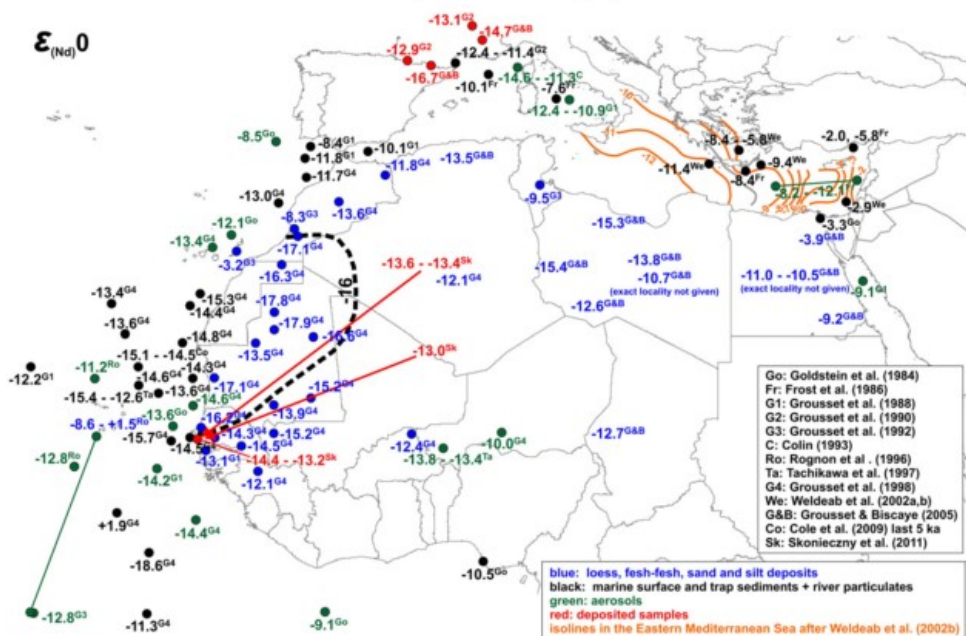
Fonte: A autora, 2016.

Figura 29 - Mapa da distribuição espacial dos valores de ϵ_{Nd} para regiões do Norte da África



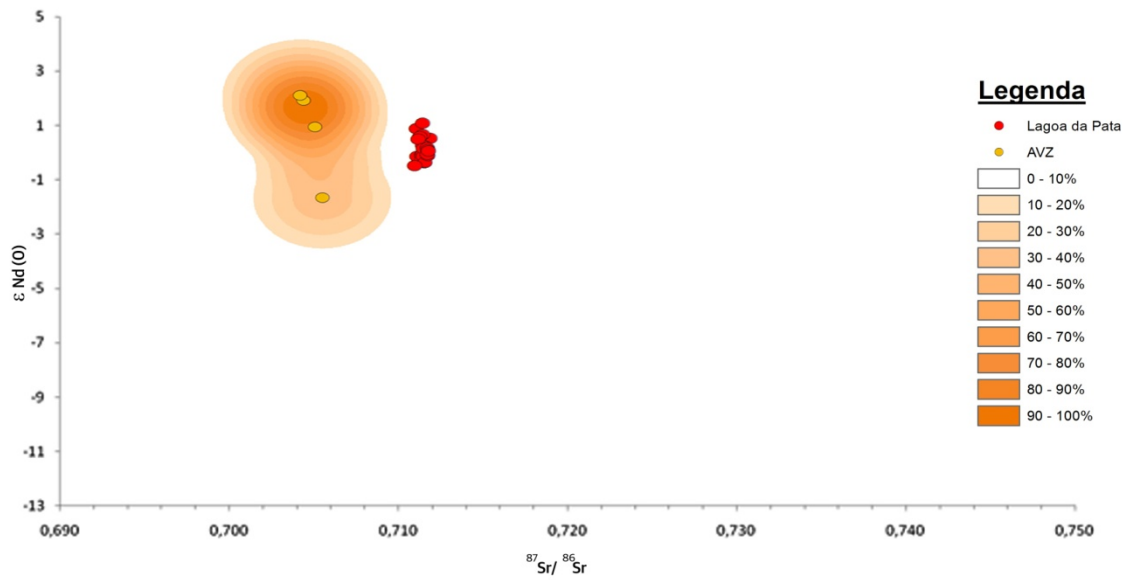
Legenda: Valores de ϵ_{Nd} para diversos tipos de amostra, conforme legenda na imagem.
Fonte: Scheuven et al. (2013).

Figura 30 - Mapa da distribuição espacial dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para regiões do Norte da África



Legenda: Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para diversos tipos de amostra, conforme legenda na imagem.
Fonte: Scheuven et al. (2013).

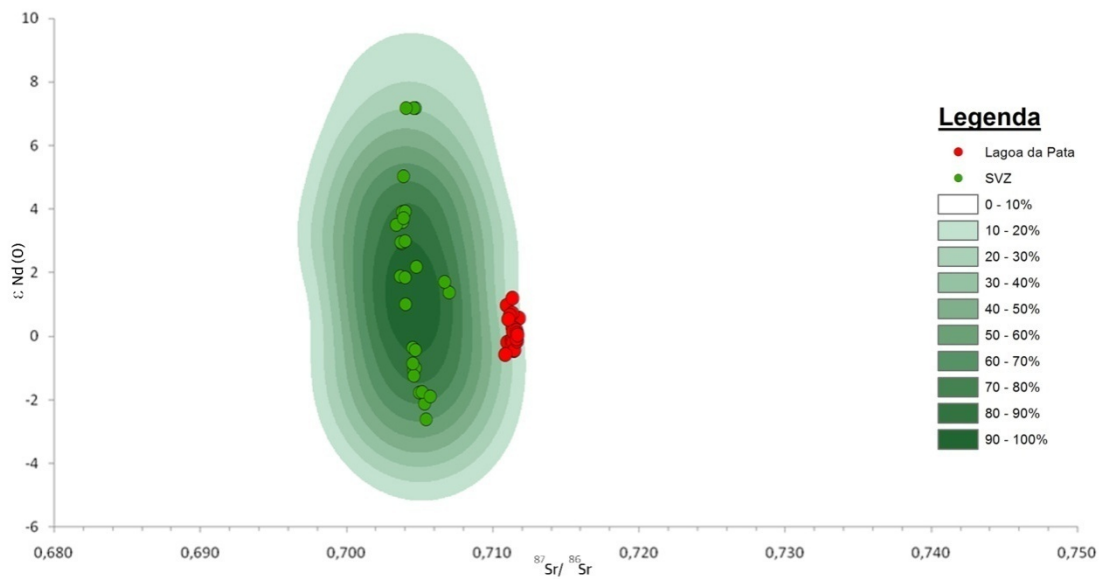
Figura 31 - Comparação de similaridade entre as amostras de AVZ e da Lagoa da Pata



Legenda: As amostras da Lagoa da Pata apresentam baixa ou nenhuma similaridade (0 -10%) com as amostras da Zona Vulcânica Austral (AVZ).

Fonte: A autora, 2016.

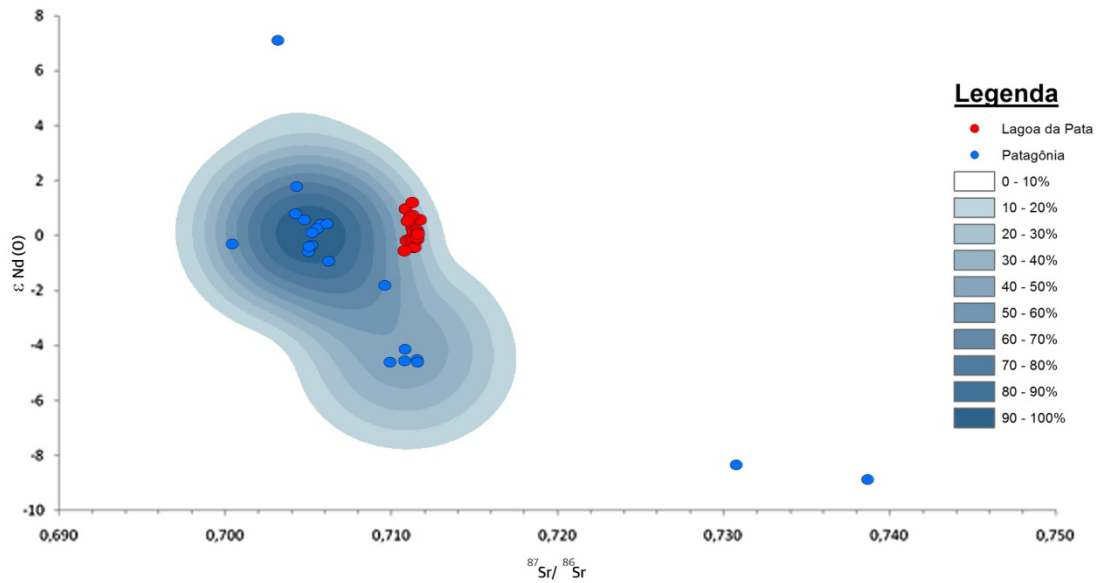
Figura 32 - Comparação de similaridade entre as amostras de SVZ e da Lagoa da Pata



Legenda: As amostras da Lagoa da Pata apresentam baixa similaridade (10 -30%) com as amostras da Zona Vulcânica do Sul (SVZ).

Fonte: A autora, 2016.

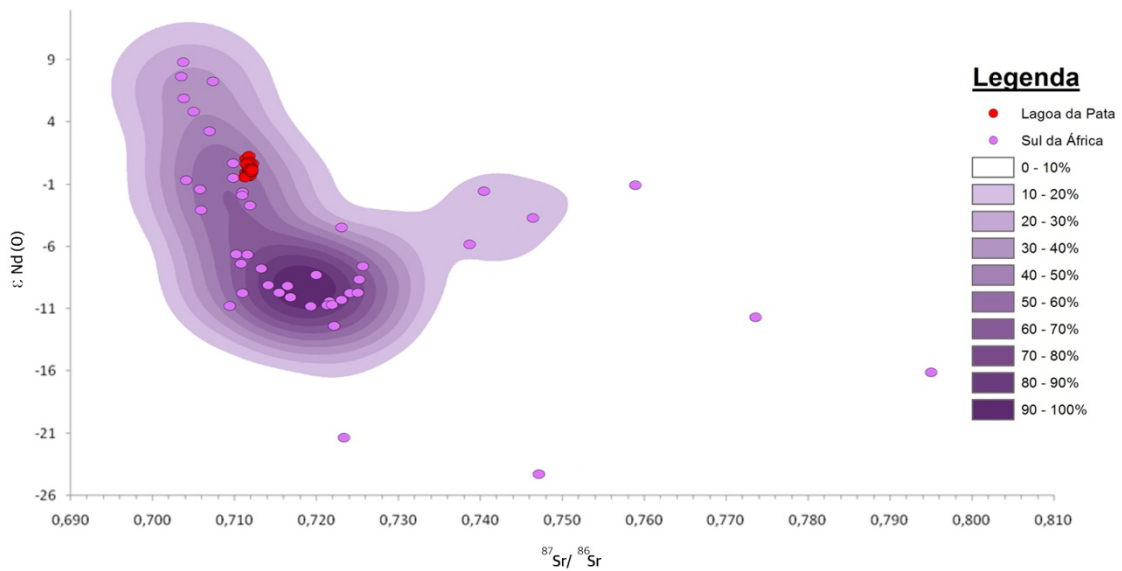
Figura 33 - Comparação de similaridade entre as amostras da Patagônia e da Lagoa da Pata



Legenda: As amostras da Lagoa da Pata apresentam média similaridade (20 -50%) com as amostras da Patagônia.

Fonte: A autora, 2016.

Figura 34 – Comparação da similaridade entre as amostras do Sul da África e da Lagoa da Pata



Legenda: As amostras da Lagoa da Pata apresentam alta similaridade (40 -60%) com as amostras da Patagônia.

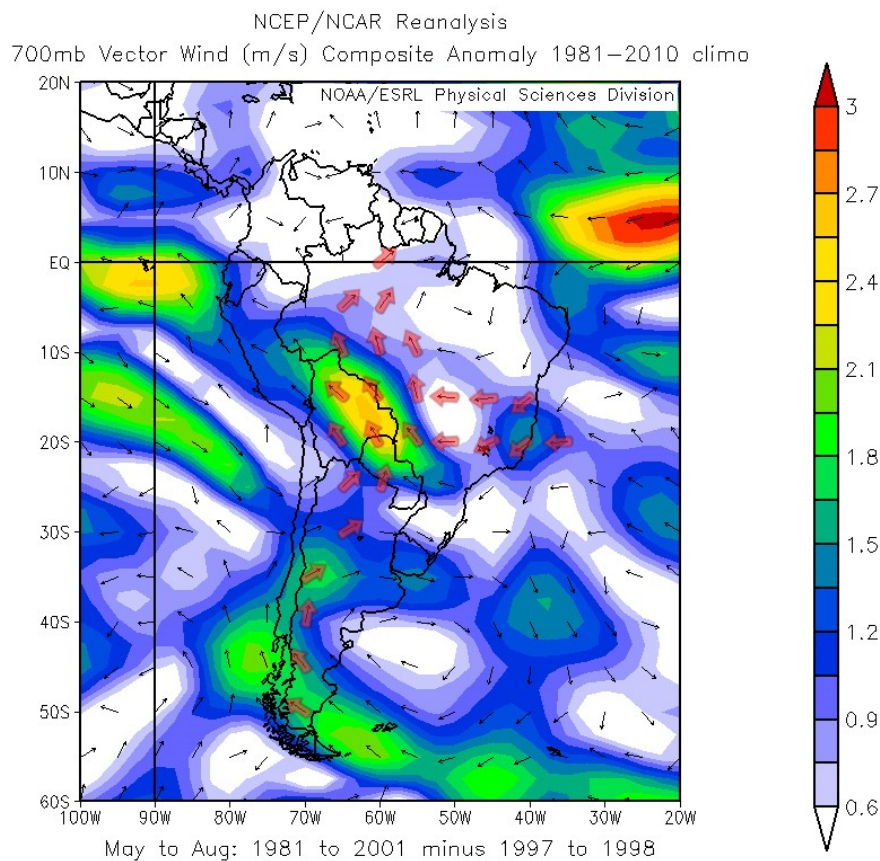
Fonte: A autora, 2016.

Abouchami et al. (2013) fizeram a caracterização geoquímica e isotópica da Depressão de Bodélé a fim de testar a hipótese de que esta área seja a maior provedora de poeira mineral para a Bacia Amazônica através de transporte atmosférico transoceânico. Para isso, os autores coletaram material sedimentar superficial tanto na possível área de origem (Depressão de Bodélé) como na Bacia Amazônica. Os autores encontraram baixos valores de ϵNd (-16 e -18) e altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,720–0,770) para as amostras dos depósitos (argila belterra) da Bacia Amazônica enquanto os sedimentos coletados na Depressão de Bodélé apresentaram valores de ϵNd entre -10 e -13 e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,715 e 0,730. Devido às grandes diferenças isotópicas e geoquímicas entre essas duas regiões, os autores concluem que os depósitos de argila belterra e outros depósitos nas planícies amazônicas não são acúmulos de poeira vinda do Norte da África, mas sim produto do processo de intemperismo do escudo pré-cambriano amazônico. Os autores afirmam que o transporte transatlântico de poeira mineral africana é algo irrefutável, entretanto eles acreditam que a mesma seja “consumida” durante o processo de transporte atmosférico, chegando à área destino em pequenas quantidades. Nesse mesmo sentido, Mctainsh e Strong (2007) afirmam que as cargas de poeira mineral tenham sua quantidade diminuída após seu transporte a longas distâncias, embora ainda haja impacto ecológico no local de deposição devido à suas altas quantidades de nutrientes. Por fim, Abouchami et al (2013) excluem a possibilidade de uma origem andina via transporte fluvial, pois esses sedimentos apresentam valores juvenis de Nd, enquanto os sedimentos amazônicos coletados por eles apresentam valores mais radiogênicos, derivados de rochas mais antigas. Entretanto, este último fato não se aplica a este trabalho visto as características pouco radiogênicas e mais juvenis de nossas amostras, sendo compatíveis com amostras andinas, como as da Patagônia e SVZ conforme citado anteriormente. Tendo-se em conta que a Lagoa da Pata possui uma bacia hidrográfica isolada das demais da planície, fica fácil entender que o material ali encontrado apresenta duas maneiras principais de entrada no sistema: via intemperismo da rocha e via deposição seca/úmida de material particulado, sendo, portanto, impossível a entrada de material carregada via fluvial.

Conforme observado no padrão de trajetórias de massas de ar que chegam à Lagoa da Pata, entre o período de Maio a Agosto podem ser vistas trajetórias com origem nas três áreas nas quais a assinatura isotópica de nossas amostras se aproxima. De fato, quando é observado o padrão de anomalia de vento sobre a América do Sul para o período de 1981 – 2010 e o padrão de precipitação sobre esta região, percebe-se que o transporte atmosférico vindo destas áreas é privilegiado devido às condições climáticas ao longo do caminho. Na figura 35, os vetores de anomalia de vento indicam um claro caminho - destacado em rosa na imagem - que

favorece o transporte de material particulado de áreas como Sul da América do Sul e do Atlântico Sul (na altura aproximada aonde as trajetórias vindas do Sul da África adentram o continente). Ao mesmo tempo, para este período percebemos uma advecção sobre o Atlântico Norte, entretanto a mesma apresenta direção ao Norte, não atingindo a região da Lagoa da Pata.

Figura 35 - Média histórica da anomalia para os vetores de vento durante os meses de Maio a Agosto (1981 – 2001)



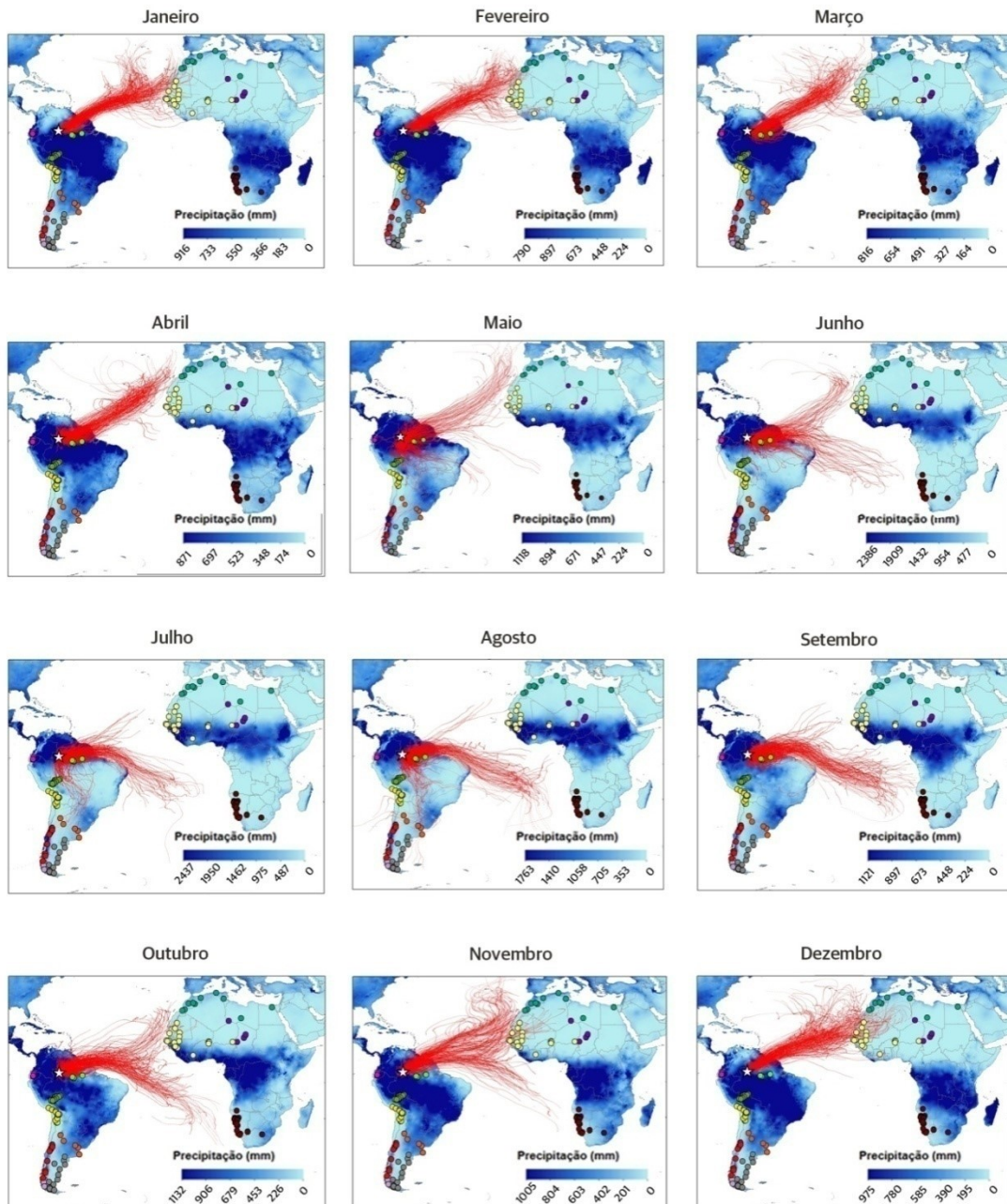
Legenda: *Composite* das anomalias de vetores de vento a 700 mb para o período de Maio a Agosto (1981 – 2001), excluindo anos de forte El Niño. Em rosa, destaque para os vetores que promovem a advecção sul de material particulado para a área de estudo.

Fonte: A autora (2016) adaptado de dados *reanalysis do* NCEP/NCAR.

Nesse sentido, ao observar a figura 36, das médias de precipitação juntamente com as retrotrajetórias de massas de ar, fica claro que as massas de ar vindas do Hemisfério Sul são transportadas em “corredores” secos, enquanto aquelas vindas do Norte da África atravessam um caminho muito mais úmido. Isto significa que o material vindo do Norte da África é submetido a um forte processo de deposição úmida, contribuindo para que seu sinal não seja percebido geoquimicamente em regiões tão a oeste como a Lagoa da Pata, na Bacia Amazônica Ocidental. Enquanto isso, o material carregado por advecções sul sofre,

teoricamente, pouco efeito da deposição úmida ao longo do seu transporte, fato que talvez contribua para que seu sinal seja percebido na área de estudo.

Figura 36- Dados de precipitação e retrotrajetórias de massas de ar que chegam à Lagoa da Pata

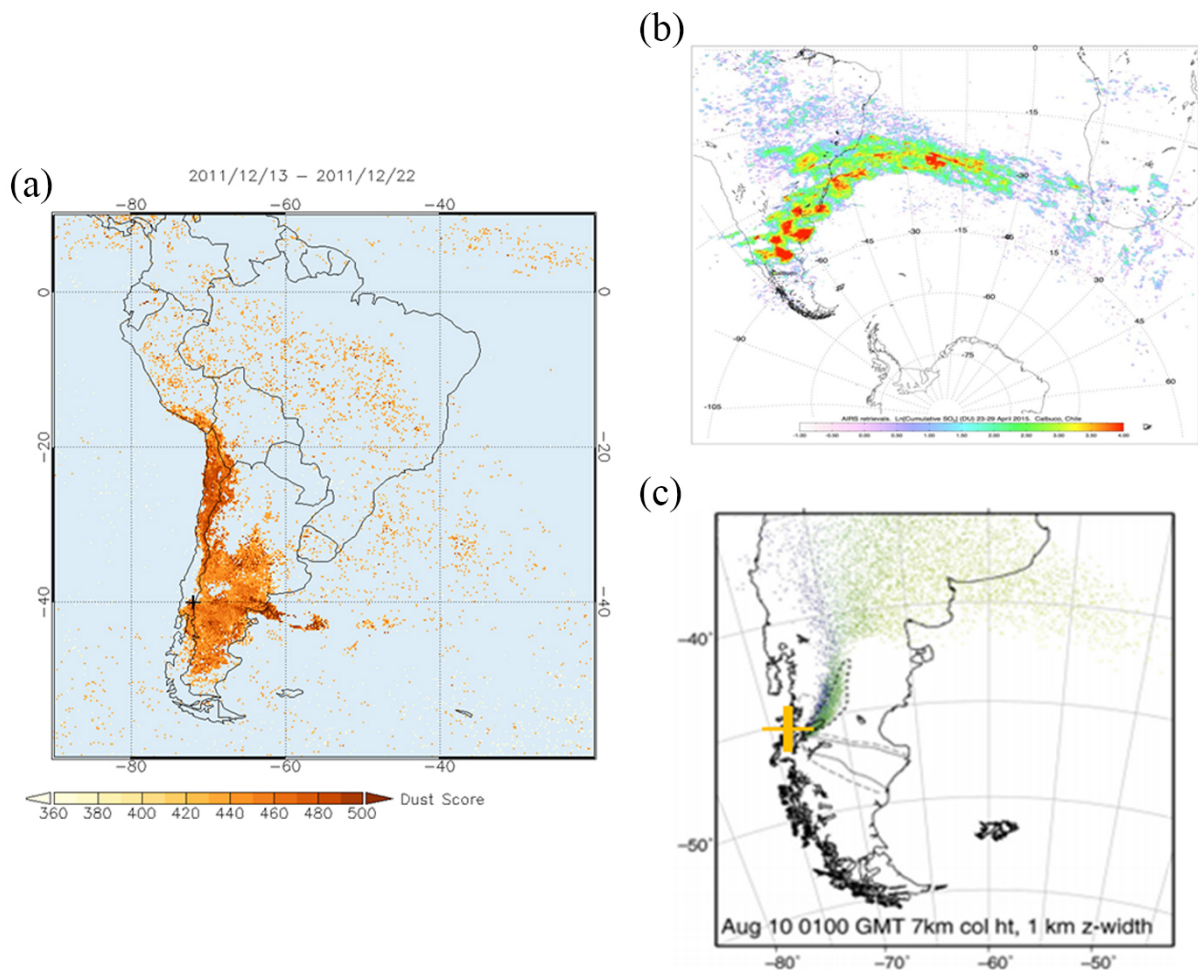


Legenda: Os pontos no mapa representam as potenciais áreas-fonte incluídas no banco de dados. As linhas em vermelho representam as principais origens das trajetórias que chegam à Lagoa da Pata, durante 10 anos. O padrão em azul representa a precipitação, cuja legenda encontra-se na figura.

Fonte: A autora (2016) adaptado de dados WordClim e do modelo Hysplit.

Hildreth e Moorbath (1988) citam que dos 15 vulcões estudados pertencentes à Zona Vulcânica do Sul (SVZ), pelo menos 12 tiveram episódios de erupção durante o Holoceno. Uma análise da dispersão de cinza vulcânica proveniente de erupções recentes de vulcões localizados na SVZ (exemplo Puyehue em 2011, figura 37a) pode-se perceber uma pequena parcela de transporte ao Norte do material da área de origem até a região da Lagoa da Pata, conforme visto na figura 37. Tais eventos evidenciam a possibilidade de dispersão de material particulado dessas áreas até a Bacia Amazônica.

Figura 37 - Exemplo de transporte atmosférico de material vulcânico do Sul da América do Sul



Legenda: (a) - Dispersão do material particulado emitido pelo vulcão Puyehue em Dezembro de 2011. Localização do vulcão Puyehue representada por uma cruz. Valores de concentração de poeira representados na legenda da imagem. Dados baseados em valores obtidos para o espectro próximo ao infra-vermelho. (b) - Dispersão do material particulado emitido pelo vulcão Calbuco em Abril de 2015. Localização do vulcão Calbuco representada por uma cruz laranja. Valores cumulativos de SO₂, representados na legenda da imagem. (c) - Dispersão do material particulado emitido pelo vulcão Hudson em Agosto de 1991 baseada em imagens de AVHRR.

Fonte: (a) - AIRS *dust score* (NASA); (b) - AIRS (NASA); (c) - Kratzmann et al. (2010).

Diante do exposto, os resultados apresentados aqui sugerem a possibilidade de uma fonte de poeira mineral diferenciada para a Amazônia Ocidental, apesar dos dados observacionais, baseados em imagem de satélite e modelos de trajetórias sugerirem uma significativa contribuição da poeira do Saara para a Amazônia. É provável que esta contribuição seja mais válida para a Amazônia Oriental, devido a proximidade com o Atlântico. Resumindo, propõe-se que o material depositado na Lagoa da Pata seja resultante da acumulação de material derivado não somente do processo de intemperismo da rocha formadora da Lagoa, como também, de forma minoritária, do transporte eólico de aerossóis, principalmente das regiões: Patagônia, a Zona Vulcânica do Sul (SVZ) e o sul da África.

5.2.2 Inferências paleoclimáticas

A dinâmica latitudinal da ZCIT ao longo do Holoceno, com uma movimentação constante em direção ao Sul, é uma teoria amplamente aceita pela comunidade científica (KOUTAVAS et al., 2006; MARRINER et al., 2012; MAYEWSKI et al., 2004; SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014; URREGO; ARONSON; BUSH, 2009; VERSCHUREN et al., 2009; WANNER et al., 2008). Visto a influência da posição da ZCIT no padrão de massas de ar que chegam à Lagoa da Pata, na deposição de material neste local, bem como na precipitação, acredita-se que a migração da ZCIT em direção ao Sul após o Médio Holoceno possa ter sido registrada no depósito sedimentar da Lagoa. Nesse sentido, foi feita a avaliação de como os valores de ϵNd se comportam ao longo do tempo, buscando uma possível relação com os padrões posicionais da ZCIT (Figura 38).

A crosta laterítica formadora da Lagoa da Pata é rica em elementos terra rara, em especial o nióbio e o neodímio (GIOVANNINI, 2013), apresentando um padrão juvenil para o último. Os valores medidos para ϵNd da crosta laterítica formadora da Lagoa da Pata variaram entre -0,11 e 0,07. Acredita-se que quando o depósito sedimentar da Lagoa da Pata recebe material advindo do intemperismo da rocha local, os valores medidos no mesmo devem ser próximo daqueles medidos para a crosta laterítica. Do mesmo modo, em situações que haja o depósito de material advindos de outra origem, através de deposição eólica, haverá uma variação nesse valor crostal. Faure (1977) afirma que em situações que há a mistura de materiais com diferentes razões isotópicas, a razão final será um valor resultante da mistura das componentes de acordo com a proporção das mesmas. Assim, situações em que o valor

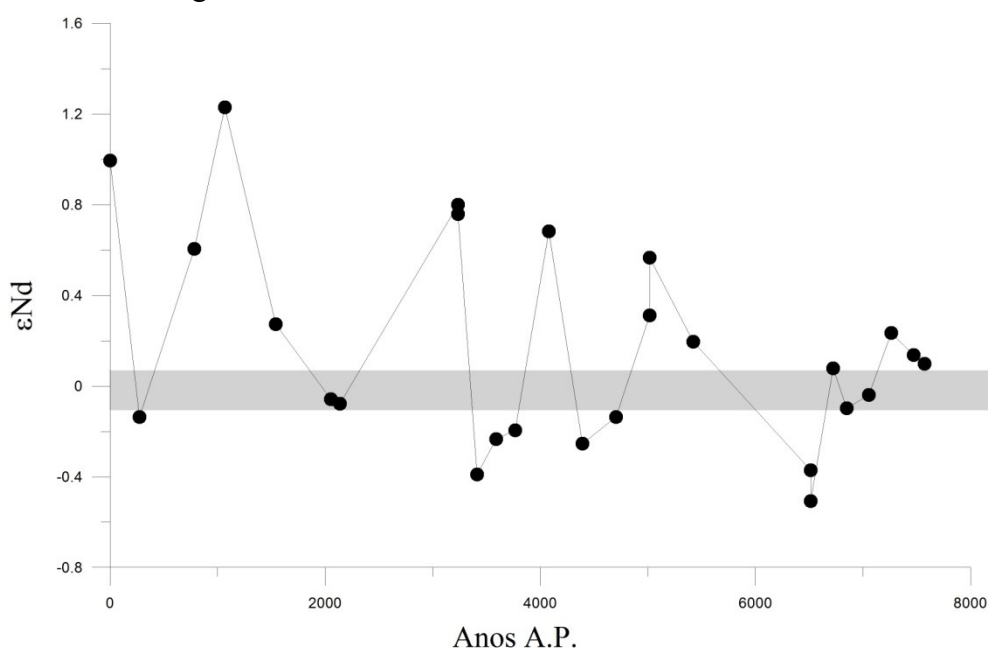
medido para ϵNd variou daquele medido para a crosta laterítica podem representar momentos em que houve o depósito de material de outra origem que não apenas o intemperismo da rocha local.

Através da figura 38, podemos perceber que durante o período anterior a 6.500 anos A.P., o valor medido no depósito não se distancia daquele medido para a crosta laterítica, indicando que provavelmente nesse momento o depósito sedimentar fosse formado com contribuição quase exclusiva do intemperismo da rocha local. Já entre 6.500 – 3.500 anos A.P. podem ser observados valores abaixo daquele medido para a rocha formadora da Lagoa da Pata, sendo interpretados como resultante da mistura entre o material advindo do intemperismo e material de valores de ϵNd menores que o primeiro, diminuindo então o valor final de ϵNd . Ao observar o banco de dados das assinaturas isotópicas juntamente com o resultado obtido através Kernell, percebe-se que as áreas de origem mais prováveis do material depositado eólicamente são aquelas localizadas ao Sul da América do Sul e Sul da África. Nesse sentido, através da observação dos resultados obtidos através do HYSPLIT e posicionamento da ZCIT, entende-se que as massas de ar que chegam à Lagoa da Pata somente tem origem nessas localidades citadas quando a ZCIT está posicionada mais ao Norte, favorecendo, assim, a advecção sul (figura 21). Desta maneira, o período em que houve a concentração de valores menores que aquele medido para a crosta da Lagoa da Pata, 6.500 – 3.500 A.P., pode ser interpretado como indicação de um momento de maior advecção Sul e consequentemente posicionamento mais ao Norte da ZCIT. Tal resultado é compatível com a literatura que indica que a ZCIT teve seu posicionamento médio deslocado em direção ao Sul somente a partir de 5.400 anos A.P., embora a consequência desse deslocamento é percebida de forma diferente dependendo da localidade estudada (BREITENBACH et al., 2007; BROCCOLI; DAHL; STOUFFER, 2006; HAUG et al., 2001; RUSSELL; JOHNSON, 2005; SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014).

Após 3.500 anos A.P. percebe-se que os valores voltam a se aproximar daquele medido na rocha local, indicando contribuição do intemperismo da rocha, provavelmente devido ao aumento da precipitação consequente do deslocamento ao Sul da ZCIT. Entretanto, são evidenciados picos de valores mais juvenis que aquele da medido para a crosta da Lagoa da Pata, que por si só já apresenta valores bem juvenis para ϵNd . Seguindo a mesma linha de raciocínio proposta por Faure (1977), o aumento dos valores de ϵNd só pode ter se dado através da mistura do material da Lagoa da Pata com materiais mais juvenis que o primeiro. Diz-se que um material é juvenil quando sua razão isotópica se aproxima daquela medida para o manto, representando portanto uma rocha com recente formação. Zonas com atividade

vulcânica costumam apresentar razões juvenis para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ou seja, valores altos e positivos de ϵNd devido ao acúmulo de material expelido pelos vulcões. Dentre as possíveis áreas de origem do material depositado na Lagoa da Pata, temos a região chamada de Zona Vulcânica do Sul (South Volcanic Zone), que conforme citado anteriormente, teve um alto índice de erupção durante o Holoceno. O Sul da América no geral é dominado por vulcões do tipo estratovulcão, cuja erupção emite plumas de cinza vulcânica à 45 km na estratosfera. O Global Volcanism Program (<http://volcano.si.edu/>) reúne informações a respeito dos vulcões que tiveram erupção durante o Holoceno. Dos 200 vulcões que tiveram episódios de erupção dentro deste período, 119 eram do tipo estratovulcão. Através de análises glacioquímicas em testemunhos de gelo, utilizando sulfato (*non-sea-salt sulfate*) como *proxy* para erupções vulcânicas, Kurbatov et al. (2006) percebe um aumento exponencial no número de erupções vulcânicas a partir de aproximadamente 4.000 anos A.P.. Conforme visto na figura 37, o material resultante de erupções no sul da América do Sul pode ser transportado à longas distâncias, mesmo em períodos em que a advecção sul não está favorecida. Dessa maneira, acredita-se que os picos na curva de ϵNd , de maior frequência a partir de aproximadamente 4.000 anos A.P., possam ser representativos da chegada de material vulcânico na Lagoa da Pata, que teve sua deposição facilitada devido à deposição úmida proporcionada pela precipitação proporcionada pela posição mais ao Sul da ZCIT após o Médio Holoceno.

Figura 38 - Variação do ϵNd ao longo do tempo (idade calibrada) no sedimento da Lagoa da Pata

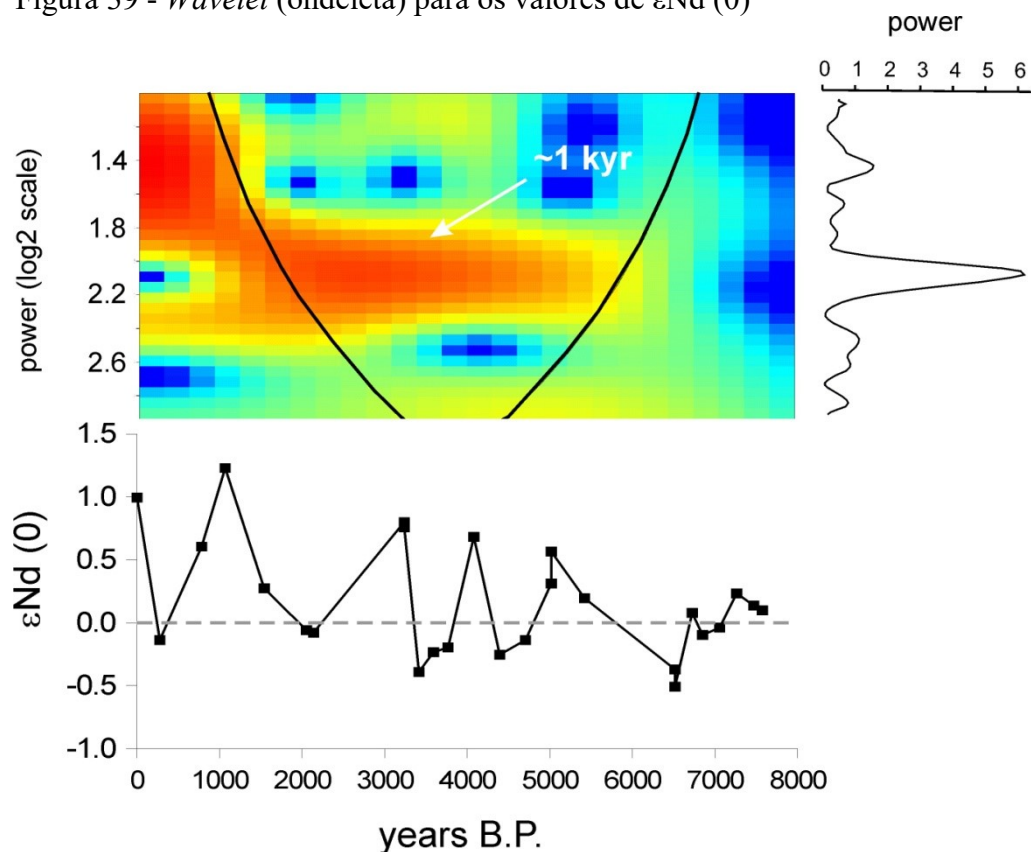


Legenda: Em cinza destaca-se a faixa de valor de ϵNd medido para a crosta laterítica da Lagoa da Pata.
Fonte: A autora, 2016.

Conforme observado na figura 21, a Lagoa da Pata recebe massas de ar vindas de regiões do hemisfério Sul entre os meses de Maio e Agosto, período no qual a Zona de Convergência Intertropical se encontra relativamente mais ao Norte, em decorrência da maior insolação do hemisfério Norte. Assim, acredita-se que mudanças no padrão de deslocamento da ZCIT ao longo do Holoceno possam ocasionar mudanças na característica do material depositado na Lagoa da Pata. Conseqüentemente, mudanças geoquímicas detectadas em seu depósito sedimentar lacustre podem indicar mudanças no padrão de circulação atmosférica na região. No presente trabalho, vamos abordar o significado desses achados em um contexto regional, podendo ser inferidas possíveis teleconexões em maior escala.

A análise de ciclicidade dos dados de $\epsilon\text{Nd}(0)$ através do método de *wavelets analysis* e análise de Fourier (Figura 39) revelou um padrão de variabilidade milenar presente nos dados de $\epsilon\text{Nd}(0)$ de forma significativamente marcante.

Figura 39 - *Wavelet* (ondeleta) para os valores de $\epsilon\text{Nd}(0)$

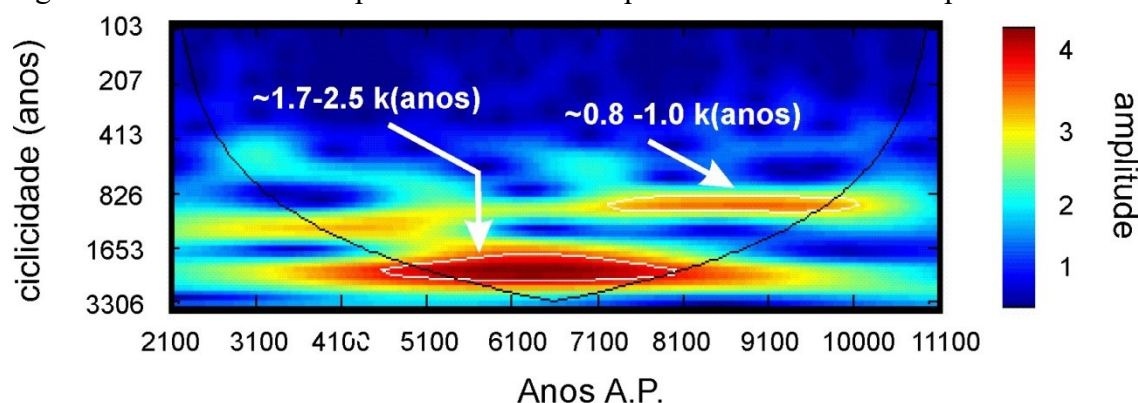


Legenda: Abaixo a variação dos valores de ϵNd ao longo do testemunho. Acima avaliação da ciclicidade dos dados a partir do método *wavelet*, revelando uma ciclo de aproximadamente mil anos. Nível de significância de 0,05.

Fonte: A autora (2016).

O padrão milenar de ciclicidade pode ser evidenciado em outras variáveis durante o Holoceno (CHAPMAN; SHACKLETON, 2000; KRAVCHINSKY et al., 2013), ainda que sua origem permaneça inconclusiva (DEBRET et al., 2007). Para muitos autores, a explicação reside na variabilidade da forçante solar, embora as evidências para esta suposição sejam de difícil avaliação através dos dados disponíveis. Durante os últimos 12 mil anos, oito ocorrências de picos de grãos de quartzo manteados por hematita (HSG, do inglês *hematite-stained-grain*) foram reconhecidas como IRD (do inglês, *ice rafted debris*). Os IRDs são sedimentos formados através, exclusivamente, do derretimento de *icebergs*, compostos por minerais e fragmentos líticos (EVANGELISTA et al., 2014). Os IRDs são formados em períodos frios, quando a formação de gelo nas costas é aumentada e ocorre a ruptura de grandes blocos de gelo, que ficam a deriva no oceano até derreterem (BOND et al., 1999). Foram obtidas correlações significativas entre os testemunhos marinhos e radionuclídeos cosmogênicos, como o ^{10}Be , cuja atividade é considerada como sendo modulada pela atividade geomagnética solar-terrestre, sugerindo que mudanças na atividade solar pudessem ser o maior agente forçante nesses eventos (BOND et al., 2001). Bond et al. (1997) apresentam uma reconstituição de alta resolução para a temperatura da superfície do mar do Atlântico Norte, baseado em análises populacionais e isotópicas de foraminíferos e na aplicação do índice de IRD. O índice IRD se baseia na relação da porcentagem entre a quantidade de IRD e os demais constituintes presentes no sedimento. Através da observação dos picos de IRD, foram determinados os períodos de resfriamento abrupto, chamados posteriormente de “eventos Bond”. Podem ser reconhecidos oito eventos deste tipo: Pequena Era do Gelo (1550 – 1850 EC – Era Comum), evento 8.2, Bond 1 (1,1 – 1,5 mil anos A.P.), Bond 2 (2,6 – 3,4 mil anos A.P.), Bond 3 (3,9 – 4,6 mil anos A.P.), Bond 4 (5,1 – 6 mil anos A.P.), Bond 5 (7,2 – 7,8 mil anos A.P.) e Bond 6 (9,2 – 9,5 mil anos A.P.) (BOND et al., 1997). A variabilidade dos processos Bond apresentam modos nas bandas de frequência de ~800 anos, ~1600 anos e ~2400 anos (Figura 40).

Figura 40 - Periodicidades para a serie de Bond para o Hemisfério Norte por *Wavelet analysis*



Legenda: Avaliação da ciclicidade dos eventos Bond a partir do método *wavelet*, revelando ciclos de ~800 anos, ~1600 anos e ~2400 anos.

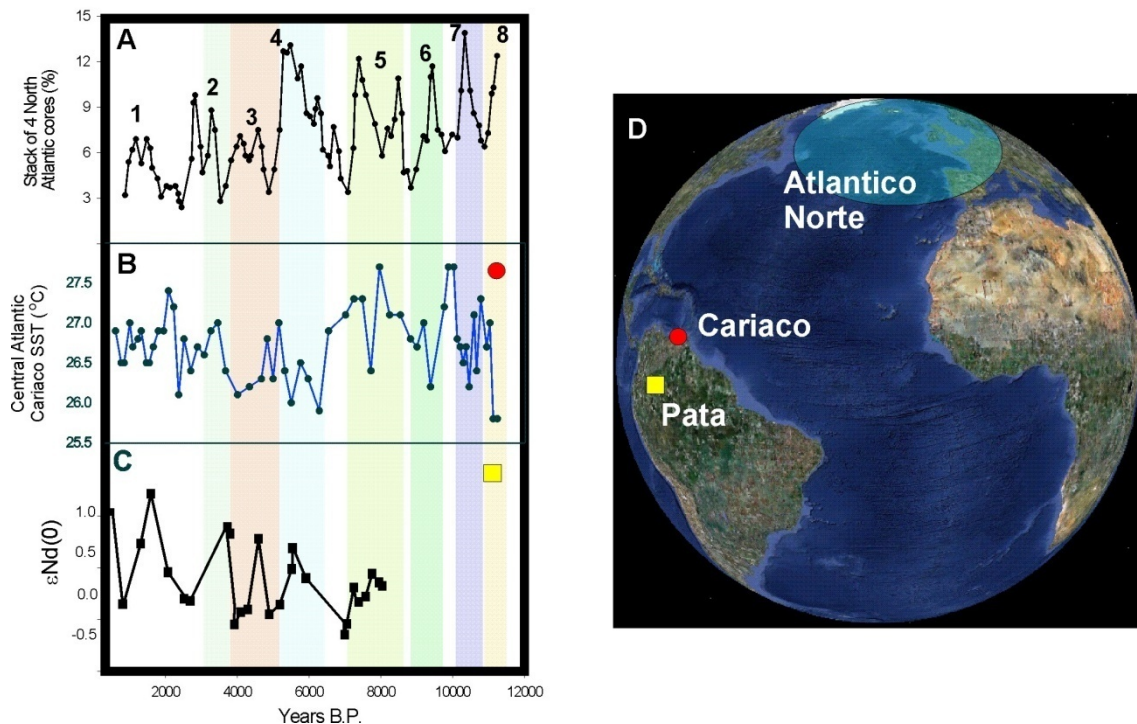
Fonte: A autora, 2016.

Os fenômenos Bond, resultantes de fases frias no Atlântico Norte, são claramente perceptíveis no Cariaco (10,5°N; 64,67°W) onde a reconstrução do SST apresenta-se praticamente em fase com a variabilidade dos Bonds. A curva de variação encontrada para o $\epsilon\text{Nd}(0)$ na Lagoa da Pata apresenta-se com certo grau de similaridades com fases tanto do Cariaco como do Atlântico Norte, cujo padrão cíclico foi reconhecido como eventos Bond (Figura 41). Os Modelos de Circulação Geral (do inglês, GCMs) inferem que a ocorrência de eventos frios no Atlântico Norte causa padrões anômalos para a dinâmica dos ventos alísios no Atlântico e conseqüentemente o transporte de umidade através do equador, levando a um deslocamento ao Sul da ZCIT e intensificando a precipitação nas regiões dos subtrópicos sulinos (RUSSELL; JOHNSON, 2005). Em escalas de tempo mais longas, os registros paleoclimáticos indicam que a ZCIT migra em direção ao hemisfério que apresenta maior aquecimento (SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014).

Tal diferença é observada através da amplitude de deslocamento da ZCIT de verão. Como exemplo, durante Máximo Termal do Holoceno, no verão boreal a ZCIT aparentemente migrou menos para o Norte e sim mais para Sul ao passo que o verão do hemisfério Norte foi ficando mais frio, enfraquecendo a precipitação na monção do Sul asiático (SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014). Segundo os mesmos autores, as variações no deslocamento da ZCIT durante o Holoceno surgiram com o enfraquecimento da insolação de verão no hemisfério Norte devido ao deslocamento do periélio da Terra do hemisfério Norte para o hemisfério Sul. Assim, os intervalos quentes indicados pelos testemunhos de gelo da Groelândia são geralmente associados com eventos em que a ZCIT esteve mais ao Norte durante o verão boreal, enquanto eventos frios (indicados pelos picos na porcentagem de IRD)

indicam que a ZCIT esteve com seus limites mais ao Sul durante o verão austral. Desta maneira, a relação entre a posição da ZCIT com o contraste de temperatura inter-hemisférico é amplamente aceita pela comunidade científica (BREITENBACH et al., 2007; BROCCOLI; DAHL; STOUFFER, 2006; DIXIT et al., 2014; RUSSELL; JOHNSON, 2005; WANNER et al., 2011).

Figura 41 - Comparação da curva temporal de ϵNd com eventos Bond e reconstrução do SST



Legenda: A variação de ϵNd no testemunho sedimentar da Lagoa da Pata apresenta boa correspondência com os eventos Bond, em especial com os de número 1, 2, 4 e 5. (a) - Curva de porcentagem de IRD no Atlântico Norte; (b) - Curva de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) da superfície do mar na Bacia de Cariaco; (c) - Curva dos valores de ϵNd para a lagoa da Pata; (d) - Localização das amostras para estas curvas.

Fonte: A autora (2016). Dados de % de IRD para os eventos Bond baseados em Bond et al. (2001). Dados de SST para a Bacia de Cariaco baseados em Evangelista et al. (2014).

Conforme observa-se na figura 41, os picos nas porcentagens de IRD são acompanhados por picos também nos valores de ϵNd . Se grandes quantidades de IRD são indicativas de eventos de esfriamento no hemisfério Norte, consequentemente eles representam eventos de aquecimento no hemisfério Sul, com ocorrência de deslocamento da ZCIT mais ao Sul. Em situações como esta, a precipitação sobre o hemisfério Sul é intensificada, gerando maior intemperismo sobre a rocha formadora da Lagoa da Pata, além de aumentar a deposição úmida do material particulado em momentos de erupções vulcânicas,

explicando, desta maneira, os picos de ϵNd encontrados nas análises, conforme comentado anteriormente.

Diante destes resultados, é possível concluir que eventos de resfriamento/aquecimento no Atlântico Norte podem influenciar nas variáveis climáticas, como a precipitação, tão longe quanto na Bacia Amazônica. Soubiès et al.(2005) encontraram uma relação semelhante ao analisar espeleotemas no Sul da Bacia Amazônica (Mato Grosso do Sul). Em sua análise foi evidenciado o acompanhamento no comportamento da vazão mínima de um rio no Pantanal (município de Ladário/MS) e outro na Bacia Amazônica (município de Óbidos/PA) juntamente com o compartimento da Oscilação do Atlântico Norte (sigla em inglês, NAO) e do padrão anual de laminação do espeleotema coletado na caverna Pérolas (MS). A NAO representa o principal modo de variabilidade da circulação atmosférica no Hemisfério Norte, sendo caracterizada pela diferença entre a pressão ao nível do mar entre as zonas de alta pressão Subtropical (Azores) e de baixa pressão Subpolar. As fases positivas da NAO refletem em pressão e alturas abaixo do normal nas altas latitudes do Atlântico Norte e pressão e altura acima do normal sobre o Atlântico Norte Central. Já as fases negativas refletem comportamento um padrão oposto de anomalias de pressão e altura sobre essas regiões. Essas alterações podem gerar mudanças no padrão de temperatura e precipitação que se estendem da América do Norte à Europa Central. Desta maneira, fases marcadamente positivas da NAO tendem a ser associadas à temperaturas abaixo da média no Leste dos Estados Unidos e ao longo do Norte da Europa, da mesma maneira que há precipitação abaixo da média sobre o Sul e Centro da Europa. Durante as fases fortemente negativas da NAO, um padrão oposto é observado. Entretanto, o que se foi sugerido no artigo de Soubiès et al. (2005) foi uma correlação com estes eventos no Norte do Atlântico com os padrões de precipitação também nas áreas estudadas por eles.

A identificação das teleconexões - alterações climáticas simultâneas em regiões distantes devido à mudanças no padrão de circulação atmosférica - e suas influências no clima são indispensáveis para a compreensão da ocorrência de eventos anômalos ao redor do globo, especialmente aqueles de grande escala e baixa frequência. Os registros dos impactos climáticos dos ciclos Bond no Atlântico Norte sobre o hemisfério Sul subtropical continuam escassos atualmente (EVANGELISTA et al., 2014), tornando os registros aqui reportados de suma importância ao agregar informações a respeito deste fenômeno.

CONCLUSÃO

O período do Médio Holoceno (8,2 - 4,2 mil anos A.P.) é um período chave para o estudo do clima, dado que durante este período houve um aporte incomum de insolação, sendo este maior no hemisfério Norte e menor no hemisfério Sul. De maneira a compreender os efeitos da insolação no clima do Médio Holoceno, foram elaboradas algumas compilações de paleodados baseados em análises *multiproxy* globais e regionais. Entretanto, poucos estudos globais se focaram no hemisfério Sul (PRADO et al., 2012).

O trabalho aqui apresentado se baseou na análise geoquímica de um registro lacustre localizado na Bacia Amazônica Ocidental, obtendo resultados pertinentes não somente ao paleoambiente regional, como também ao paleoclima global. Trabalhos acerca do transporte atmosférico de material particulado para a Bacia Amazônica se restringem a análises baseadas em imagens e dados de satélite ou análise na variação da composição elementar nos aerossóis sobre a região, raros se baseiam em uma análise *in situ*, que permita traçar, com certo grau de precisão, a origem de um material depositado. Os traçadores geoquímicos aqui utilizados, isótopos de Sr e Nd, permitem traçar a origem de um depósito sedimentar, uma vez que suas razões funcionam como assinaturas únicas para os solos. Nesse sentido, esta metodologia foi verificada e aprovada através das respostas positivas obtidas pelas análises dos filtros obtidos no Observatório de Torre Alta da Amazônia (do inglês, ATTO).

Através da análise geoquímica do testemunho lacustre coletado na Lagoa da Pata foi possível verificar que, diferente do indicado em literatura, existem outras fontes de poeira mineral que podem impactar a Bacia Amazônica, que não somente o Norte da África. Para a Bacia Amazônica Ocidental, fontes vindas do hemisfério Sul, em especial do Sul da África e Sul da América do Sul, apresentam um importante papel na emissão de material particulado para esta região. Acredita-se que, embora imagens de satélite e trajetórias de massas de ar indiquem uma maior contribuição do Norte da África para a Bacia Amazônica, esse sinal se perca ao longo do transporte, pois a pluma atravessa áreas com grande quantidade de umidade, havendo uma deposição úmida acentuada, levando à perda de material.

A análise por meio de *wavelets* da variação do ϵNd ao longo do tempo indicou uma ciclicidade de 1.000 anos, coincidindo com picos no índice de IRD, correspondente aos eventos Bond, que caracterizam períodos frios no Atlântico Norte. A posição da ZCIT é dependente da irradiação solar e consequente aquecimento da superfície terrestre, sendo atraída para o hemisfério que apresente maior aquecimento. Os Modelos de Circulação Geral

(do inglês, GCMs) inferem que a ocorrência de eventos frios no Atlântico Norte causa padrões anômalos de ventos alísios no Atlântico e transporte de umidade através do equador, levando a um deslocamento ao Sul da ZCIT e intensificando a precipitação nas regiões dos subtropicais sulinos. São poucos os registros dos impactos climáticos dos ciclos Bond do Atlântico Norte sobre o hemisfério Sul subtropical, tornando o registro aqui evidenciado de reconhecida importância na continuidade dos estudos a respeito deste tema, mesmo que este ainda seja incipiente devido à resolução dos dados.

A crosta laterítica formadora da Lagoa da Pata apresenta um valor de ϵNd que varia entre -0,11 e 0,07. Quando há mistura de materiais de diferentes razões isotópicas, o material final apresenta valor diferente dos originalmente misturados, apresentando então um terceiro valor, resultante da mistura dos materiais iniciais. Dessa maneira, quando é observado no testemunho valores de ϵNd diferentes daquele medido para a crosta, acredita-se que há entrada de material alóctone diferente daquele resultante do intemperismo da rocha local. Assim, através da revisão bibliográfica aponta-se picos de valores inferiores ao medido na crosta laterítica como mistura de material advindo de fontes no Sul da América do Sul e Sul da África através do transporte eólico favorecido pela advecção sul. Enquanto picos de valores de ϵNd maiores possam representar a entrada de material vulcânico, cuja deposição foi favorecida pela deposição úmida.

Engelstaedter, Tegen e Washington (2006) sugerem que a mera utilização de imagens de satélite e dados de aerossol é limitada para o estudo da dinâmica de distribuição de poeira mineral globalmente. O presente estudo destaca a importância da análise não só de imagens de satélite e modelos de retrojetórias, como também da caracterização isotópica de possíveis áreas fontes e áreas de estudo. A análise conjunta destes resultados permite uma avaliação mais robusta acerca do transporte atmosférico de poeira mineral para uma determinada área, se constituindo como uma importante metodologia no processo de traçar a proveniência de um depósito eólico, bem como no estudo de padrões de transporte atmosférico.

Sendo a Floresta Amazônica um bioma de grande importância biológica, ecológica, econômica e social, estudos a respeito de como o mesmo interage e evolui são fundamentais. Estudos recentes do IPCC (do inglês, *Intergovernmental panel on climate change*) apontam a biota terrestre como um sumidouro significativo de dióxido de carbono atmosférico (CORDEIRO et al., 2008; IPCC, 2007). A partir do Experimento LBA (*Large scale atmosphere-Biosphere experiment in Amazonia*), ficou evidente que a Floresta Amazônica, quando não perturbada, comporta-se como uma armadilha de carbono (NOBRE; NOBRE,

2002). Os processos de fertilização e manutenção da saúde da Floresta Amazônica são dependentes, em grande parte, do fluxo de nutrientes derivados das deposições úmida e seca (BEN-AMI et al., 2010; LUIZÃO, 2007; SWAP et al., 1992). Desta maneira, o estudo da variabilidade do fluxo atmosférico sobre a Floresta Amazônica ao longo do tempo, suas tendências futuras e possíveis teleconexões torna-se uma valiosa ferramenta para o desenho de um prognóstico com maior confiabilidade para as previsões climáticas na Amazônia.

REFERÊNCIAS

- AARONS, S. M.; ACIEGO, S. M.; GLEASON, J. D. Variable HfSrNd radiogenic isotopic compositions in a Saharan dust storm over the Atlantic: Implications for dust flux to oceans, ice sheets and the terrestrial biosphere. **Chemical Geology**, v. 349-350, p. 18–26, 2013.
- ABOUCHAMI, W. et al. Geochemical and isotopic characterization of the bodélé depression dust source and implications for transatlantic dust transport to the Amazon basin. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 380, p. 112–123, 2013.
- ABSY, M. L. **A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin**. 1979. ?f. Tese (Doutorado em Botânica) - University of Amsterdam, Amsterdam, 1979.
- ABSY, M. L. et al. Mise en évidence de quatre phase d'ouverture de la forêt dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **C. R. Acad. Sci. Paris**, v. 2, n. 312, p. 673–678, 1991.
- ACKER, J. G.; LEPTOUKH, G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 88, n. 2, p. 14, 2007.
- ARANA, A.; ARTAXO, P. Elemental composition of the atmospheric aerosol in the central amazon basin. **Química Nova**, v. 37, n. 2, p. 268–276, 2014.
- ARTAXO, P. et al. Aerosol particles in Amazonia: Their composition, role in the radiation balance, cloud formation, and nutrient cycles. **Geophysical Monograph Series**, 2009.
- ARTAXO, P. et al. Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. **Faraday Discussions**, v. 165, n. 0, p. 203–235, 2013.
- BARBOSA, J. . et al. 14C-AMS as a tool for the investigation of mercury deposition at a remote Amazon location. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms**, v. 223-224, n. SPEC. ISS., p. 528–534, ago. 2004.
- BEHLING, H. First report on new evidence for the occurrence of Podocarpus and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 5, n. 3, p. 241–246, 1996.
- BEHLING, H.; DA COSTA, M. L. Holocene Environmental Changes from the Rio Curuá Record in the Caxiuanã Region, Eastern Amazon Basin. **Quaternary Research**, v. 53, n. 3, p. 369–377, maio 2000.
- BEN-AMI, Y. et al. Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: A case study. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 16, p. 7533–7544, 2010.
- BIDLEMAN, T. F. Atmospheric processes: Wet and dry deposition of organic compounds are controlled by their vapor-particle partitioning. **Environmental science & technology**, v. 22, n. 4, p. 361–367, 1988.
- BISCAYE, P. E. et al. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C12, p. 26765, 1997.
- BOMVETI, T. N.; WAINER, I. E. K. C.; TASCETTO, A. S. Tropical. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, n. 4, p. 513–524, 2006.

- BOND, G. et al. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. **Science**, v. 278, n. 5341, p. 1257–1266, 14 nov. 1997.
- BOND, G. et al. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. **Science**, v. 294, n. 5549, p. 2130–2136, 2001.
- BOND, G. C. et al. **Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales**. [s.l.: s.n.]. v. 112
- BREITENBACH, S. et al. **North Atlantic cold events pushed ITCZ southward and weakened Indian summer Monsoon in northern India** 4th General Assembly European Geosciences Union. **Anais...**Vienna: Geophysical Research Abstracts, 2007
- BRISTOW, C. S.; HUDSON-EDWARDS, K. A.; CHAPPELL, A. Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 14, p. n/a–n/a, 30 jul. 2010.
- BROCCOLI, A. J.; DAHL, K. A.; STOUFFER, R. J. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 1, p. n/a–n/a, 2006.
- BURBRIDGE, R. E.; MAYLE, F. E.; KILLEEN, T. J. Fifty-thousand-year vegetation and climate history of Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon. **Quaternary Research**, v. 61, n. 2, p. 215–230, 2004.
- BUSH, M. B. et al. Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia. **The Holocene**, v. 10, n. 5, p. 543–553, 2000.
- BUSH, M. B. et al. Orbital forcing signal in sediments of two Amazonian lakes. **Journal of Paleolimnology**, v. 27, p. 341–352, 2002.
- BUSH, M. B. et al. Amazonian paleoecological histories: One hill, three watersheds. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 214, n. 4, p. 359–393, 2004.
- BUSH, M. B.; SILMAN, M. R.; LISTOPAD, C. M. C. S. A regional study of Holocene climate change and human occupation in Peruvian Amazonia. **Journal of Biogeography**, v. 34, n. 8, p. 1342–1356, 2 ago. 2007.
- CHAPMAN, M. R.; SHACKLETON, N. J. Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. **The Holocene**, v. 10, n. 3, p. 287–291, 1 maio 2000.
- CHELLIAH, M.; ARKIN, P. Large-Scale Interannual Variability of Monthly Outgoing Longwave Radiation Anomalies over the Global Tropics. **Journal of Climate**, v. 5, n. 4, p. 371–389, abr. 1992.
- CHIN, M. et al. Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCART: Model description and global properties. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D20, p. 24671, 2000.
- CHOOBARI, O. A.; ZAWAR-REZA, P.; STURMAN, A. The global distribution of mineral dust and its impacts on the climate system: A review. **Atmospheric Research**, v. 138, p. 152–165, mar. 2014.
- COLINVAUX, P. A. et al. A Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times. **Science**, v. 274, n. 5284, p. 85–88, 1996.
- COLINVAUX, P. A.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSH, M. B. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: The failure of the aridity and refuge hypotheses.

Quaternary Science Reviews, v. 19, n. 1-5, p. 141–169, 2000.

CORDEIRO, R. C. et al. Acumulação de carbono em lagos amazônicos como indicador de eventos paleoclimáticos e antrópicos. **Oecologia Brasiliensis**, v. 12, n. 1, p. 130–154, 2008.

CORDEIRO, R. C. et al. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50Ka to 10Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, n. 3-4, p. 426–436, 2011.

CWIERTNY, D. M.; YOUNG, M. A; GRASSIAN, V. H. Chemistry and photochemistry of mineral dust aerosol. **Annual review of physical chemistry**, v. 59, p. 27–51, 2008.

D'APOLITO, C.; ABSY, M. L.; LATRUBESSE, E. M. The Hill of Six Lakes revisited: New data and re-evaluation of a key Pleistocene Amazon site. **Quaternary Science Reviews**, v. 76, p. 140–155, 2013.

DASCH, E. J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 33, n. 12, p. 1521–1552, dez. 1969.

DE FREITAS, H. A. et al. Late Quaternary Vegetation Dynamics in the Southern Amazon Basin Inferred from Carbon Isotopes in Soil Organic Matter. **Quaternary Research**, v. 55, n. 1, p. 39–46, 2001.

DEBRET, M. et al. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. **Climate of the Past Discussions**, v. 3, n. 2, p. 679–692, 2007.

DELMONTE, B. et al. Comparing the Epica and Vostok dust records during the last 220,000 years: Stratigraphical correlation and provenance in glacial periods. **Earth-Science Reviews**, v. 66, n. 1-2, p. 63–87, 2004.

DEPAOLO, D. J.; WASSERBURG, G. J. Nd isotopic variations and petrogenic models. **Geophysical Research Letters**, v. 3, n. 5, p. 249–252, 1976.

DIXIT, Y. et al. Abrupt weakening of the Indian summer monsoon at 8.2 kyrB.P. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 391, p. 16–23, 2014.

ENGELSTAEDTER, S.; TEGEN, I.; WASHINGTON, R. North African dust emissions and transport. **Earth-Science Reviews**, v. 79, n. 1-2, p. 73–100, nov. 2006.

EVANGELISTA, H. et al. South Tropical Atlantic anti-phase response to Holocene Bond Events. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 21–27, dez. 2014.

FAURE, G. **Principles of isotope geology**. [s.l: s.n.].

FERREIRA, N. S. Zona de convergência intertropical. **Climanalise**, 1996.

FERREIRA, N. S. et al. Loczcit - Um Procedimento Numérico Para Localização Do Eixo Central Da Zona De Convergência Intertropical No Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 159–164, 2005.

FORMENTI, P. et al. Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) - Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D14, p. 14919, 2001.

FORMENTI, P. et al. Recent progress in understanding physical and chemical properties of mineral dust. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 10, n. 12, p. 31187–31251, 2010.

- FORTI, M. C.; MOREIRA-NORDEMANN, L. M. Rainwater and Throughfall Chemistry in a Terra Firme Rain-Forest - Central Amazonia. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 96, n. D4, p. 7415–7421, 1991.
- GAIERO, D. M. et al. The signature of river- and wind-borne materials exported from Patagonia to the southern latitudes: A view from REEs and implications for paleoclimatic interpretations. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 219, n. 3-4, p. 357–376, 2004.
- GAIERO, D. M. et al. A uniform isotopic and chemical signature of dust exported from Patagonia: Rock sources and occurrence in southern environments. **Chemical Geology**, v. 238, n. 1-2, p. 107–120, 2007.
- GAIERO, D. M. Dust provenance in Antarctic ice during glacial periods: From where in southern South America? **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 17, p. 1–6, 2007.
- GIOIA, S. M. C. L. et al. Insights into the dynamics and sources of atmospheric lead and particulate matter in São Paulo, Brazil, from high temporal resolution sampling. **Atmospheric Research**, v. 98, n. 2-4, p. 478–485, 2010.
- GIOVANNINI, A. **Contribuição à geologia e geoquímica do carbonatito e da jazida de seis lagos**. 2013. 128 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.
- GOLDSTEIN, S. L.; ONIONS, R. K.; HAMILTON, P. J. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. v. 70, p. 221–236, 1984.
- GREEN, P. J.; SEHEULT, A. H.; SILVERMAN, B. W. Density Estimation for Statistics and Data Analysis. **Applied Statistics**, v. 37, n. 1, p. 120, 1988.
- GROUSSET, F. E. et al. Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 87, n. 4, p. 367–378, 1988.
- GROUSSET, F. E. et al. Origins of peri-Saharan dust deposits traced by their Nd and Sr isotopic composition. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 93, n. 3-4, p. 203–212, 1992.
- GROUSSET, F. E. et al. Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: Last Glacial Maximum vs today. **Quaternary Science Reviews**, v. 17, n. 4-5, p. 395–409, 1998.
- GROUSSET, F. E.; BISCAYE, P. E. Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. **Chemical Geology**, v. 222, n. 3-4, p. 149–167, 2005a.
- GROUSSET, F. E.; BISCAYE, P. E. Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. **Chemical Geology**, v. 222, n. 3-4, p. 149–167, nov. 2005b.
- HAUG, G. H. et al. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. **Science (New York, N.Y.)**, v. 293, n. 5533, p. 1304–8, 17 ago. 2001.
- HAYWOOD, J. et al. Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. Solar spectrum. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D18, p. 8577, 2003.
- HERMAN, J. R. et al. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D14, p. 16911, 1 jul. 1997.
- HIJMANS, R. J. et al. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 15, p. 1965–1978, dez. 2005.

- HILDRETH, W.; MOORBATH, S. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 98, n. 4, p. 455–489, 1988.
- HU, Y.; LI, D.; LIU, J. Abrupt seasonal variation of the ITCZ and the Hadley circulation. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 18, p. L18814, 28 set. 2007.
- IPCC. Climate change 2007: the physical science basis. **Intergovernmental Panel on Climate Change**, v. 446, n. 7137, p. 727–8, 2007.
- IRION, G. et al. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 240, n. 3-4, p. 523–535, out. 2006.
- JICKELLS, T. D. et al. Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate. **Science**, v. 308, n. 5718, p. 67–71, 2005.
- JORDAN, C. F. The Nutrient Balance of an Amazonian Rain Forest. **Ecology**, v. 63, n. 3, p. 647, jun. 1982.
- JUSTO, L. C.; SOUZA, M. M. **Jazida de Nióbio do Morro dos Seis Lagos, Amazonas, Capítulo XXXVII - Principais Depósitos Mineraiis do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1984.
- KAUFMAN, Y. J. et al. Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 110, n. 10, p. 1–16, 2005.
- KOREN, I. et al. The Bodélé depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. **Environmental Research Letters**, v. 1, n. 1, p. 014005, 30 out. 2006.
- KOUTAVAS, A. et al. Mid-Holocene El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. **Geology**, v. 34, n. 12, p. 993, 2006.
- KRATZMANN, D. J. et al. Simulations of tephra dispersal from the 1991 explosive eruptions of Hudson volcano, Chile. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 190, n. 3-4, p. 337–352, 2010.
- KRAVCHINSKY, V. A. et al. Discovery of Holocene millennial climate cycles in the Asian continental interior: Has the sun been governing the continental climate? **Global and Planetary Change**, v. 110, p. 386–396, 2013.
- KUMAR, A. et al. A radiogenic isotope tracer study of transatlantic dust transport from Africa to the Caribbean. **Atmospheric Environment**, v. 82, p. 130–143, 2014.
- KURBATOV, A. V. et al. A 12,000 year record of explosive volcanism in the Siple Dome Ice Core, West Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D12, p. D12307, 2006.
- LACAN, F.; TACHIKAWA, K.; JEANDEL, C. Neodymium isotopic composition of the oceans: A compilation of seawater data. **Chemical Geology**, v. 300-301, p. 177–184, 2012.
- LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. **Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation datasets** *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996. Disponível em: <http://ci.nii.ac.jp/naid/10010122825/>
- LISTOPAD, C. **Vegetational changes, fire history and human impact during the last**

6000 years: a paleoecological study of the Madre de Dios Province, Lowland Peru. [s.l.] Florida Institute of Technology, 2001.

LUIZÃO, F. J. Ciclos de nutrientes na amazônia: respostas às mudanças ambientais e climáticas. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 1–6, 2007.

MAHER, B. A. et al. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 1-2, p. 61–97, abr. 2010.

MARRINER, N. et al. ITCZ and ENSO-like pacing of Nile delta hydro-geomorphology during the Holocene. **Quaternary Science Reviews**, v. 45, p. 73–84, jun. 2012.

MARTINS, G. S. **Reconstrução paleoclimática e paleohidrológica em registros sedimentares de lagos amazônicos.** 2016. ? f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Química, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2016.

MAYEWSKI, P. A. et al. Holocene climate variability. **Quaternary Research**, v. 62, n. 3, p. 243–255, nov. 2004.

MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. **Science (New York, N.Y.)**, v. 290, n. 5500, p. 2291–2294, 2000.

MAYLE, F. E.; POWER, M. J. Impact of a drier Early-Mid-Holocene climate upon Amazonian forests. **Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1829–38, 27 maio 2008.

MCTAINSH, G.; STRONG, C. The role of aeolian dust in ecosystems. **Geomorphology**, v. 89, n. 1-2 SPEC. ISS., p. 39–54, 2007.

MITCHELL, T. P.; WALLACE, J. M. **The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature** *Journal of Climate*, 1992.

MOREIRA, L. S. **Mudanças Paleohidrológicas em lagos de várzea do rio Amazonas.** 2012. ?f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Química, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012.

NOBRE, C. A.; NOBRE, A. D. O balanço de carbono da Amazônia brasileira. **Estudos avançados**, v. 16, n. 45, p. 81–90, 2002.

OZER, P. et al. Estimation of air quality degradation due to Saharan dust at Nouakchott, Mauritania, from horizontal visibility data. **Water, Air, and Soil Pollution**, v. 178, n. 1-4, p. 79–87, 2006.

PATTERSON, E. M. Optical properties of the crustal aerosol: Relation to chemical and physical characteristics. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, n. C4, p. 3236, 1981.

PERRY, K. D. et al. Long-range transport of North African dust to the eastern United States. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D10, p. 225–238, 1997.

PRADO, L. F. et al. Mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. **Climate of the Past Discussions**, v. 8, n. 6, p. 5925–5961, 29 nov. 2012.

PRADO, L. F. et al. A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. **Climate of the Past**, v. 9, n. 5, p. 2117–2133, 9 set. 2013.

PROSPERO, J. M. et al. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing

- aerosol product. **Reviews of Geophysics**, v. 40, n. 1, p. 1–31, 2002.
- PROSPERO, J. M. et al. Characterizing the annual cycle of African dust transport to the Caribbean Basin and South America and its impact on the environment and air quality. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 28, n. 7, p. 757–773, jul. 2014.
- PROSPERO, J. M.; GLACCUM, R. A.; NEES, R. T. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. **Nature**, v. 289, n. 5798, p. 570–572, 12 fev. 1981.
- PROSPERO, M. Long-term measurements of the transport of African mineral dust to the southeastern United States : Implications for regional air quality are also observed. **Journal of G**, v. 104, p. 15,917–15927, 1999.
- REICHHOLF, J. H. Is Saharan Dust a Major Source of Nutrients for the Amazonian Rain Forest? **Studies on Neotropical Fauna and Environment**, v. 21, n. 4, p. 251–255, 1986.
- RICKLEFS, R. E. **A economia da natureza**. 6^a. ed. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan, 2011.
- RUSSELL, J. M.; JOHNSON, T. C. Late Holocene climate change in the North Atlantic and equatorial Africa: Millennial-scale ITCZ migration. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. April, p. L17705, 2005.
- SALATI, E.; VOSE, P. B. Amazon basin: a system in equilibrium. **Science (New York, N.Y.)**, v. 225, n. 4658, p. 129–38, 13 jul. 1984.
- SAMPAIO, E. V. S. B. Caracterização da caatinga e fatores ambientais que afetam a ecologia das plantas lenhosas. In: SALES, V. C. (Ed.). **Ecosistemas brasileiros: manejo e conservação**. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2003. p. 129–142.
- SANTOS, G. M. et al. Chronology of the atmospheric mercury in Lagoa Da Pata Basin upper Rio Negro region of Brazilian Amazon. **Radiocarbon**, v. 43, p. 801–808, 2001.
- SCHEUVENS, D. et al. Bulk composition of northern African dust and its source sediments - A compilation. **Earth-Science Reviews**, v. 116, n. 1, p. 170–194, 2013.
- SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G. H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. **Nature**, v. 513, n. 7516, p. 45–53, 3 set. 2014.
- SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change**. 2^a. ed. [s.l.] Wiley, 2006.
- SOUBIÈS, F. et al. A fifty-year climatic signal in three Holocene stalagmite records from Mato Grosso, Brazil. **Quaternary International**, v. 135, n. 1, p. 115–129, jun. 2005.
- SOUZA, C. R. DE G. **Quaternário do Brasil**. 1^a. ed. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005.
- STUIVER, M. et al. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. **Radiocarbon**, v. 40, n. 3, p. 1040–1083, 1998.
- SWAP, R. et al. Saharan dust in the Amazon Basin. **Tellus B**, v. 44, n. 2, p. 133–149, abr. 1992.
- TALBOT, R. W. et al. Aerosol Chemistry During the Wet Season in Central Amazonia: The Influence of Long-Range Transport. **J. Geophys. Res.**, v. 95, n. D10, p. 16955–16969, 1990.
- TURCQ, B. et al. **O paleoclima da Amazônia no Holoceno**X Congresso da Associação Brasileira de estudos no Quaternário. **Anais...**2007
- URREGO, D. H.; ARONSON, R. B.; BUSH, M. B. **Holocene ITCZ and ENSO-driven**

climate variability from the Panama isthmusAmerican Geophysical Union, Fall Meeting 2009. **Anais...**San Francisco: 2009

USHER, C. R.; MICHEL, A. E.; GRASSIAN, V. H. Reactions on Mineral Dust. **Chemical Reviews**, v. 103, n. 12, p. 4883–4939, 2003.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro**. 1989. 99f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo, 1989.

VALERIANO, C. M. et al. **A new TIMS laboratory under construction in Rio de Janeiro, Brazil**IV South American Symposium on Isotope Geology. **Anais...**Salvador: Short Papers IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003

VAN DER HAMMEN, T.; HOOGHIEMSTRA, H. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 8, p. 725–742, 2000.

VAZ, G. S. et al. **Resultados preliminares das razões isotópicas de estrôncio (Sr) e neodímio (Nd) do padrão do basalto BRP-1 (Basalto de Ribeirão Preto) no laboratório de geocronologia e isótopos radiogênicos - LAGIR - UERJ, Rio de Janeiro**Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil. **Anais...**São Paulo: 2009

VERSCHUREN, D. et al. Half-precessional dynamics of monsoon rainfall near the East African Equator. **Nature**, v. 462, n. 7273, p. 637–641, 3 dez. 2009.

VITOUSEK, P. M. Litterfall, Nutrient Cycling, and Nutrient Limitation in Tropical Forests. **Ecology**, v. 65, n. 1, p. 285–298, 1984.

VITOUSEK, P. M.; SANFORD, R. L. **Nutrient Cycling in Moist Tropical Forest****Annual Review of Ecology and Systematics**, 1986.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A Satellite-derived Climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, n. 11, p. 2162–2174, nov. 1993.

WANNER, H. et al. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, n. 19-20, p. 1791–1828, out. 2008.

WANNER, H. et al. Structure and origin of Holocene cold events. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, n. 21-22, p. 3109–3123, 2011.

WENG, C.; BUSH, M. B.; ATHENS, J. S. Holocene climate change and hydrarch succession in lowland Amazonian Ecuador. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 120, n. 1-2, p. 73–90, 2002.

WOROBIEC, A. et al. Characterisation of Amazon Basin aerosols at the individual particle level by X-ray microanalytical techniques. **Atmospheric Environment**, v. 41, n. 39, p. 9217–9230, 2007.

YU, H. et al. The fertilizing role of African dust in the Amazon rainforest: A first multiyear assessment based on data from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations. **Geophysical Research Letters**, p. 1–8, 2015.

ANEXO - Banco de dados dos valores de sr e nd das possíveis áreas fontes emisoras de poeira para a área de estudo

Code	Geographic location	Country	Data source/doi	Kind of sample	Lat	Lon	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($+2\sigma \times 10^{-6}$)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($+2\sigma \times 10^{-6}$)	$\epsilon\text{Nd} (0)$
Ouj	Oujda - Marocco	Marroco	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	34,41	-1,55	0,716593	0,512031	-11,84
Elra	El Rachid ia - Marocco	Marroco	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	31,58	-4,2	0,716932	0,511938	-13,65
Foum	Foum el Hassan - Marocco	Marroco	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	29,03	-8,91	0,728197	0,511761	-17,11
Smara	Essmarra - Marocco	Marroco	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	28,56	-10	0,734041	0,511798	-16,39
Tas	Tadjenanet	Argéria	10.1038/286335a0	Loess	36,7	5,59	0,713000	0,511247	-27,13
IF48	Marocco	Marroco	10.1016/0031-0182(92)90097-O	Loess	31,79	-7,09	0,723111	0,512221	-8,13
Egypt#1	Egypt	Egypt	10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	30,06	31,25	0,715874	0,512098	-10,53
Egypt#2	Egypt	Egypt	10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	30,06	31,25	0,718270	0,512050	-11,47
Lybia	Lybia	Lybia	10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	25	17	0,715206	0,512088	-10,73
IF48	Morocco	Marroco	10.1016/0031-0182(92)90097-O	sediment	32	-5	0,723111	NA	-8,30
TUI78	Tunisia	Tunisia	10.1016/0031-0182(92)90097-O	sediment	34	9	0,714239	NA	-9,50
Zouerat	Zouerat	Mauritania	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	22,75	-12,48	0,735679	0,511725	-17,81
Atar	Atar	Mauritania	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	20,31	-13,4	0,727284	0,511717	-17,97
Erg	Erg sud Atar	Mauritania	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	20,31	-13,4	0,737645	0,511943	-13,56
Elm	El Mroiti	Mauritania	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	20,31	-13,4	0,737535	0,511784	-16,66
Tich	Tichit	Mauritania	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	18,33	-11,26	0,731493	0,511856	-15,25
Kif	Kiffa	Mauritania	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	16,61	-11,4	0,728389	0,511923	-13,95
Nou	Nouakchott	Mauritania	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	18,18	-15,92	0,720021	0,511760	-17,13
Kay	Kayes	Mali	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	14,45	-11,44	0,736840	0,511855	-15,27
Tamba	Tambacounda	Senegal	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	13,77	-13,66	0,718296	0,511894	-14,51
Est	Est Dakar	Senegal	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	14,76	-17,36	0,726326	0,511807	-16,21
Foun	Foundiougne	Senegal	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	14,7	-16,28	0,714707	0,511901	-14,38
Til	Tillabéri	Niger	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	14,33	2,08	0,723832	0,511999	-12,46
Lab	Labbe	Guinea	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	11,32	-12,28	0,723603	0,512013	-12,19
Ivo	Ivory Coast	Costa do Marfim	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Loess	8	-5	0,714600	0,511493	-22,34

Nya	Niamey	Niger	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Aerosol	14	2,3	0,714660	0,512123	-10,05
A18	Sierra Leone Basin	Serra Leoa	10.1016/S0277-3791(97)00048-6	Aerosol	12	-13,3	0,714660	0,511897	-14,45
H	Niger	Niger	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028		13,29492	2,10189	0,715016	0,512063	-11,22
NPS	Niger	Niger	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028		14,15175	13,06878	0,715308	0,512066	-11,16
NA	Mbour	Senegal	10.1029/2011JD016173	deposited dust	14,42	-16,96	0,714741	NA	-13,40
NA	Mbour	Senegal	10.1029/2011JD016173	deposited dust	14,42	-16,96	0,715007	NA	-13,20
NA	Mbour	Senegal	10.1029/2011JD016173	deposited dust	14,42	-16,96	0,720475	NA	-13,60
NA	Mbour	Senegal	10.1029/2011JD016173	deposited dust	14,42	-16,96	0,719425	NA	-13,40
NA	Mbour	Senegal	10.1029/2011JD016173	deposited dust	14,42	-16,96	0,717348	NA	-13,00
NA	Mbour	Senegal	10.1029/2011JD016173	deposited dust	14,42	-16,96	0,713595	NA	-13,10
NA	Mbour	Senegal	10.1029/2011JD016173	deposited dust	14,42	-16,96	0,715038	NA	-14,40
Sahara#1	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,725225	0,511949	-13,44
Sahara#2	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,721871	0,512062	-11,24
Sahara#3	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,721116	0,511897	-14,45
Sahara#4	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,720972	0,511980	-12,84
Sahara#5	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,720711	0,512059	-11,29
Sahara#6	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,724512	0,511959	-13,25
Sahara#7	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,719251	0,511913	-14,14
Sahara#8	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,724259	0,511890	-14,59
Sahara#9	Sahara		10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Aerosol	23,8	11,28	0,722272	0,512025	-11,96
Bod 43.5	Prx a Koro Toro	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028		16,0612	18,33	0,728334	0,511985	-12,74
Bod 44	Bodele depression	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028		16,08139	18,3593	0,714982	0,512114	-10,22
Bod 44B	Bodele depression	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028		16,08139	18,3593	0,714774	0,512122	-10,07
Bod 44D	Bodele depression	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028		16,13273	18,36397	0,727912	0,511979	-12,86
Bod 51	Bodele	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028		17,13777	19,02149	0,721293	0,512023	-12,00

	depression		28						
Bod 54A	Bodele depression	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028	16,0919	18,35464	0,729080	0,511966	-13,11	
Bod 54B	Bodele depression	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028	16,0919	18,35464	0,727608	0,511975	-12,93	
M	Chad	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028	14,07704	15,18753	0,715886	0,512065	-11,18	
FL	Chad	Chad	http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028	17,56113	19,06743	0,715799	0,512068	-	11,11895724
SM215		Namibia	10.1093/petroj/39.2.227	-17,5	15	0,72502	0,512189	-8,76	
SM230		Namibia	10.1093/petroj/39.2.227	-17,5	15	0,723847	0,512133	-9,85	
OS-5		Namibia	10.1093/petroj/39.6.1117	-20,68	15,85	0,705363	0,512563	-1,46	
97SB79		Namibia	10.1093/petrology/42.11.2049	-20,7	14,1	0,70655	0,512803	3,22	
97SB75		Namibia	10.1093/petrology/42.11.2049	-20,7	14,1	0,70332	0,513089	8,80	
SMG127		Namibia	10.1093/petroj/39.2.191	-21,09	14,01	0,704553	0,512885	4,82	
SMG018		Namibia	10.1093/petroj/39.2.191	-21,09	14,01	0,710638	0,512132	-9,87	
SMG024		Namibia	10.1093/petroj/39.2.191	-21,09	14,01	0,710458	0,512255	-7,47	
SMG097		Namibia	10.1093/petroj/39.2.191	-21,09	14,01	0,71295	0,512235	-7,86	
SMG032		Namibia	10.1093/petroj/39.2.191	-21,09	14,01	0,716178	0,512163	-9,27	
BO19		Botswana	10.1093/petrology/egm010	-212668	27,5	0,70552	0,512477	-3,14	
VB38		Namibia	10.1093/petrology/egm012	-213189	147202	0,73864	0,512335	-5,91	
RD336		Namibia	10.2113/gssajg.110.2-3.477	-21,36	15,61	0,711507	0,512495	-2,79	
KLS122		Namibia	Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province. Geological Society of South Africa	-21,4	13,9	0,70334	0,51294	5,89	
KLS145		Namibia	Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province. Geological Society of South Africa	-21,4	13,9	0,70305	0,51303	7,65	
SMG094D		Namibia	10.1093/petroj/39.2.227	-21,53	14,1	0,740388	0,512555	-1,62	
SMG094F		Namibia	10.1093/petroj/39.2.227	-21,53	14,1	0,711318	0,512655	0,33	
SMG052		Namibia	10.1093/petroj/39.2.191	-21,53	14,1	0,719018	0,512078	-10,92	
SMG053		Namibia	10.1093/petroj/39.2.191	-21,53	14,1	0,715148	0,512135	-9,81	
SMG057		Namibia	10.1093/petroj/39.2.191	-21,53	14,1	0,713768	0,512166	-9,21	
RD328A		Namibia	10.2113/gssajg.110.2-3.477	-21,7	15,37	0,710598	0,51255	-1,72	
VB29		Namibia	10.1093/petrology/egm012	-21,83	15,13	0,71652	0,512116	-10,18	
VB7		Namibia	10.1093/petrology/egm012	-21,83	15,13	0,71122	0,512292	-6,75	
VB9		Namibia	10.1093/petrology/egm012	-21,83	15,13	0,709824	0,512294	-6,71	
VB30		Namibia	10.1093/petrology/egm012	-21,83	15,13	0,773904	0,512032	-11,82	

VB12		Namibia	10.1093/petrology/egm012		-21,83	15,13	0,795559	0,511804	-16,27
158C		Namibia	10.2113/gssajg.110.2-3.477		-21,95	15,32	0,710567	0,512538	-1,95
HFG122		Namibia	10.1016/0009-2541(95)00188-3		-28	16,7	0,75907	0,51258	-1,13
HFG10		Namibia	10.1016/0009-2541(95)00188-3		-28	15,7	0,70367	0,5126	-0,74
HFG12		Namibia	10.1016/0009-2541(95)00188-3		-28	15,7	0,70945	0,51261	-0,55
HFG16		Namibia	10.1016/0009-2541(95)00188-3		-28	15,7	0,70945	0,51267	0,62
HFG13		Namibia	10.1016/0009-2541(95)00188-3		-28	15,7	0,70694	0,51301	7,26
PETDB-2488-SJH079		South Africa	10.1007/s00410-008-0305-1		-28,4	26,7	0,709043	0,512079	-10,90
SAFR1	Sesriem	Namibia	10.1016/j.earscorev.2003.10.004	Sand	-24,29	15,48	0,72133	0,512098	-10,53
SAFR2	Sossusvlei	Namibia	10.1016/j.earscorev.2003.10.004	Sand	-24,42	15,17	0,721042	0,512083	-10,83
SAFR3	Kuiseb	Namibia	10.1016/j.earscorev.2003.10.004	Sand	-23,07	14,3	0,722849	0,512104	-10,42
WA3-F	Walvis Bay	Namibia	10.1016/j.chemgeo.2005.05.006	Dust	-23	15	0,722823	0,512404	-4,56
SAFR4	Sossusvlei	Namibia	10.1016/j.earscorev.2003.10.004	Sand	-24,42	15,17	0,719708	0,512207	-8,41
SAFR5	Kalahari dessert	Namibia	10.1016/j.earscorev.2003.10.004	Sand	-27	20	0,747157	0,511382	-24,50
GOB-A4	Gobabeb - Namibia desert	Namibia	10.1016/0031-0182(92)90097-O	Aerosol	-23,56	15,04	0,725423	0,512243	-7,71
GOB-A5	Gobabeb - Namibia desert	Namibia	10.1016/0012-821X(92)90177-W	Aerosol	-23,56	15,04	0,724816	0,512134	-9,83
GOB-A6	Gobabeb - Namibia desert	Namibia	10.1016/0012-821X(92)90177-W	Aerosol	-23,56	15,04	0,721688	0,512085	-10,79
LUD-A11	Luderitz - Namibia desert	Namibia	10.1016/0012-821X(92)90177-W	Aerosol	-26,62	15,15	0,723115	0,511534	-21,54
OR-A19	Oranjemund - Namibia desert	Namibia	10.1016/0012-821X(92)90177-W	Aerosol	-28,55	16,42	0,721911	0,511997	-12,50
KA-H	Kalahari	Namibia	10.1016/0012-821X(92)90177-W	loess	-27,3	20	0,746431	0,512444	-3,78
KA-H a	Kalahari	Namibia	10.1016/0012-821X(92)90177-W	loess	-27,3	20	0,747157	0,511382	-24,50
Basu1	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	-	-	0,721038	0,512057	-11,33
Basu2	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	-	-	0,720808	0,512218	-8,19

					7					
Basu4	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	12,5166666 7	69,2166666 7	0,721938	0,512227	-8,02	
Basu5	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	12,8666666 7	69,8666666 7	0,723389	0,512109	-10,32	
Basu6	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	-12,75	-70,4	0,714675	0,512266	-7,26	
Basu7	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	12,7666666 7	-69,15	0,719327	0,512056	-11,35	
Basu8	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	13,0666666 7	69,4833333 3	0,723344	0,512085	-10,79	
Basu9	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	13,1333333 3	69,5666666 7	0,716938	0,512085	-10,79	
Basu10	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	11,2833333 3	67,8333333 3	0,722887	0,512048	-11,51	
Basu11	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	11,1833333 3	67,6833333 3	0,721792	0,512038	-11,70	
Basu12	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	-11,05	67,6166666 7	0,722524	0,512068	-11,12	
Basu13	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	11,1666666 7	68,6333333 3	0,722161	0,512220	-8,15	
Basu14	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	11,1666666 7	68,4333333 3	0,719672	0,512078	-10,92	
Basu16	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	11,0166666 7	67,8166666 7	0,723360	0,512215	-8,25	
Basu20	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	-10,6	-66,25	0,722465	0,512051	-11,45	
Basu22	Madre de	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	-	-	0,716767	0,512033	-11,80	

	Dios basin				11,0666666 7	66,7166666 7				
Basu23	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	- 11,9333333 3	- 68,0666666 7	0,720425	0,512079	-10,90	
Basu24	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	- 12,5166666 7	- 68,8333333 3	0,723225	0,512046	-11,55	
Basu25	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	-12,65	- 70,4333333 3	0,716041	0,512144	-9,64	
Basu26	Madre de Dios basin	Bolivia/Peru	10.1016/0012-821X(90)90172-T	sand	-12,8	- 69,6833333 3	0,715695	0,512194	-8,66	
EF7	Cotopaxi	NVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-9		-0,6	-78,43	0,70441	0,51285	4,14	
EF13	Tungurahua	NVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-9		-1,46	-78,44	0,70442	0,51286	4,33	
EF18	Calpi	NVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-9		-1,63	-78,73	0,70425	0,51291	5,31	
EF20	Punalisa	NVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-9		-1,44	-78,68	0,70422	0,51291	5,31	
EF21	Punalisa	NVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-9		-1,44	-78,68	0,70378	0,51298	6,67	
EF22	Punalisa	NVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-9		-1,44	-78,68	0,70398	0,513	7,06	
53	Purico	CVZ	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-23	-67,75	0,70903	0,512223	-8,10	
49	Purico	CVZ	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-23	-67,75	0,70826	0,512271	-7,16	
P4	Chascon	CVZ	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-22,89	-67,56	0,70749	0,512298	-6,63	
47	Purico	CVZ	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-23	-67,75	0,70803	0,512272	-7,14	
43	Chascon	CVZ	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-22,89	-67,56	0,70724	0,512276	-7,06	
61	Chascon	CVZ	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-22,89	-67,56	0,70693	0,512311	-6,38	
56	Purico	CVZ	Hawkesworth, 1982 - Iotope	bulk	-23	-67,75	0,70951	0,512218	-8,19	

			characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	whole rock					
			Hawkesworth, 1982 - Iotope	bulk					
			characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	whole rock					
63	Chascon	CVZ			-22,89	-67,56	0,70791	0,51228	-6,98
170	San Pedro e San Pablo	CVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-9		-21,88	-68,4	0,70657	0,51247	-3,28
172	San Pedro e San Pablo	CVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-10		-21,88	-68,4	0,70649	0,51245	-3,67
176	San Pedro e San Pablo	CVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-11		-21,88	-68,4	0,7063	0,51253	-2,11
283	San Pedro e San Pablo	CVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-12		-21,88	-68,4	0,70717	0,51236	-5,42
482	San Pedro e San Pablo	CVZ	10.1016/0012-821X(77)90164-13		-21,88	-68,4	0,70595	0,51257	-1,33
PE24	Arequipa	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-16,3	-71,5	0,70797	0,51217	-9,13
PE26	Arequipa	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-16,3	-71,5	0,70707	0,51221	-8,35
PE47	Arequipa	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-16,3	-71,5	0,7076	0,51229	-6,79
PE49	Arequipa	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-16,3	-71,5	0,70762	0,51227	-7,18
PE81	Arequipa	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-16,3	-71,5	0,70673	0,51222	-8,15
PE82	Arequipa	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-16,3	-71,5	0,70733	0,51222	-8,15
PE128	Barroso	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-17	-70	0,70544	0,51235	-5,62
PE129	Barroso	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-17	-70	0,70647	0,51232	-6,20
PE130	Barroso	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-17	-70	0,70551	0,51236	-5,42
PE131	Barroso	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-17	-70	0,70564	0,51224	-7,76
PE144	Barroso	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-17	-70	0,70644	0,51242	-4,25
PE145	Barroso	CVZ	10.1016/0012-821X(82)90172-8		-17	-70	0,70656	0,51227	-7,18
BC9029	Field east os Sajama volcano	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-17,5	-68,25	0,706851	0,512222	-8,11
BC9032	Field east os Sajama volcano	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-18,03	-68,36	0,706547	0,512285	-6,89
BC9034	Field east os Sajama volcano	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-18,17	-68,36	0,706366	0,512207	-8,41
BC9005	Field notheast of Ollague	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-20,51	-67,5	0,70617	0,512329	-6,03

	volcano									
BC9012	Field notheast of Ollague volcano	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-21,04	-67,58	0,705781	0,512405	-4,55	
BC9014	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,29	-67,23	0,705961	0,512359	-5,44	
BC9015	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,28	-67,27	0,705956	0,512366	-5,31	
BC9016A	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,26	-67,23	0,704052	0,512801	3,18	
BC9017	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,35	-67,19	0,706509	0,512249	-7,59	
BC9018	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,29	-67,23	0,705597	0,512307	-6,46	
BC9019	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,23	-67,31	0,705941	0,512266	-7,26	
BC9021	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,17	-67,35	0,705744	0,512165	-9,23	
BC9022	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,14	-66,56	0,707955	0,51226	-7,37	
BC9024	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,14	-66,56	0,710443	0,512199	-8,56	
BC9025	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,12	-67,02	0,713657	0,512159	-9,34	
BC9027	Fields west of Lago Poopo	CVZ	10.1130/0091- 7613(1992)020<1127:VRFTBA>2.3.CO; 2	volcanic material	-19,01	-67,14	0,70757	0,512235	-7,86	
Maipo	Maipo	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of	-34	-	0,704920	0,513000	7,06	

				volcano		69,8166666 7				
Marmolejo	Marmolejo	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	- 33,0833333 3	-69,85	0,704810	0,513000	7,06	
HVT	Hudson volcanic tephra	SVZ	10.1029/2007GL030520	volcanic material	-45,9	-72,97	0,704313	0,513	7,06	
SA8	Isla Grande de Chiloe	SVZ	10.1016/j.earscorev.2003.10.004	Fine Sand	-48,38	-74,06	0,707207	0,512709	1,38	
SA9	Isla Grande de Chiloe	SVZ	10.1016/j.earscorev.2003.10.004	Sand	-48,38	-74,06	0,706891	0,512726	1,72	
	Puyehue-Cordón Caulle	SVZ	10.1093/petrology/29.2.333	Sample of volcano	-40,59	-72,11	0,70412	0,512832	3,78	
	Puyehue-Cordón Caulle	SVZ	10.1093/petrology/29.2.333	Sample of volcano	-40,59	-72,11	0,70414	0,512892	4,95	
	Puyehue-Cordón Caulle	SVZ	10.1093/petrology/29.2.333	Sample of volcano	-40,59	-72,11	0,70408	0,512836	3,86	
	Puyehue-Cordón Caulle	SVZ	10.1093/petrology/29.2.333	Sample of volcano	-40,59	-72,11	0,70407	0,51282	3,55	
T48	Tupungatito	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	-33,4	-69,8	0,704840	0,512589	-0,96	
T110	Cerro alto	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- 33,4833333 3	- 69,8166666 7	0,704810	0,512587	-0,99	
CM1	Marmolejo	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	-33,73	69,8666666 7	0,704760	0,512622	-0,31	
CM3	Marmolejo	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- 33,7333333 3	- 69,8666666 7	0,704940	0,512591	-0,92	
CM7	Marmolejo	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- 33,7333333 3	- 69,8666666 7	0,705200	0,512552	-1,68	
CM16	Marmolejo	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of	-	-	0,705560	0,512534	-2,03	

				volcano	33,7333333 3	69,8666666 7			
CM19	Marmolejo	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- 33,7333333 3	- 69,8666666 7	0,705360	0,512553	-1,66
CM18	Marmolejo	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- 33,7333333 3	- 69,8666666 7	0,705660	0,512510	-2,50
VP4	Palomo	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- -34,6	- 70,2833333 3	0,704260	0,512691	1,03
VT1	Fray Carlos	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	-34,8	-70,35	0,703920	0,512735	1,89
PP1	Plancho-Peteroa	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- 35,2333333 3	- 70,5666666 7	0,704000	0,512787	2,91
PP8	Plancho-Peteroa	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- 35,2333333 3	- 70,5666666 7	0,704240	0,512733	1,85
Q44	Cerro Azul old shield	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	-35,65	-70,75	0,703670	0,512816	3,47
MG181	Nevado de Longavi	SVZ	10.1007/BF00372365	Sample of volcano	- 36,1833333 3	-71,15	0,703960	0,512789	2,95
MP-8	Vulcão Maipo	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-34,16	-69,82	0,70492	0,512619	-0,37
MA-1	Vulcão Marmolejo	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-33,78	-69,89	0,70481	0,512578	-1,17
T1	Tupungato	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-33,3	-69,78	0,70474	0,512598	-0,78
MP-11	Maipo	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-34,16	-69,82	0,70591	0,512546	-1,79
MC13	Maca	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-45,1	-73,17	0,70425	0,512837	3,88
C-7	Cay	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-45,05	-72,98	0,70415	0,512826	3,67
C-1	Cay	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-45,05	-72,98	0,70425	0,51279	2,97
H-1	Hudson	SVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of	-45,9	-72,97	0,70499	0,51275	2,18

L-1	Lautaro	AVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	volcano Sample of volcano	-49,02	-73,55	0,70541	0,512545	-1,81
A-2	Aguilera	AVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-50,33	-73,75	0,70495	0,512693	1,07
MB-9	Burney	AVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-52,33	-73,4	0,70426	0,512748	2,15
MB-21P	Burney	AVZ	10.1016/0012-821X(88)90082-9	Sample of volcano	-52,33	-73,4	0,70406	0,512759	2,36
TS-CAL	El Calafate	Patagônia	10.1029/2007GL030520	Top soils	-50,2	-71,3	0,705198	0,51261	-0,55
TS-SJ	San Julian	Patagônia	10.1029/2007GL030520	Top soils	-49,2	-67,45	0,705922	0,512661	0,45
TS-GAR	Garrayalde	Patagônia	10.1029/2007GL030520	Top soils	-44,4	-66,4	0,704971	0,512669	0,60
TS-SAO	San Antonio Oeste	Patagônia	10.1029/2007GL030520	Top soils	-40,44	-64,56	0,70572	0,562651	0,30
TS-FR	Fitz Roy	Patagônia	10.1029/2007GL030520	Top soils	-47	-67,15	0,706321	0,512662	0,47
TS-RC	Rio Colorado	Patagônia	10.1029/2007GL030520	Top soils	-38,59	-64,04	0,706431	0,512593	-0,88
TS-PV	Peninsula Valdez	Patagônia	10.1029/2007GL030520	Top soils	-42,3	-64,02	0,705439	0,512645	0,14
TS-GA	Guer Aike	Patagônia	10.1029/2007GL030520	Top soils	-51,38	-69,37	0,705383	0,512622	-0,31
	Isla Dawson, Magellan St	Patagônia	10.1038/ngeo474	sedimentos argilosos	-53,6	-70,5	0,711691	0,512412	-4,41
	Guayrabo, Magellan St.	Patagônia	10.1038/ngeo474	sedimentos argilosos	-	-	0,710961	0,512431	-4,04
	Amarillo, Magellan St.	Patagônia	10.1038/ngeo474	sedimentos argilosos	53,56666667	70,98333333	0,710945	0,512409	-4,47
	Otway, Magellan	Patagônia	10.1038/ngeo474	sedimentos argilosos	-52,8	71,08333333	0,709765	0,512548	-1,76
	Cerro Ataud, N.P.I.	Patagônia	10.1038/ngeo474	sedimentos argilosos	-	-72,65	0,730747	0,512218	-8,19
	Esmeralda, N.P.I.	Patagônia	10.1038/ngeo474	sedimentos argilosos	41,28333333	-72,55	0,738596	0,512191	-8,72
	P. Hambre, Magellan St.	Patagônia	10.1038/ngeo474	sedimentos argilosos	-53,6	-70,95	0,711718	0,512407	-4,51

	St. Maria, Magellan St.	Patagônia	10.1038/ngeo474	sedimento s argilosos	-53,3	- 70,9666666 7	0,710073	0,512407	-4,51
Punta Arenas	Tierra de Fuego (chile)	Patagônia	10.1016/S0012-821X(96)00255-5	soils	-54	-69	0,700642	0,512625	-0,25
P90	Patagonian lavas	Patagônia	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-41,81	-68,9	0,70443	0,51268	0,82
P40	Patagonian lavas	Patagônia	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-41,81	-68,9	0,70338	0,513	7,06
P95	Patagonian lavas	Patagônia	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-41,81	-68,9	0,70451	0,51273	1,79
P140	Patagonian lavas	Patagônia	Hawkesworth, 1982 - Iotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins	bulk whole rock	-41,81	-68,9	0,70525	0,51262	-0,35
H1	Hipódromo	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-37,57	-57,38	0,705964	0,512581	-1,11
H2	Hipódromo	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-37,57	-57,38	0,705986	0,512594	-0,86
H3	Hipódromo	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-37,57	-57,38	0,705914	0,512583	-1,07
H4	Hipódromo	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-37,57	-57,38	0,706207	0,512577	-1,19
G1B	Gorina	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-34,54	-58,01	0,707624	0,512478	-3,12
G1C	Gorina	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-34,54	-58,01	0,707557	0,51246	-3,47
G1F	Gorina	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-34,54	-58,01	0,708551	0,5125	-2,69
G2	Gorina	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-34,54	-58,01	0,707701	0,512482	-3,04
G3	Gorina	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-34,54	-58,01	0,707617	0,512554	-1,64
G4	Gorina	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-34,54	-58,01	0,707592	0,512552	-1,68
B2	Baradero	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-33,47	-59,3	0,709927	0,512339	-5,83
B1	Baradero	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-33,47	-59,3	0,709612	0,512361	-5,40
B3	Baradero	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-33,47	-59,3	0,708987	0,51243	-4,06
B4	Baradero	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-33,47	-59,3	0,70895	0,512459	-3,49
B5	Baradero	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-33,47	-59,3	0,709387	0,512432	-4,02
L1	Lozada	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-31,39	-64,64	0,708089	0,512458	-3,51
L2	Lozada	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-31,39	-64,64	0,70827	0,512452	-3,63
L3	Lozada	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-31,39	-64,64	0,708135	0,512469	-3,30
L4	Lozada	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-31,39	-64,64	0,707904	0,512468	-3,32
E1	El Lambadero	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-28,7	-66,06	0,711894	0,512308	-6,44
E2	El	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-28,7	-66,06	0,711274	0,512405	-4,55

	Lambedero									
E3	El Lambedero	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-28,7	-66,06	0,712331	0,512316	-6,28	
E4	El Lambedero	Argentina	10.1016/S0012-821X(03)00260-7	Loess	-28,7	-66,06	0,712134	0,51232	-6,20	
Am 3	Amazon Basin - Rio Trombetas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-1,372777	-56,003066	0,716873	0,511806	-16,23	
Am 4	Amazon Basin - Rio Trombetas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-1,372777	-56,003066	0,718785	0,511841	-15,55	
Man 1	Ao longo da Rodovia BR 174 - Amazonas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-2,51189	-60,02163	0,717555	0,511858	-15,22	
Man 2	Ao longo da Rodovia BR 174 - Amazonas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-2,48599	-60,02197	0,723161	0,511809	-16,17	
Man 4	Ao longo da Rodovia BR 174 - Amazonas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-2,41193	-60,02859	0,718939	0,511845	-15,47	
Man 6	Ao longo da Rodovia BR 174 - Amazonas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-2,35161	-60,02945	0,744478	0,511600	-20,25	
Man 7	Ao longo da Rodovia BR 174 - Amazonas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-2,33979	-60,02612	0,731081	0,511598	-20,29	
Man 8	Ao longo da Rodovia BR 174 - Amazonas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-2,31476	-60,02231	0,721720	0,511664	-19,00	
Man 9	Ao longo da Rodovia BR 174 - Amazonas	Brazil	10.1016/j.epsl.2013.08.028	sedimento superficial	-2,02984	-60,54998	0,720274	0,511799	-16,37	

