

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

**CAROLINE HOLSTEIN DE CAMARGO**

**ANALISE DO CONTEÚDO DE OXIGÊNIO E HIDROGÊNIO ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) NA  
PRECIPITAÇÃO SOBRE A BACIA AMAZÔNICA DE 2013 A 2017**

Porto Alegre

2018

CAROLINE HOLSTEIN DE CAMARGO

**ANALISE DO CONTEÚDO DE OXIGÊNIO E HIDROGÊNIO ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) NA  
PRECIPITAÇÃO SOBRE A BACIA AMAZÔNICA DE 2013 A 2017**

Monografia apresentada ao curso de graduação  
como requisito para obtenção do grau  
de Bacharel em Geologia

**Orientador:** Prof. Dr. Rafael da Rocha Ribeiro

Porto Alegre

2018

# UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitor:** Jane Fraga Tutikian

## INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Camargo, Caroline Holstein de

Análise do conteúdo de oxigênio e hidrogênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) na precipitação sobre a Bacia Amazônica de 2013 a 2017. / Caroline Holstein de Camargo. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[57 f.] ils.

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientadora: Rafael da Rocha Ribeiro

1. Climatologia. 2. Amazônia. 3. Isótopos estáveis. I. Título.

CDU 551.58

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

---

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

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Deus Pais, Todo-Poderoso, criador do Céu e da Terra, à Jesus Cristo, Seu único Filho, nosso Senhor e salvador, e ao Espírito Santo, enviado por Cristo como conselheiro daqueles que recebem à Deus como Senhor.

Agradeço a minha família que me apoiou e dedicou-se em me encorajar desde o meu primeiro momento de vida, dando-me capacitação e educação para tornar-me uma pessoa moralmente correta e intelectualmente desenvolvida, afim de dedicar-me ao trabalho honesto para ajudar outros além da mim mesma.

Agradeço a Igreja Presbiteriana de Canoas (parte da Igreja Presbiteriana do Brasil) por me encorajar na busca pela minha própria santificação em Cristo. Agradeço pelos ensinamentos da Santa Palavra de Deus ministrados pelo Rev. Daniel Alves da Costa, pelos presbíteros e eventuais convidados. Agradeço aos membros da IPC pelo amor e carinho demonstrados em cada momento compartilhado, em especial aos membros Junior Petró e Thais G. da Silva Petró por tornarem-se amigos próximos nos momentos que mais precisei.

Agradeço ao Prof. Doutor Rafael da Rocha Ribeiro por toda a paciência e destreza como orientador e educador para me auxiliar e aguentar as minhas diversas falhas durante o desenvolvimento deste projeto.

Agradeço ao Prof. Jefferson Simões e sua equipe por todo auxílio prestado a minha pessoa durante o desenvolvimento deste projeto.

Agradeço ao Técnico Ronaldo Bernardo por me mostrar o funcionamento do espectrômetro com paciência, atentando para responder todas minhas dúvidas.

Agradeço aos parceiros da rede: Elias Assayag, Kendy Yamaguchi, Jaqueline Maria Soares da Silveira, Daiane Hammes e Lauri Corso.

Agradeço as seguintes entidades: à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao Instituto de Geociências da UFRGS, ao Centro Polar e Climático da UFRGS, pela oportunidade de desenvolver meus conhecimentos nesta etapa de graduação.

Agradeço as entidades: ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, à Universidade Federal do Amazonas, ao Instituto Federal do Pará, à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pelo auxílio disponibilizado que tornou possível a conclusão deste projeto.

Agradeço a equipe do INMET e do IAEA por disponibilizar gratuitamente os dados meteorológicos e isotópicos necessários para a execução deste trabalho.

## RESUMO

A Floresta Amazônica é o maior bioma tropical do mundo e o clima de sua região afeta não só as áreas vizinhas, mas o mundo todo. Alterações nesta climatologia tem sido investigadas por diversos pesquisadores em diferentes períodos utilizando parâmetros climáticos como temperatura e precipitação. Além destes parâmetros um fator de importância no entendimento desta região é o comportamento dos isótopos estáveis ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ) na precipitação. A precipitação na Amazônia é, em grande parte, formada por evapotranspiração da própria floresta. O avanço do desmatamento nos limites da floresta tem substituído a floresta nativa tropical por campos de pastagem ou áreas de plantio. Devido à importância desta reciclagem de água pela evapotranspiração no balanço hídrico da região, muitos pesquisadores tem estudado a influencia destas mudanças da biota no clima e, em particular, na precipitação em vastas áreas da bacia.

Este trabalho pretende comparar os resultados das análises de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  e excesso de deutério (d) das amostras de seis cidades da região amazônica (Belém, Coari, Manaus, Itacoatiara, Porto Velho e Tefé) durante o período de 2013 a 2017, com os valores dos parâmetros climáticos de temperatura e precipitação. As amostras foram analisadas por Espectroscopia Por Tempo de Decaimento em Cavidade no espectrômetro de massa PICARRO L2130i localizado no laboratório de glacioquímica do CPC (Centro Polar e Climático) no IGEO da UFRGS.

Os resultados encontrados mostraram uma forte correlação entre os parâmetros climáticos e o  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ , reforçando a ideia de que o clima amazônico é fortemente dependente das suas fontes de umidade (oceano e floresta). Nas cidades de Itacoatiara, Manaus e Tefé a precipitação resultou em uma correlação inversa forte ( $\rho$  entre -0,75 e -0,85), enquanto Belém e Porto Velho tiveram uma correlação inversa fraca ( $\rho$  entre -0,18 e -0,39). A temperatura máxima resultou em uma correlação positiva forte a muito forte para a região central e oeste nas cidades de Coari, Manaus, Tefé, Porto Velho e Itacoatiara ( $\rho$  entre -0,68 e -0,93), e fraca para a cidade de Belém, região leste da bacia amazônica ( $\rho = 0,28$ ). A anomalia na cidade de Coari foi interpretada como o resultado de uma fonte diferente de umidade originada no Lago Coari.

Palavras-chave: Amazônia. Climatologia. Isótopos estáveis.  $\delta^{18}\text{O}$ .

## ABSTRACT

The Amazon Rainforest is the largest tropical biome in the world and the climate of its region affects not only the surrounding areas but the whole world. Alterations in this climatology have been investigated by several researchers in different periods using climatic parameters such as temperature and precipitation. Besides these parameters an important factor in the understanding of this region is the behavior of the heavy stable isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ ) in the precipitation. Precipitation in the Amazon is largely formed by evapotranspiration of the forest itself. The advance of deforestation at the edge of the forest has replaced the native tropical forest with pasture fields or planting areas. Due to the importance of this water recycling by evapotranspiration in the water balance of the region, many researchers have studied the influence of these biota changes on the climate and, in particular, the precipitation in vast areas of the basin.

This work intends to compare the results of the  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  and deuterium excess (d) analyzes of samples from six cities of the Amazon region (Belém, Coari, Manaus, Itacoatiara, Porto Velho and Tefé) during the period from 2013 to 2017, with the values of the climatic parameters of temperature and precipitation. Samples were analyzed by Cavity Decay Time Spectroscopy on the PICARRO L2130i mass spectrometer located at the glacial chemistry laboratory CPC (Polar and Climatic Center) at IGEO, UFRGS.

The results showed a strong correlation between the climatic parameters and the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ , reinforcing the idea that the Amazon climate is strongly dependent on its sources of moisture (ocean and forest). In the cities of Itacoatiara, Manaus and Tefé precipitation resulted in a strong inverse correlation ( $\rho$  between -0.75 and -0.85), while Belém and Porto Velho had a weak inverse correlation ( $\rho$  between -0.18 and -0.39). The maximum temperature resulted in a strong to very strong positive correlation for the central and western regions in the cities of Coari, Manaus, Tefé, Porto Velho and Itacoatiara ( $\rho$  between -0.68 and -0.93), and weak for the city of Belém, east region of the Amazon basin ( $\rho = 0.28$ ). The anomaly in the city of Coari was interpreted as the result of a different humidity source originated from the Coari Lake.

Keywords: Amazon. Climatology. Stable isotopes.  $\delta^{18}\text{O}$ .

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – A área verde claro delimita a bacia hidrográfica do rio Amazonas; os pontos pretos marcam as cidades estudadas. Os principais núcleos de gelo extraídos dos Andes tropicais são representados por triângulos e os pontos vermelhos indicam as geleiras que fluem para a drenagem do rio Amazonas.....	10
Figura 2 – Esquema simplificado do controle de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação na Bacia Amazônica..	12
Figura 3 – Mapas de correlação do índice de monções (Mobs) do período de dezembro a fevereiro com $\delta^{18}\text{O}$ do IAEA e o $\delta^{18}\text{O}$ da geleira em Huascarán, Quelccaya e Sajama.....	13
Figura 4 – Modelo conceitual dos elementos relevantes para o transporte de umidade pela América do Sul. As setas azuis e verdes retratam o transporte de umidade para o continente a partir do Oceano Atlântico (tropical e sul, respectivamente). A inserção representa uma seção transversal vertical do fluxo ao norte ao longo da linha tracejada vermelha exibida no diagrama, incluindo perfis de vento e temperatura representativos do núcleo do jato de baixo nível (LLJ).....	15
Figura 5 – Correlação entre os valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação e temperatura da superfície, composto por dados observacionais do IAEA-GNIP, com as correlações significativas indicadas por cruz branca.....	19
Figura 6 – Gráfico da relação de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta\text{D}$ na precipitação.....	21
Figura 7 – Gráficos de variações sazonais do $\delta^{18}\text{O}$ mostradas por médias ponderadas de amostras mensais de precipitação (pcpt) coletadas em algumas estações continentais e insulares ou costeiras típicas de A) no hemisfério norte e B) no hemisfério sul.....	23
Figura 8 – Mapa mundial de isolinhas para valores de $\delta^{18}\text{O}$ em precipitações, os valores mais baixos ocorrem mais próximos aos polos.....	25
Figura 9 – Esquema representativo do recipiente de captação de chuva do pluviômetro com lâmina de óleo e filtro de partículas.....	27
Figura 10 – Esquema representativo do analisador Picarro WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring-Down Spectroscopy) mostrando a cavidade óptica e o fluxo da amostra de gás.	28
Figura 11 – Gráfico da precisão analítica das medidas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta\text{D}$ em um líquido típico...	29
Figura 12 – Gráficos da relação de temperatura mensal para cada cidade. (a) Temperatura máxima média, (b) temperatura mínima média. A legenda é semelhante para ambos os gráficos. .....	32
Figura 13 – Gráficos da relação pluviométrica mensal para entre todas as cidade.....	34

Figura 14 – Gráficos dos resultados de $\delta^{18}\text{O}$ , (a) das amostras de todas as cidades estudadas para o período amostrado e (b) da média dos valores do banco de dados coletados no IAEA-GNIP.....	36
Figura 15 – Gráficos dos resultados de $\delta\text{D}$ , (a) das amostras de todas as cidades estudadas e (b) do banco de dados coletados no IAEA-GNIP.....	38
Figura 16 – Relação mensal entre a temperatura e o $\delta^{18}\text{O}$ para todas as cidades amostradas..	42
Figura 17 – Mapa representativo dos intervalos dos resultados da correlação entre a temperatura máxima média e o $\delta^{18}\text{O}$ para todas as cidades analisadas.....	43
Figura 18 – Relação mensal entre a precipitação e o $\delta^{18}\text{O}$ para todas as cidades amostradas..	44
Figura 19 – Mapa representativo dos intervalos dos resultados da correlação entre a precipitação total e o $\delta^{18}\text{O}$ para todas as cidades analisadas.....	45
Figura 20 – Gráfico dos valores mensais do excesso de deutério em todas as cidades estudadas durante o período analisado. Valores acima da linha preta (+10‰) indicam contribuição de água reciclada na amostra.....	46
Figura 21 – Mapa de imagem de satélite da região próxima ao Lago Coari.....	47
Figura 22 – Relação mensal do $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta\text{D}$ entre os resultados das amostras e os dados do IAEA nas cidades de (a; b) Belém, (c; d) Manaus e (e; f) Porto Velho.....	48

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Número de amostras coletadas em cada cidade durante o período selecionado pela aluna.....	26
Tabela 2 – Tabelas geradas com os dados de (a) temperatura máxima média e (b) temperatura mínima média mensal, calculada utilizando o banco de dados do INMET para o período amostrado.....	33
Tabela 3 – Dados de precipitação total mensal calculada utilizando o banco de dados do INMET para o período amostrado.....	35
Tabela 4 – (a) Resultados da análises de $\delta^{18}\text{O}$ mensal de cada cidade, calculado utilizando os resultados do período amostrado, (b) dados mensais do IAEA para as cidades de Belém, Manaus e Porto Velho.....	37
Tabela 5 – (a) Resultados da análises de $\delta\text{D}$ mensal de cada cidade, calculado utilizando os resultados do período amostrado, (b) dados mensais do IAEA para as cidades de Belém, Manaus e Porto Velho.....	39
Tabela 6 – Resultados da análises de excesso de deutério mensal de cada cidade, calculado utilizando os resultados do período amostrado.....	40
Tabela 7 – Valores calculados para o coeficiente de correlação de Pearson entre os isótopos pesados ( $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta\text{D}$ ) e cada um dos parâmetros climatológicos estudados em cada cidade.....	41

## SUMÁRIO

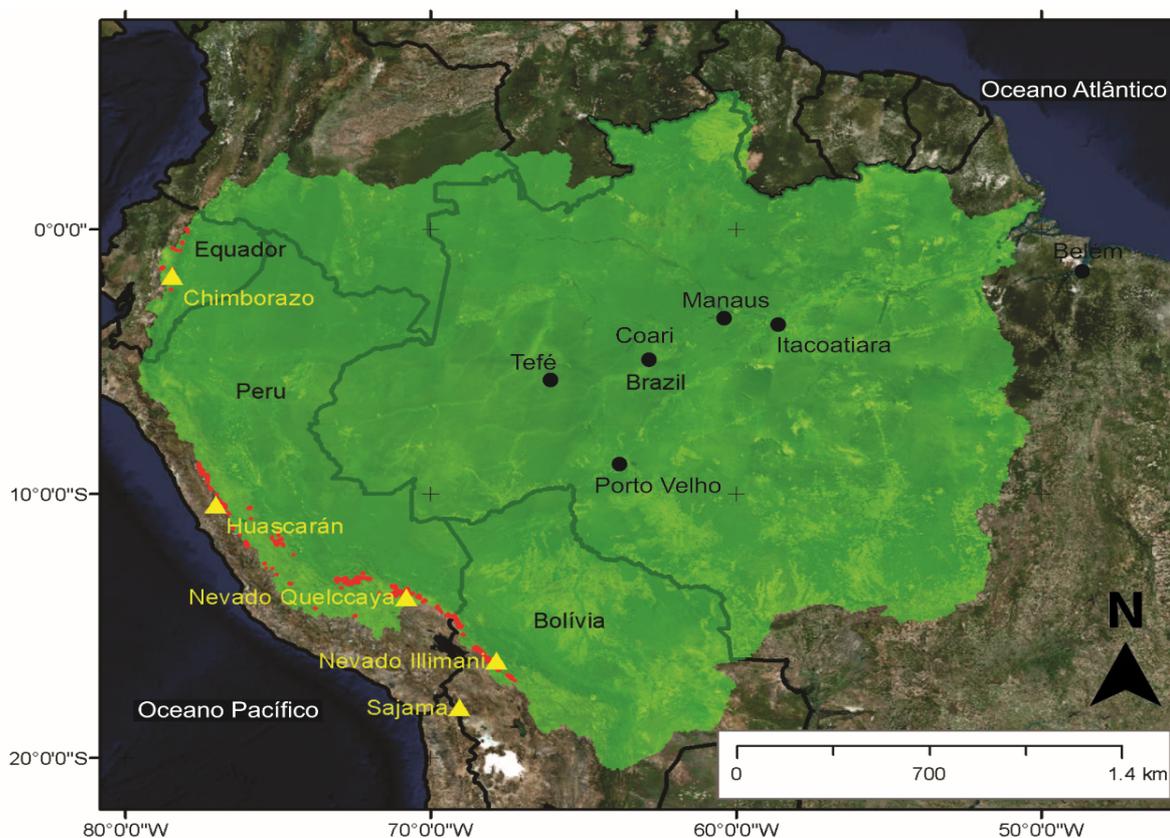
<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>10</b>
1.2 OBJETIVOS E METAS.....	13
<b>2 ESTADO DA ARTE.....</b>	<b>14</b>
2.1 PRECIPITAÇÃO E CLIMATOLOGIA DA REGIÃO AMAZÔNICA.....	14
2.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS NA PRECIPITAÇÃO DA AMAZÔNIA.....	17
2.3 FRACIONAMENTO ISOTÓPICO E EFEITOS OS QUE O AFETAM.....	19
<b>2.3.1 Efeito de quantidade.....</b>	<b>21</b>
<b>2.3.2 Efeito de sazonalidade.....</b>	<b>22</b>
<b>2.3.3 Efeito de continentalidade.....</b>	<b>23</b>
<b>2.3.4 Efeito de latitude.....</b>	<b>24</b>
<b>3 METODOLOGIA.....</b>	<b>26</b>
3.1 MÉTODO DE ESPECTROSCOPIA POR TEMPO DE DECAIMENTO EM CAVIDADE .....	26
3.2 MÉTODOS ESTATÍSTICOS E O COEFICIENTE DE PEARSON.....	30
<b>4 RESULTADOS.....</b>	<b>32</b>
4.1 TEMPERATURA.....	32
4.2 PRECIPITAÇÃO.....	34
4.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS – $\Delta^{18}\text{O}$ , $\Delta\text{D}$ E EXCESSO DE DEUTÉRIO.....	35
<b>4.3.1 Isótopo Estável de Oxigênio – <math>\delta^{18}\text{O}</math>.....</b>	<b>36</b>
<b>4.3.2 Isótopo Estável de Hidrogênio – <math>\delta\text{D}</math>.....</b>	<b>37</b>
<b>4.3.3 Excesso de deutério.....</b>	<b>40</b>
<b>5 DISCUSSÕES.....</b>	<b>41</b>
5.1 RELAÇÃO ENTRE TEMPERATURA E $\Delta^{18}\text{O}$ .....	41
5.2 RELAÇÃO ENTRE PRECIPITAÇÃO E $\Delta^{18}\text{O}$ .....	43
5.3 EXCESSO DE DEUTÉRIO.....	45
5.4 RELAÇÃO ENTRE OS DADOS DO IAEA E AS AMOSTRAS.....	47
<b>7 CONCLUSÕES.....</b>	<b>49</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>51</b>
<b>APÊNDICES.....</b>	<b>56</b>
APÊNDICE 1 – GRÁFICOS DA RELAÇÃO ENTRE A TEMPERATURA MÉDIA E $\Delta^{18}\text{O}$	56

APÊNDICE 2 – GRÁFICOS DA RELAÇÃO ENTRE A TEMPERATURA MÍNIMA E $\Delta^{18}\text{O}$	
.....	57

## 1 INTRODUÇÃO

Dentro do Brasil a floresta amazônica cobre uma área de aproximadamente 5.217.400 km<sup>2</sup>, na região norte do país e estende-se pelo continente Sul-Americano por parte da Colômbia, Peru, Equador, Bolívia e Venezuela (entre 5°N à 15°S) (Figura 1). O bioma amazônico é atualmente o maior bioma de floresta tropical do mundo e é composto por uma grande biodiversidade de flora e fauna exclusiva desta região.

Figura 1 – A área verde claro delimita a bacia hidrográfica do rio Amazonas; os pontos pretos marcam as cidades estudadas. Os principais núcleos de gelo extraídos dos Andes tropicais são representados por triângulos e os pontos vermelhos indicam as geleiras que fluem para a drenagem do rio Amazonas.



Fonte: O autor.

O recente desmatamento da floresta amazônica tem ocorrido por diversos fatores antrópicos como a expansão de áreas agrícolas, aumento da atividade pecuária e o desenvolvimento das áreas metropolitanas. Esta intervenção humana tem causado distúrbios neste ecossistema amazônico, transformando a dinâmica e formação de nuvens e modificando a formação de cúmulos na faixa da baixa atmosfera. O desmatamento tem substituído áreas de mata nativa tropical por vegetação rasteira de pastagem ou campos de agricultura e esta

mudança tem influência no regime de evapotranspiração que contribui para a reciclagem de vapor d'água na atmosfera local.

Estimasse que a evapotranspiração corresponde a 73% da precipitação na região, portanto mudanças na vegetação são um importante fator de influência no ciclo da água na Amazônia. Qualquer alteração da cobertura do solo amazônico (desmatamento/substituição da flora nativa) implicaria em alterações nos parâmetros do balanço de energia e da dinâmica do escoamento da bacia amazônica, afetando diretamente o processo de evaporação e de evapotranspiração. Uma das consequências dessa alteração seria uma provável diminuição da umidade relativa da região, podendo resultar em maiores oscilações térmicas, semelhante a regiões de clima desértico, além de profundas alterações no equilíbrio dos sistemas convectivos característicos desta região (Vila Nova *et al.*, 1976).

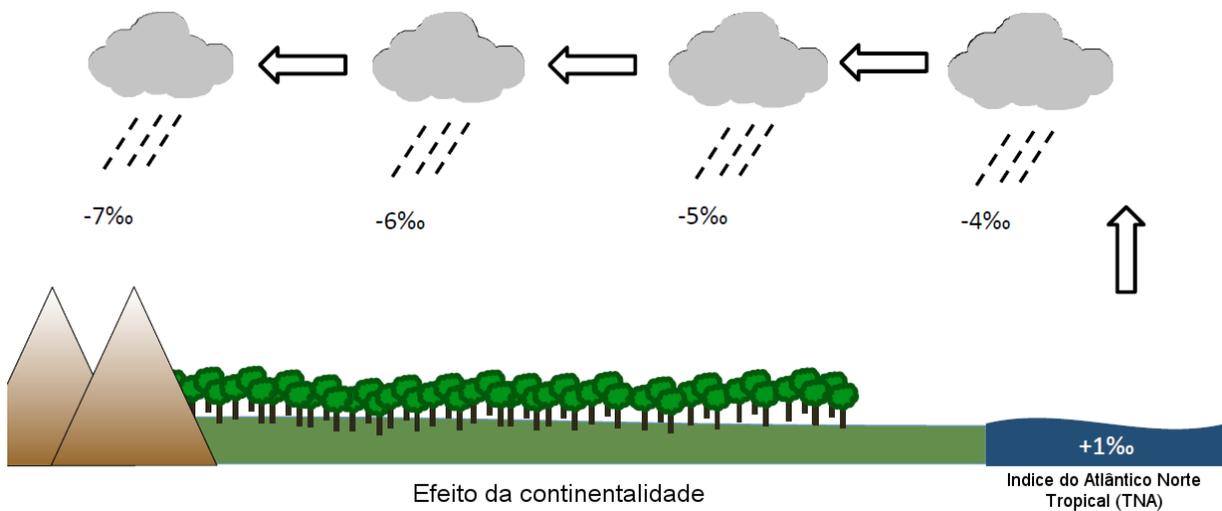
O estudo e interpretação dos isótopos estáveis na precipitação ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ) possuem aplicações em diversas áreas da ciência como hidrologia, hidrogeologia, glaciologia e paleoclimatologia. Por exemplo, ao se identificar as composições de isótopos estáveis extraídas de geleiras (testemunhos de gelo), com leituras de isótopos estáveis ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ) em amostras de precipitação atual, é possível realizarmos inferências das condições paleoclimáticas (temperatura e a precipitação), para o período em que o gelo foi datado.

Dansgaard (1964) identificou em seu trabalho a forte correlação positiva entre a temperatura e o  $\delta^{18}\text{O}$ . Em regiões tropicais pesquisadores como Rozanski e Aragua's (1995) e Vuille *et al.* (2003) identificaram uma inversão nesta correlação, onde valores altos (baixos) de temperatura coincidem com valores depletados (enriquecidos) de  $\delta^{18}\text{O}$  na precipitação. Vuille *et al.* (2003) explicam este comportamento na região tropical das Américas pelo fato da composição de  $\delta^{18}\text{O}$  na precipitação refletir a pluviometria da região em vez da temperatura, pois próximo ao Equador altas temperaturas e a ocorrência de chuvas tendem a coincidir.

A forte ocorrência de chuvas nos trópicos está associada a um regime convectivo vertical de pequena escala identificado como “efeito da quantidade”, e com o desenvolver do fracionamento isotópico por condensação do vapor, a fração isotopicamente rica é removida e o vapor restante torna-se enriquecido em moléculas compostas por isótopos leves (Vuille *et al.*, 2003).

Nos trópicos, temos a entrada e deslocamento das massas de ar oceânicas para o continente; à medida que estas massas de ar avançam, a condensação fraciona as moléculas de água no vapor e enriquece a massa de ar em isótopos leves, este comportamento é chamado de “efeito da continentalidade” (Figura 2).

Figura 2 – Esquema simplificado do controle de  $\delta^{18}\text{O}$  na precipitação na Bacia Amazônica.

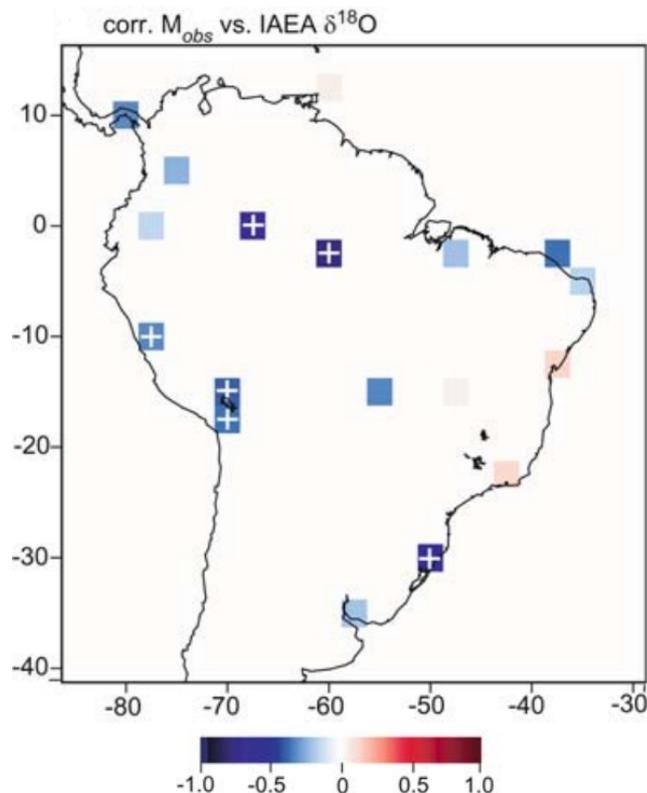


Fonte: Alterado de Pattnayak *et al.* (2017).

Mais de 50% da precipitação anual cai durante os meses de verão em grande parte da América do Sul tropical e subtropical, este comportamento é associado ao estabelecimento do Sistema de Monção da América do Sul (SASM). Em escalas de tempo mais longas (interanuais ou maiores), a precipitação durante os meses de verão, mostra maiores variações na intensidade e extensão espacial. Essa variabilidade na precipitação é causada por vários fatores que influenciam o SASM durante os estágios de desenvolvimento e maduro, incluindo a temperatura da superfície do Atlântico tropical (SST), o El Niño-Oscilação Sul (ENSO), as condições da superfície terrestre como umidade do solo ou cobertura vegetal e as interações com a circulação atmosférica extratropical (Vuille *et al.*, 2005).

A partir de modelos gerais de circulação atmosférica e dados de  $\delta^{18}\text{O}$ , a relação entre o SASM e o  $\delta^{18}\text{O}$  na precipitação foi determinada por Vuille *et al.* (2005). Através desta comparação foi apontado que os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  do banco de dados da Agência de Energia Atômica Internacional (IAEA) que se encontram na Rede Global de Isótopos na Precipitação (GNIP), mostram uma correlação negativa entre os dois fatores sobre todo o continente, com exceção da região ao longo da costa leste brasileira entre 10°S e 20°S (Figura 3). As correlações negativas mais significativas são evidentes sobre a Bacia Amazônica, os Andes Centrais (a partir de testemunhos de gelo de Huarscarán, Quelccaya e Sajama) e sobre o sudeste da América do Sul. As correlações positivas ao longo da costa leste não são evidentes no modelo devido à fraqueza dos resultados positivos.

Figura 3 – Mapas de correlação do índice de monções (Mobs) do período de dezembro a fevereiro com  $\delta^{18}\text{O}$  do IAEA e o  $\delta^{18}\text{O}$  da geleira em Huascarán, Quelccaya e Sajama.



Fonte: Vuille *et al.* (2005, p. 406).

## 1.2 OBJETIVOS E METAS

Em função destas informações, esse trabalho tem como objetivo analisar a variação interanual dos isótopos estáveis de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  na precipitação sobre parte da bacia amazônica e realizar análises estatísticas básicas para identificar possíveis correlações entre esses valores com alguns dos parâmetros climáticos (temperatura e precipitação) da região.

Para a conclusão do objetivo citado as seguintes metas foram estabelecidas:

- Determinar os valores de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  e excesso de deutério de cada amostra de precipitação; com o método de espectroscopia por tempo de decaimento em cavidade;
- Estudar as correlações entre as razões isotópicas e seus fatores climáticos controladores, como a temperatura e a precipitação;
- Interpretar esse conjunto de resultados da região amazônica em termos da variação da temperatura, quantidade de precipitação e possível área fonte da umidade;

## 2 ESTADO DA ARTE

### 2.1 PRECIPITAÇÃO E CLIMATOLOGIA DA REGIÃO AMAZÔNICA

A região Amazônica apresenta uma precipitação anual média de aproximadamente 2200 mm, podendo atingir 3500 mm em algumas regiões na fronteira noroeste do Brasil (Colômbia e Venezuela). Esta precipitação cobre uma área de aproximadamente 6.400.000 km<sup>2</sup>, onde o fluxo de água corresponde a  $14.1 \times 10^{12}$  m<sup>3</sup> ao ano. Água é evacuada da bacia a  $6 \times 10^{12}$  m<sup>3</sup> ao ano, aproximadamente 60% da água precipitada na bacia amazônica retorna a atmosfera anualmente (Victoria R.L. *et al.* 1991), sendo os outros 40% escoados por rios e córregos ou infiltrados no solo.

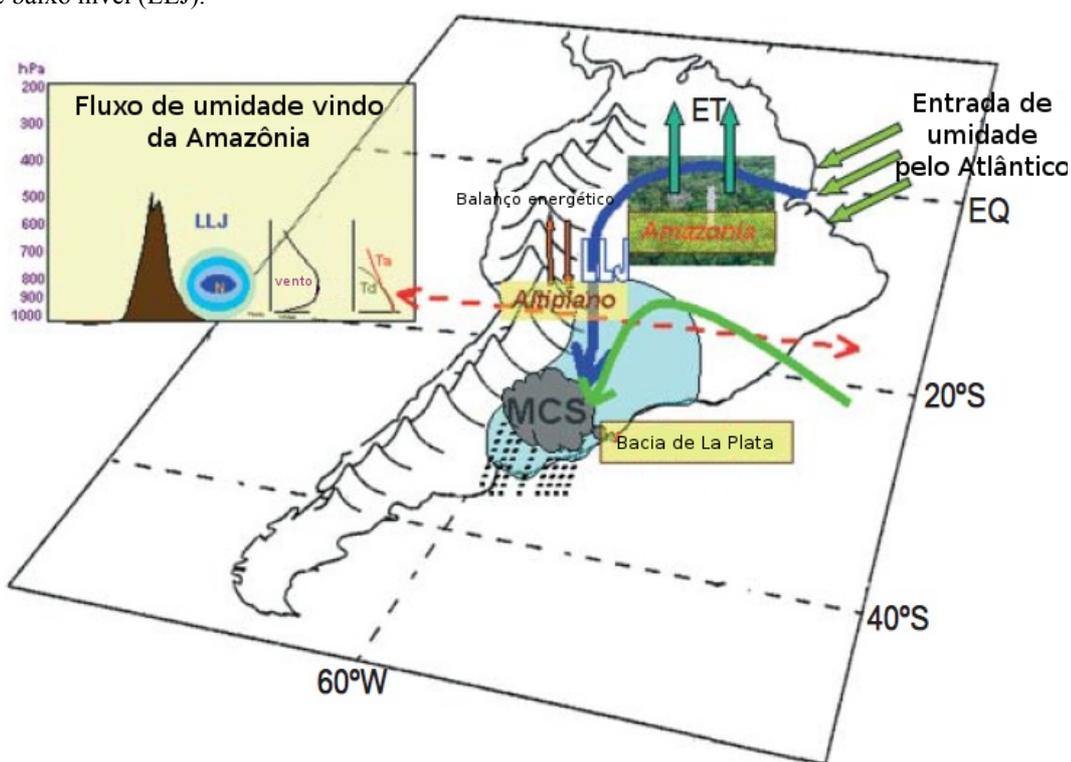
O alto fluxo de precipitação na Amazônia está fortemente ligado à cobertura vegetal local (Floresta Amazônica). Outro fator importante em parte da região é o efeito de ascensão orográfica da umidade que é transportada pelos ventos alísios do leste pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que gera valores de precipitação elevada nas proximidades da Cordilheira dos Andes.

Existem outros fatores internos e externos à suas fronteiras que influenciam na precipitação da Amazônia e a interação com os fatores climáticos das regiões externas é de grande importância para a climatologia global, mais especificamente na climatologia do continente sul-americano. As características da região são influenciadas por fatores externos ao sistema, assim como são influência nos sistemas vizinhos. Estes fatores vão desde as condições atmosféricas da região até cargas de umidades oceânicas e de correntes de alta atmosfera vindas de outros continentes, como a África (Vuille *et al.*, 2005).

Ocorrem anualmente na região amazônica dois padrões de precipitação sazonais distintos com alternância relativamente rápida, as estações secas e as úmidas. Esta relativa alta velocidade de mudança é referida como Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). Este sistema foi reconhecido como uma circulação de dominantes características regionais que contém muito das características semelhantes a outras monções como o Sistema de Monção da Ásia Oriental (EASM) (Zhou e Lau, 1998). Estas características são mais evidentes durante os meses de verão de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) e incluem um gradiente de temperatura de larga escala continente-oceano, com baixa pressão sobre o interior do continente (baixa do Chaco) e alta pressão (Alta Boliviana) com circulação anti-ciclônica acima, uma circulação ascendente com ramo crescente sobre o interior do continente e uma circulação descendente sobre o oceano, com intenso afluxo de umidade para o continente a baixos níveis responsável pelas fortes mudanças de precipitação sazonais (Vuille *et al.*, 2005).

Conforme Vuille *et al.* (2005) a Célula de Alta Pressão Boliviana se estabelece a leste dos Andes Centrais como uma resposta das ondas de Rossby à liberação de calor latente sobre a Bacia Amazônica (Silva Dias *et al.* 1983; Lenters e Cook, 1997). No auge da temporada do SMAS (DJF) a atividade convectiva mais forte é situada sobre os Andes Centrais e sobre o sul da Bacia Amazônica. Na troposfera inferior um baixo calor com atividade ciclônica desenvolve-se a leste dos Andes Centrais. Os Ventos Alísios que emanam da Célula de Alta Pressão do Saara ganham força e o transporte de umidade aumenta do Atlântico para o continente. Ao atingir os Andes tropicais, estes ventos são defletidos em direção a sudeste e alimentam um eficiente cinturão transportador de umidade para o sul do continente ao longo da encosta leste da Cordilheira dos Andes (Figura 4) (Vuille *et al.*, 2005).

Figura 4 – Modelo conceitual dos elementos relevantes para o transporte de umidade pela América do Sul. As setas azuis e verdes retratam o transporte de umidade para o continente a partir do Oceano Atlântico (tropical e sul, respectivamente). A inserção representa uma seção transversal vertical do fluxo ao norte ao longo da linha tracejada vermelha exibida no diagrama, incluindo perfis de vento e temperatura representativos do núcleo do jato de baixo nível (LLJ).



Fonte: Traduzido de VERA *et. al.* (2006, p. 63).

A variabilidade da precipitação na Amazônia é controlada pelas Temperaturas da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico e Atlântico tropicais. Essa anomalia da TSM do Atlântico influencia na variabilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS conecta processos atmosféricos em baixas latitudes com aqueles processos subtropicais e de latitudes médias e, sendo assim, é um mecanismo que permite, devido à dinâmica

atmosférica interna de latitudes médias, influencie diretamente a variabilidade climática do clima amazônico e vice-versa. A variação anual de precipitação parece estar relacionada, pelo menos indiretamente, à Oscilação do Atlântico Norte (OAN) porque os fortes ventos alísios do Atlântico que trazem umidade para a Amazônia estão associados com o deslocamento para o sul da Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT), a qual, por sua vez, está relacionada a uma distribuição anômala da TSM do Atlântico (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996; Nobre *et al.*, 2009).

As interações entre a atmosfera e a superfície terrestre foram propostas como um mecanismo dinâmico possível para a variância não explicada nas escalas temporais anuais e interanuais. Em escalas temporais interdecadais, a variabilidade na precipitação está relacionada à Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), principalmente sobre porções ao sul, e ligada à Oscilação do Atlântico Norte (OAN). ODP representa um modo de variabilidade de longo prazo (escala interdecenal) do Oceano Pacífico de latitudes médias, onde o ciclo é de 20-30 anos (Nobre *et al.*, 2009).

Padrões regionais de precipitação dependem dos balanços hídricos e da energia sobre a superfície, impulsionados pelos ciclos sazonais e diurnos de energia solar que, por sua vez, modulam a reciclagem de precipitação que responde por aproximadamente 25 – 30% da precipitação na Amazônia (Eltahir e Bras, 1996). Aparentemente, o ressecamento da superfície terrestre na estação seca é a causa principal do retardo do início da estação úmida subsequente. A oscilação de 30 a 60 dias é o principal modo da variabilidade intrassazonal. A variabilidade interanual do sistema hidroclimatológico está fortemente relacionada ao El Niño/Oscilação Sul (ENOS) (Nobre *et al.*, 2009).

As anomalias negativas na precipitação da Amazônia são associadas a eventos de ENOS e também a anomalias de TSM no Atlântico tropical [Poveda e Mesa (1997), Marengo *et al.*, (1998, 2008a, 2008b), Ronchail *et al.* (2002) e Poveda e Salazar (2004)]. Esses estudos ligam algumas das maiores secas na Amazônia a: (a) ocorrência de eventos intensos do ENOS; (b) ao forte aquecimento das águas superficiais do Atlântico Norte tropical durante as estações de verão e outono no Hemisfério Norte ou (c) a ambos. Na Amazônia, os impactos dos eventos ENOS são mais evidentes no norte e centro da região, e somente em eventos muito intensos que estão associados à ocorrência de secas extremas nos anos de 1925/26, 1982/83 e 1997/98, sendo que nos dois últimos eventos ocorreu também uma grande elevação na temperatura do Atlântico Norte tropical juntamente com o aquecimento do Pacífico equatorial (Nobre *et al.*, 2009).

Desde meados da década de 1970, acontecem fenômenos de ENOS mais intensos, e até mais frequentes, como são os eventos de 1982/83, 1986/87, seguidos de um evento mais extenso de 1990/94 e o mais intenso das últimas décadas de 1997/98 (Trenberth, 1999). Esta mudança de escalas é explicada por Trenberth (1990) como uma mudança no regime de pressão e temperatura na superfície do mar, que alterou o clima regional desde 1975/76, cujos impactos podem ser observados até nos regimes de chuva na Amazônia. O aquecimento desde 1975-76 (0,19°C/década) é maior que a taxa de aquecimento durante o período 1910-45 (0,14°C/década). As altas temperaturas associadas ao ENOS, em 1997-98, são as mais intensas de todo o século. A frequência e intensidade de eventos ENOS são maiores desde meados dos anos 70 no contexto do período instrumental desde o século XIX. Esses eventos foram mais frequentes, persistentes e intensos que os eventos frios de La Niña (Marengo *et al.*, 2001).

Satyamurty *et al.* (2010) realizou estudo com dados de 18 estações pluviométricas espalhadas pela Bacia Amazônica coletadas durante oitenta anos. As estações foram divididas em alguns grupos com tendências distintas. Sub-regiões de tendências decrescente e crescente são entremeadas de oeste para leste ao longo da bacia Amazônica Brasileira.

Devido à influência que a climatologia da Amazônia tem sobre o clima global, mudanças no regime de chuvas, na temperatura ou em outros parâmetros da região podem causar efeitos no clima de outras partes do globo. Portanto o estudo das mudanças no clima da região amazônica, assim como dos mecanismos que controlam o clima, é de grande importância para o Brasil.

## 2.2 ISÓTOPOS ESTÁVEIS NA PRECIPITAÇÃO DA AMAZÔNIA

O estudo dos isótopos estáveis na água da região amazônica iniciou-se como uma das ferramentas para melhor compreender o ciclo hidrológico local, devido à necessidade de entender os efeitos causados pela expansão humana e pelo desmatamento da floresta tropical nativa. Grandes projetos propostos na região foram questionados por pesquisadores como Salati *et al.* (1979) pela falta de compreensão sobre os efeitos que o desmatamento poderia gerar na climatologia local e até mundial.

A relação entre os isótopos estáveis ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ) na precipitação e os parâmetros climatológicos é uma ferramenta importante para o estudo do ciclo da água regional. Foi Dansgaard (1964) que utilizou dados de estações em diferentes partes do mundo para gerar um padrão de empobrecimento dos isótopos estáveis pesados demonstrado pela equação de Rayleigh (eq. 1), assumindo que as condições na atmosfera são estáveis.

$$R = R_0 \exp\left(\int \varepsilon d \log(f)\right) \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde  $R_0 = N_i/N$  é a razão isotópica,  $N_i$  é o número de moles do isótopo estável e  $N$  o da espécie normal;  $f = N/N_0$ ;  $\varepsilon = \alpha - 1$ , onde  $\alpha$  é o fator de fracionamento do isótopo =  $(N_i/N)_L:(N_i/N)_V$ ; subscrito L,V, se referem as fases líquida e vapor, respectivamente, e subscrito zero refere-se ao estado inicial onde  $f = 1$  (Salati *et al.*, 1979).

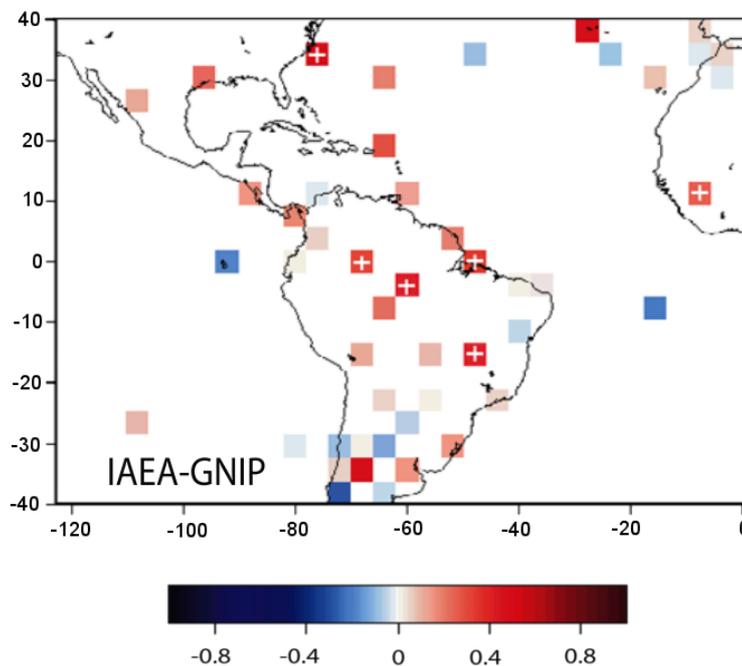
Os valores isotópicos observados nos estudos da bacia amazônica se mostraram mais enriquecidos que os calculados com base na pluviometria e na equação de Rayleigh. Sendo possível explicar este enriquecimento pela reciclagem da água por evapotranspiração na floresta.

A evapotranspiração é um processo onde não ocorre fracionamento isotópico, ou seja, o condensado é inserido novamente ao vapor atmosférico com uma composição isotópica similar a fonte (precipitação), rica em isótopos pesados ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ). Portanto com a entrada das massas de ar no continente, ocorre o enriquecimento constante de vapor em isótopos estáveis pesados, gerado pela floresta por evapotranspiração, que resulta em um valor isotópico na precipitação amostrada mais enriquecido que o previsto pela equação de Rayleigh (Victoria R.L. *et al.* 1991).

A troca de vegetação nativa de uma região por vegetação de pastagem ou por pelo desenvolvimento da agricultura pode reduzir a precipitação total em até 10%, além de reduzir a taxa de evapotranspiração real em aproximadamente 24% (Ray *et al.* 2006). Estas mudanças na precipitação e na evapotranspiração já vêm sendo detectadas na região amazônica, devido a constantes desmatamentos que ocorrem por quase toda a região.

Em seus estudos climatológicos na América do Sul tropical, Vuille *et al.* (2003) identificaram que os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  são negativamente correlacionados com a quantidade de precipitação em toda a região, com exceção de grandes áreas de subsidência localizadas nas regiões secas abaixo do trópico. Esses resultados também indicam que as anomalias de  $\delta^{18}\text{O}$  estão positivamente correlacionadas com a temperatura da superfície local, porém estas correlações são muito mais fracas do que a da quantidade de precipitação e somente são significativas em regiões como a bacia amazônica (Figura 5).

Figura 5 – Correlação entre os valores mensais de  $\delta^{18}\text{O}$  na precipitação e temperatura da superfície, composto por dados observacionais do IAEA-GNIP, com as correlações significativas indicadas por cruz branca.



Fonte: Alterado de Vuille *et al.* (2003).

Aplicados a estudos paleoclimáticos na América tropical, é importante ressaltar que o  $\delta^{18}\text{O}$  provavelmente não é um bom indicador de apenas uma variável climática, como a temperatura superficial ou a quantidade de precipitação. Mas é uma combinação complexa de diferentes fatores que influenciam o sinal  $\delta^{18}\text{O}$  em diferentes escalas de tempo, sendo que estes fatores incluem a quantidade de precipitação, a temperatura, a contribuição da região fonte e, também a circulação atmosférica.

### 2.3 FRACIONAMENTO ISOTÓPICO E EFEITOS OS QUE O AFETAM

O fracionamento isotópico ocorre em cada mudança de estado físico, devido à diferença entre as moléculas de água com componentes isotópicos pesados ( $^{18}\text{O}$ , D) que tendem a condensar com mais facilidade e as moléculas de água com componentes leves ( $^{16}\text{O}$ ,  $^1\text{H}$ ) que evaporam mais facilmente. O processo de evaporação em um corpo d'água resulta em um vapor mais empobrecido em D e  $^{18}\text{O}$ , e a fonte original mais enriquecida nestes isótopos.

Sob o ponto de vista hidrológico, os processos de evaporação e de condensação da água na precipitação se destacam por causarem o fracionamento das moléculas de água devido a pressão de vapor superior do  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  em comparação com as pressões de vapor de HDO e  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964).

Se o processo de fracionamento ocorrer lentamente, a ponto de as condições de equilíbrio entre fases serem alcançadas, o fator de fracionamento ( $\alpha$ ) é a simples razão entre a pressão de vapor do componente leve ( $p$ ) e a pressão de vapor do componente pesado ( $p'$ ):

$$\alpha = p/p' \quad (\text{Eq. 2})$$

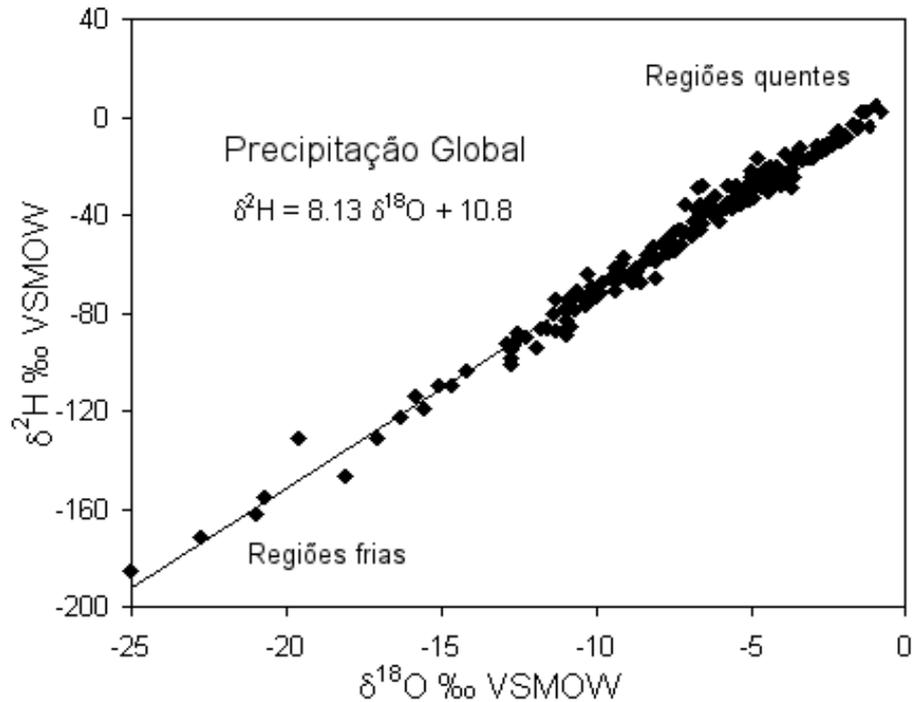
Na natureza, em temperaturas normais de aproximadamente 20°C, o fator de fracionamento ( $\alpha$ ) da molécula de HDO é maior que o fator ( $\alpha$ ) da molécula de  $H_2^{18}O$ , gerando um empobrecimento no vapor em equilíbrio com a água original de aproximadamente 80% em  $^{18}O$  e 9% em D. Quando ocorre a condensação as duas moléculas (HDO e  $H_2^{18}O$ ) passam para o estado líquido mais facilmente, devido à menor pressão de vapor (10% menor e 1% menor, respectivamente), se comparadas a molécula de  $H_2^{16}O$  (Dansgaard, 1964).

Sob condições de equilíbrio isotópico a condensação ocorre segundo as condições do modelo Rayleigh onde a relação do  $\delta^{18}O$  entre  $\delta D$  pode ser visualizada como sendo uma linha de declividade (Figura 6). Esta linha é conhecida como *Global Meteoric Water Line* (GMWL) e é utilizada em pesquisas que requerem menos detalhamento, seja por uma área muito extensa ou um período de tempo muito longo.

Em reações rápidas, cujo processo não ocorre em equilíbrio, o efeito cinético é de grande importância. Estas reações se relacionam por processos cinéticos onde as moléculas mais pesadas (HDO e  $H_2^{18}O$ ) tem uma taxa de reação ( $c$ ) menor que as mais leves ( $H_2^{16}O$ ) [ $c(H_2^{16}O) > c(HDO) > c(H_2^{18}O)$ ], pois a difusividade das moléculas mais pesadas no ar é menor do que a das moléculas mais leves (Dansgaard, 1964).

O fracionamento das moléculas de água mais pesadas e mais leves depende das condições físico-químicas do ambiente como temperatura e precipitação. Estas condições variam no globo de acordo com alguns fatores regionais como latitude, sazonalidade, continentalidade, altitude e quantidade de precipitação. Na Amazônia os efeitos mais importantes sobre o fracionamento são o de continentalidade, quantidade de precipitação, sazonalidade e latitude.

Figura 6 – Gráfico da relação de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  na precipitação.



Fonte: Traduzido de Clark & Fritz (1997), disponível em Marquette (2013, p. 16).

### 2.3.1 Efeito de quantidade

O Efeito de Quantidade pode ser explicado na relação entre a precipitação/umidade, a temperatura e a razão isotópica de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e  $\text{D}/^1\text{H}$ . Esta relação foi observada em precipitações tropicais muito fortes durante a passagem da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), caracterizada por nuvens altas e fortes correntes de ar descendentes, com valores isotópicos na precipitação extremamente empobrecidos em  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  (até  $-15\text{‰}$  na primeira chuva) (Gat, 2001, p. 204). Baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  em chuvas tropicais são derivados de uma alta taxa de condensação do vapor, que aumenta o fracionamento isotópico gerando o empobrecimento do vapor em isótopos pesados ( $^{18}\text{O}$  e  $\text{D}$ ). Enquanto os valores mais altos de  $\delta$ 's podem ser associados à baixa ocorrência de chuva, mostrando valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  mais similares aos do oceano (fonte primária).

Este efeito é observado sob condições em que a taxa de precipitação e/ou umidade total é alta, neste caso a abundância de  $\delta^{18}\text{O}$  na água meteórica tende a diminuir. Similarmente, porém com menores efeitos, este empobrecimento pode ser observado na precipitação gerada por tempestades.

O estudo do efeito de quantidade é extremamente complexo, pois podem ocorrer misturas de líquidos de valores isotópicos diferentes durante os processos que formam a chuva convectiva. Dentro da massa de ar que se movimenta na direção vertical, o material condensado que se forma em qualquer estágio da massa de vapor, cai através de todos os materiais a baixo, sendo misturado com as gotículas e absorvendo novos vapores no trajeto para a superfície. Também é importante considerar outras complicações que surgem pela troca de moléculas dentro da massa de vapor e durante a trajetória entre a nuvem e o solo, e pela evaporação de parte do condensado durante a queda. Assim, tanto a evaporação quanto a troca geralmente tendem a retornar pequenas quantidades de chuva rica em isótopos pesados para o vapor na nuvem.

A complexidade do efeito de quantidade torna-se mais evidente quando se compara a sua influência nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  em diferentes regiões, podendo mostrar diferentes resultado com a variação da taxa de precipitação ou temperatura do local durante a pesquisa. Por isso é importante lembrar que é recomendado evitar o uso de generalizações, explorando o impacto do efeito de quantidade em cada região de interesse.

### **2.3.2 Efeito de sazonalidade**

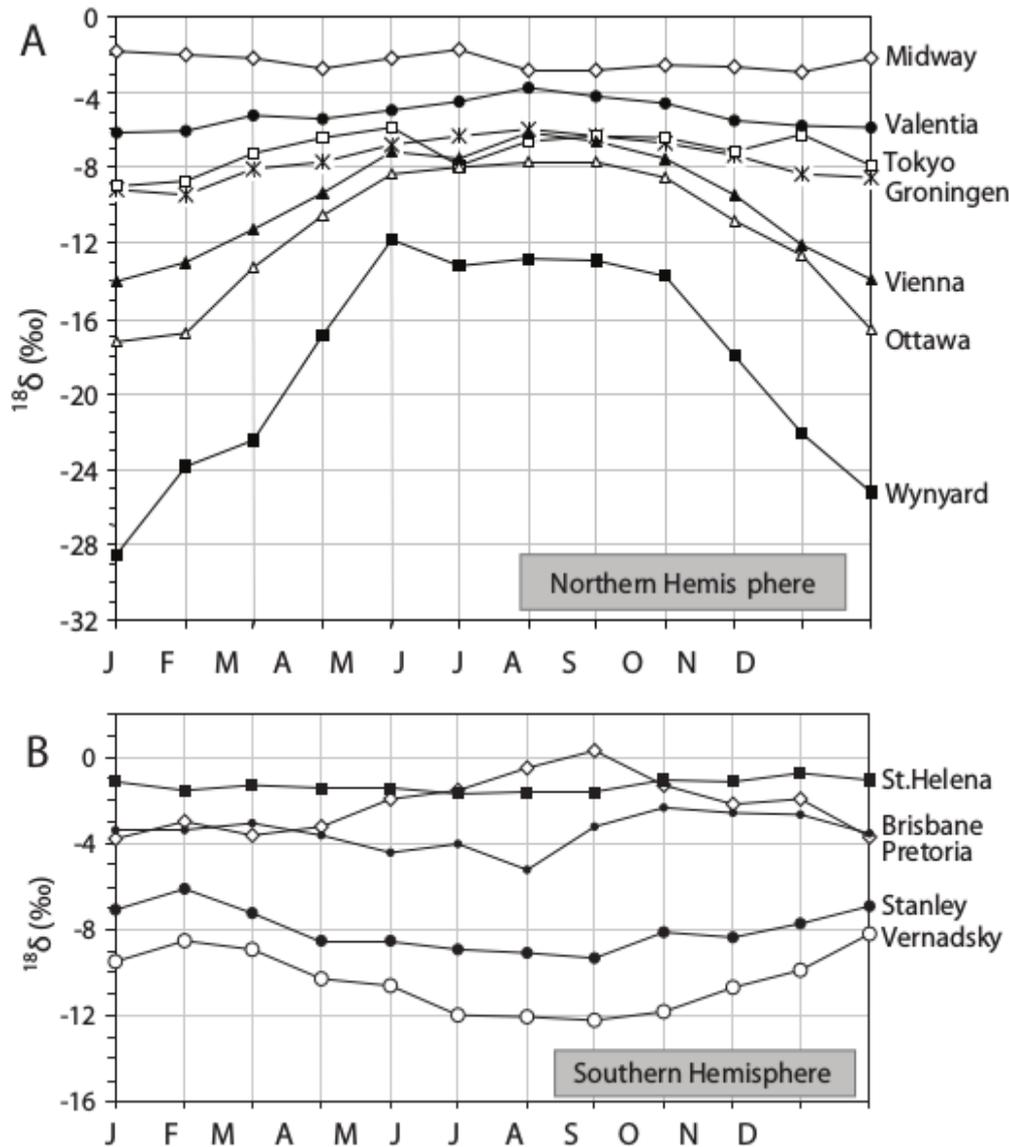
Durante o verão, as temperaturas médias são mais elevadas do que durante o inverno, de modo que o  $\delta^{18}\text{O}$  das precipitações também sofre modificação de uma estação para outra. Este fator é chamado de Efeito da Sazonalidade ou Efeito Sazonal e consiste na variação sazonal dos isótopos estáveis na precipitação.

Além do efeito que a temperatura exerce dentro do Efeito da Sazonalidade, existem outros fatores importantes que exercem influência dentro desse fator como o tipo de precipitação. Este fator varia muito entre as diferentes estações no ano, mostrando que durante o inverno, a predominância de precipitações estratiformes (relacionada a um frente de ar frio, com chuvas distribuídas de maneira uniforme sobre uma área maior), e no verão de precipitações convectivas (relacionada a chuvas ou chuveiros, de rápida mudança de intensidade, com pequena extensão horizontal e um curto período de duração). Isto ocorre devido à diferença na reciclagem de água, nas altitudes de fusão da água de precipitação, e na diferença da razão entre precipitação líquida (chuva) e sólida (neve, granizo) para cada estação (Gat, 2001).

Estações situadas no meio de um continente normalmente apontam uma mudança sazonal na composição isotópica da precipitação, podendo correlacionar essas variações à

temperatura, na maioria dos casos. Nas ilhas tropicais, por outro lado, onde a região da fonte de vapor coincide essencialmente com a região de precipitação ( $T = T_0$ ), a dependência da temperatura quase desaparece (Figura 7).

Figura 7 – Gráficos de variações sazonais do  $\delta^{18}\text{O}$  mostradas por médias ponderadas de amostras mensais de precipitação (pcpt) coletadas em algumas estações continentais e insulares ou costeiras típicas de A) no hemisfério norte e B) no hemisfério sul.



Fonte: Modificado de Gat (2001, p. 199).

### 2.3.3 Efeito de continentalidade

Conforme Gat (2001) a precipitação que ocorre sobre o oceano, possui características semelhantes a um primeiro condensado do vapor. Onde o intervalo da maioria dos valores de  $\delta$  é relativamente pequeno, entre -0 ‰ e -5 ‰, além de pouca mudança sazonal em muitos

casos, e a falta de uma correlação clara com a temperatura do ambiente. Diferentemente do valor de excesso de deutério que mostra uma variabilidade relativamente grande e é especialmente aparente perto das principais regiões fonte de umidade atmosférica.

Logo após a evaporação da água nos oceanos, a massa de vapor se movimenta em direção ao continente, condensa e retorna à superfície em forma de chuva. Quanto maior o avanço do vapor d'água para dentro do continente, esse processo de evaporação e condensação acaba se repetindo diversas vezes, sendo que em cada precipitação ocorre um progressivo empobrecimento dos isótopos pesados ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ) no vapor que persiste. Assim, a diminuição da razão isotópica torna-se uma variável da relação da distância da massa de ar com a fonte primordial no oceano, dando origem ao efeito da continentalidade (Gat, 2001).

Este efeito está fortemente correlacionado com o gradiente de temperatura e depende tanto da topografia quanto do regime climático e do movimento de massas de ar. Ocorrendo a depleção progressiva de  $\delta^{18}\text{O}$  na precipitação com a crescente distância do oceano, que varia consideravelmente pela região e estação do ano, mesmo no caso de um baixo perfil de relevo.

### 2.3.4 Efeito de latitude

O processo progressivo de empobrecimento de  $\delta^{18}\text{O}$  no vapor, baseado no modelo de fracionamento de Rayleigh, resulta numa relação entre os valores médios de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  na precipitação e das temperaturas médias observadas anualmente com uma boa concordância com os valores observados da rede mundial de dados do GNIP.

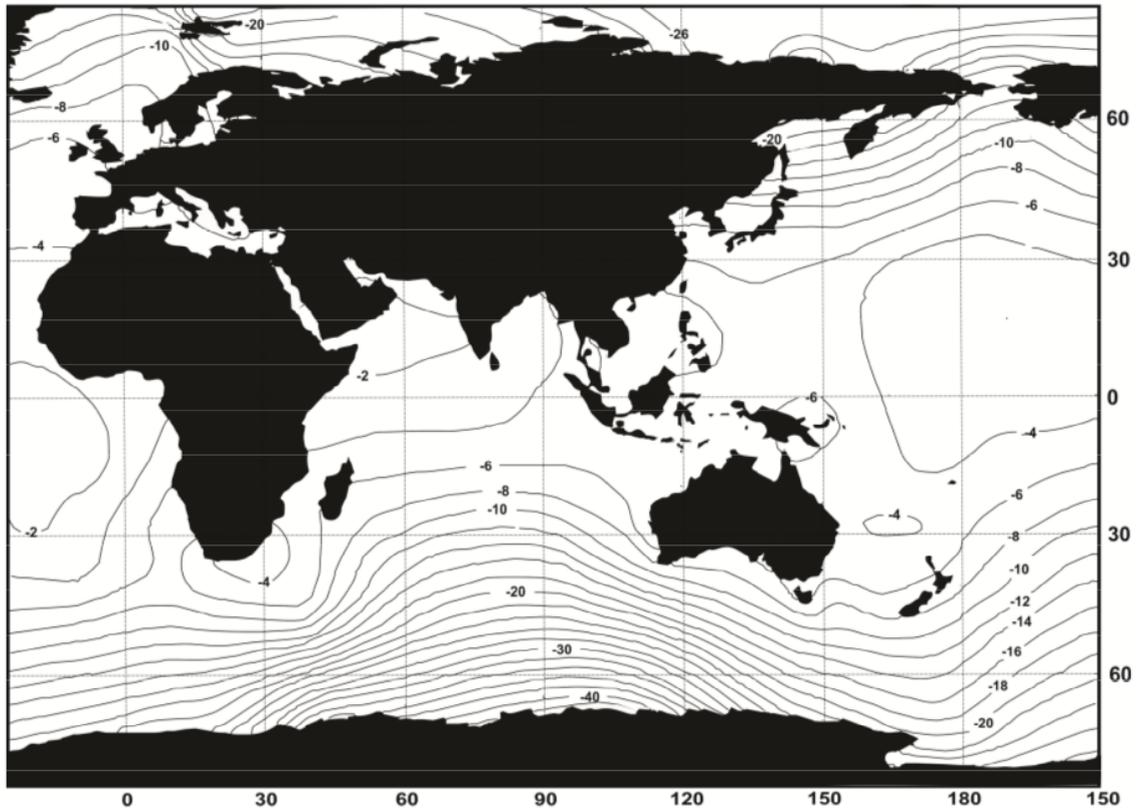
Com estes dados foi possível calcular o efeito que a latitude tem sobre a variação de  $\delta^{18}\text{O}$  como sendo:

$$\delta^{18}\text{O} \approx -0,6\% / \text{grau de latitude} \quad (\text{Eq. 3})$$

Para estações costeiras e continentais situadas na Europa e nos EUA, indo até  $-2\%$  / grau de latitude no continente antártico pela baixa temperatura da região polar (Gat, 2001).

A latitude tem influência no fracionamento isotópico na precipitação devido a sua forte relação com a temperatura. Este efeito mostra que quanto maior a latitude do local, menor a temperatura devido à baixa da incidência de energia solar na superfície do planeta mais próxima aos polos (Figura 8). Além disso, o gelo que cobre os polos possui uma capacidade maior de reflexão dos raios solares, gerando uma menor absorção de calor pela superfície. O resultado desses fatores é um gradiente de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  que variam com a latitude (Marquette, 2013).

Figura 8 – Mapa mundial de isolinhas para valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em precipitações, os valores mais baixos ocorrem mais próximos aos polos.



Fonte: Traduzido de Clark & Fritz (1997), disponível em Marquette (2013, p. 21).



9). É utilizada uma fina lâmina de óleo de vaselina ( $\sim 0,5\text{cm}$ ), que possui densidade menor que a água, para evitar a evaporação do material coletado durante o mês, selando a superfície e evitando a evaporação. Um filtro de partículas foi utilizado no funil de captação para evitar a contaminação das amostras por partículas maiores que  $20\mu\text{m}$ . As amostras coletadas dos pluviômetros são, ao fim de cada mês, separadas da vaselina e transferidas para um recipiente menor ( $\sim 20\text{ml}$ ). Os recipientes são mantidos sob refrigeração antes e durante o transporte para Porto Alegre, e no laboratório são congeladas até a data das medições isotópicas.

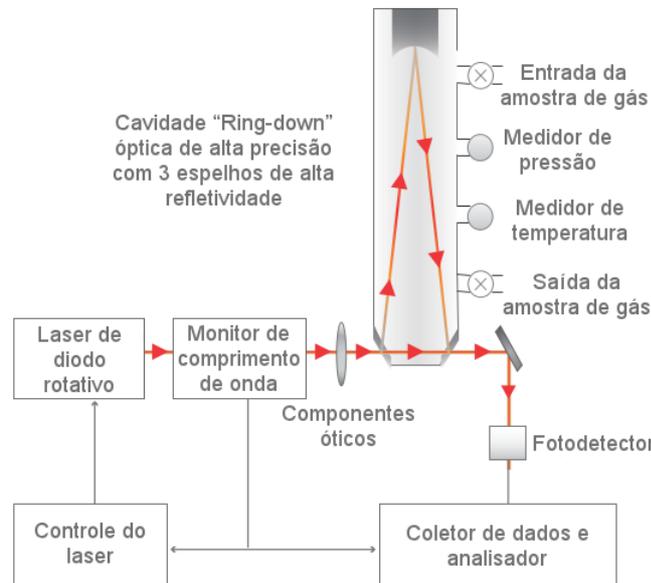
Figura 9 – Esquema representativo do recipiente de captação de chuva do pluviômetro com lâmina de óleo e filtro de partículas.



Fonte: Traduzido do Manual de amostragem de precipitação do IAEA/GNIP

Os espectrômetros de infravermelho convencionais quando utilizados para a identificação dos gases presentes em quantidades traço (quantidades da ordem de partes por milhão ou partes por bilhão) que fornecem absorção muito baixa para serem medidos, são limitados, alcançando uma sensibilidade do aparelho de até partes por milhão (ppm), nos melhores cenários (Griebler, 2015). A Espectroscopia por Tempo de Decaimento em Cavidade (CRDS, na sigla em inglês) evita essa limitação de sensibilidade usando refletores para aumentar a distância percorrida pelo laser dentro da câmara onde encontra-se o gás a ser analisado (Figura 10). Fazendo isso, é habilitado o monitoramento de 34 gases em segundos até níveis de leitura de partes por bilhão (ppb) e, em certos casos, em partes por trilhão (ppt).

Figura 10 – Esquema representativo do analisador Picarro WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring-Down Spectroscopy) mostrando a cavidade óptica e o fluxo da amostra de gás.

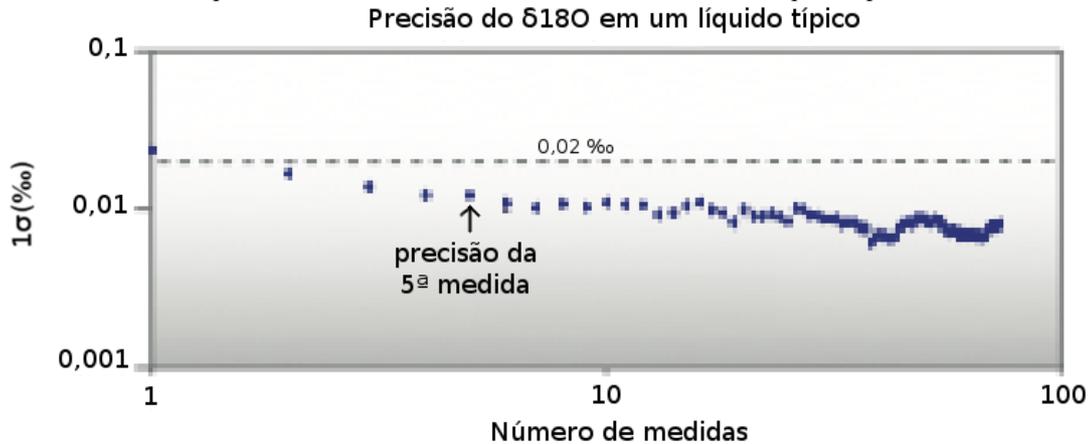


Fonte: Alterado de Bruce H. Vaughn *et al.*, 2008. Disponível em: <[https://www.researchgate.net/publication/253144824\\_Wavelength-Scanned\\_Cavity\\_Ring\\_Down\\_Spectroscopy\\_Opening\\_new\\_doors\\_for\\_tracing\\_water\\_isotopes\\_in\\_the\\_hydrosphere\\_biosphere\\_and\\_atmosphere](https://www.researchgate.net/publication/253144824_Wavelength-Scanned_Cavity_Ring_Down_Spectroscopy_Opening_new_doors_for_tracing_water_isotopes_in_the_hydrosphere_biosphere_and_atmosphere)>, acesso em: 21 nov. 2018.

Se uma espécie gasosa que absorve a luz do laser é introduzida dentro da cavidade, obtemos um segundo mecanismo de perda, ou absorção. Isso acelera o decaimento, se comparado com a ausência do gás de interesse. O espectrômetro calcula automaticamente e continuamente o tempo de decaimento na cavidade com e sem absorção do gás de interesse, produzindo medidas quantitativas precisas de qualquer perda de luz dentro da cavidade que possa ocorrer ao longo do tempo e permite discriminar a perda devido à absorção dos espelhos. Os dados de concentração finais são robustos porque são determinados em função da diferença entre esses dois tempos de decaimento, gerados sob mesmas condições analíticas e, logo, não sofrem com flutuações na intensidade do laser.

O modelo de espectrômetro de massa utilizado para análise dos isótopos estáveis é o PICARRO L2130i, que garante uma precisão analítica de 0,03/0,02 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$  (Figura 11). Após a chegada ao laboratório as amostras foram armazenadas em refrigerador à  $-27^{\circ}\text{C}$  e mantidas até a realização das análises.

Figura 11 – Gráfico da precisão analítica das medidas de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  em um líquido típico.



Fonte: Alterado da ficha de dados PICARRO L2130i, disponível em: <[https://www.picarro.com/products\\_solutions/isotope\\_analyzers/h2o\\_isotopes\\_solids\\_liquids\\_and\\_vapor](https://www.picarro.com/products_solutions/isotope_analyzers/h2o_isotopes_solids_liquids_and_vapor)>. Acesso em: 14 nov. 2018.

Antes de iniciar as análises as amostras são descongeladas e o material é amostrado em um recipiente de 2,0 ml de volume cada. Para evitar que qualquer partícula sólida maior que 0,22  $\mu\text{m}$  prejudique as leituras e o equipamento, utiliza-se uma seringa equipada com filtro *Millipore Express Membrane* (PES) de 0,22  $\mu\text{m}$  para filtrar as amostras inseridas no recipiente.

Em seguida as amostras são introduzidas no espectrômetro por um amostrador PAL SYSTEM HTC-xt que apanha uma pequena fração do volume de amostra de cada frasco de 2,0 ml, utilizando uma seringa. Cada amostra é analisada cinco vezes (cinco injeções seguidas), mas para o cálculo são utilizadas apenas as duas últimas injeções realizadas para cada amostra, a fim de minimizar ao máximo possíveis desvios de leitura e para melhor “ambientar” o sistema com a amostra. As cinco injeções são feitas para evitar o “efeito memória” no equipamento, que ocorre quando há traços da amostra analisada anteriormente causando um desvio no resultado.

Para a calibração durante as análises das amostras, são colocados padrões internos do Laboratório do CPC, normalizados a partir de padrões internacionais (VSMOW – *Vienna Standard Mean Ocean Water*). Neste trabalho foram utilizados os padrões DEPLAT22, DEPLAT23, ULW21, ULW22, ULW23, ULW26, LUA 21, PRT21, PRT22. Estes padrões foram selecionados por apresentarem valores de isótopos mais próximos às ordens de grandeza dos valores de água provenientes da Bacia Amazônica (Griebler, 2015).

As amostras coletadas são analisadas juntamente com as amostras padrão (VSMOW) que possui valor conhecido. Após a medição dos isótopos de oxigênio, é feito o cálculo da

razão isotópica, ou seja, a razão entre a medição e o padrão aplicado, utilizando a seguinte equação:

$$\delta = [(R/R_0) - 1] * 1000 \quad (\text{Eq. 4})$$

Onde  $\delta$  = indica o valor da diferença relativa das variações composicionais dos isótopos medidos na amostra em relação aos padrões utilizados. O resultado está normalmente na ordem de 0,001, por isso é expresso em partes por mil, ou  $\delta\%$ , multiplicando-se seu valor por  $10^3$ .

R = razão isotópica da amostra

R<sub>0</sub> = razão isotópica padrão

Esta relação entre as variações composicionais dos isótopos estáveis foi utilizada por Dansgaard (1964) para calcular a Linha de Água Meteórica Global,  $d = \delta D - 8 \delta^{18}O$ , o valor resultante desta função foi definido como excesso de deutério.

Para este trabalho os dados de  $\delta$  resultantes do cálculo são utilizados junto aos resultados das análises isotópicas disponibilizadas pela IAEA (*International Atomic Energy Agency*) no GNIP para as cidades de Belém, Manaus e Porto Velho, e os dados de precipitação total, temperatura média e umidade relativa do ar de todas as cidades, disponíveis no banco de dados aberto do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) no Brasil. Este banco de dados formado foi tabelado no programa Microsoft Excel 2010 para uso nas análises dos resultados.

### 3.2 MÉTODOS ESTATÍSTICOS E O COEFICIENTE DE PEARSON

Para medir a correlação dos dados isotópicos e meteorológicos foi aplicado o coeficiente de correlação de Pearson que mede o grau de correlação linear entre duas variáveis quantitativas. Duas variáveis apresentam uma correlação linear quando os pontos gerados no diagrama de dispersão se aproximam de uma reta. Essa correlação pode ser positiva (para valores crescentes de X, há uma tendência a valores crescentes de Y) ou negativa (para valores crescentes de X, ocorrem valores decrescentes de Y). A equação do coeficiente de correlação linear é representada por  $\rho$ , e expressa como:

$$\rho = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sigma(X) * \sigma(Y)} \quad (\text{Eq. 4})$$

Onde,  $\text{cov}(X, Y)$  é a covariância entre as variáveis X e Y;  $\sigma(X)$  e  $\sigma(Y)$  são os desvios-padrão das variáveis X e Y, respectivamente. A correlação só pode gerar resultados se ambos os desvios padrão forem finitos e diferentes de zero, sendo que os valores da correlação são sempre adimensionais e variam de -1,0 a +1,0.

Caso os dados se alinhem perfeitamente ao longo de uma reta com declividade positiva teremos a correlação linear positiva perfeita com o coeficiente de Pearson igual a +1,0. A correlação linear negativa perfeita ocorre quando os dados se alinham perfeitamente ao longo de uma reta com declividade negativa e o coeficiente de correlação de Pearson é igual a -1,0. A interpretação utilizada para os resultados do cálculo do coeficiente são divididas nos seguintes intervalos:

- se  $0,00 < \rho < 0,30$  , existe fraca correlação linear;
- se  $0,30 \leq \rho < 0,60$  , existe moderada correlação linear;
- se  $0,60 \leq \rho < 0,90$  , existe forte correlação linear;
- se  $0,90 \leq \rho < 1,00$  , existe correlação linear muito forte.

É importante lembrar que o coeficiente de correlação de Pearson não diferencia entre variáveis independentes e variáveis dependentes. Portanto, o valor da correlação entre X e Y é igual ao valor entre Y e X. Além disso, o valor da correlação não muda ao se alterar a unidade de mensuração das variáveis, porém a utilização de um padrão torna possível a análise da magnitude e dispersão entre diferentes variáveis (Figueiredo e Silva, 2009).

O coeficiente de Pearson pode retornar um valor mascarado caso exista um valor discrepante (*outlier*) em meio ao conjunto de dados analisados, por isso é necessário uma análise prévia para a identificação de quaisquer valores discrepantes. Estes valores discrepantes podem resultar em um erro tipo I ou II durante a interpretação dos resultados.

O erro do tipo I ocorre quando se conclui que a hipótese nula é falsa sendo que ela é verdadeira. Portanto, não existe relação entre as variáveis analisadas ( $H_0$  é verdadeira), mas a interpretação aponta que X e Y são estatisticamente dependentes, ou seja, a hipótese nula não deve ser rejeitada. No erro do tipo II a interpretação é de que a hipótese nula é verdadeira quando ela é falsa. Logo, X e Y estão relacionados ( $H_0$  é falsa), porém o pesquisador concluiu que as variáveis são estatisticamente independentes, ou seja, o correto seria rejeitar a hipótese nula (Figueiredo e Silva, 2009).

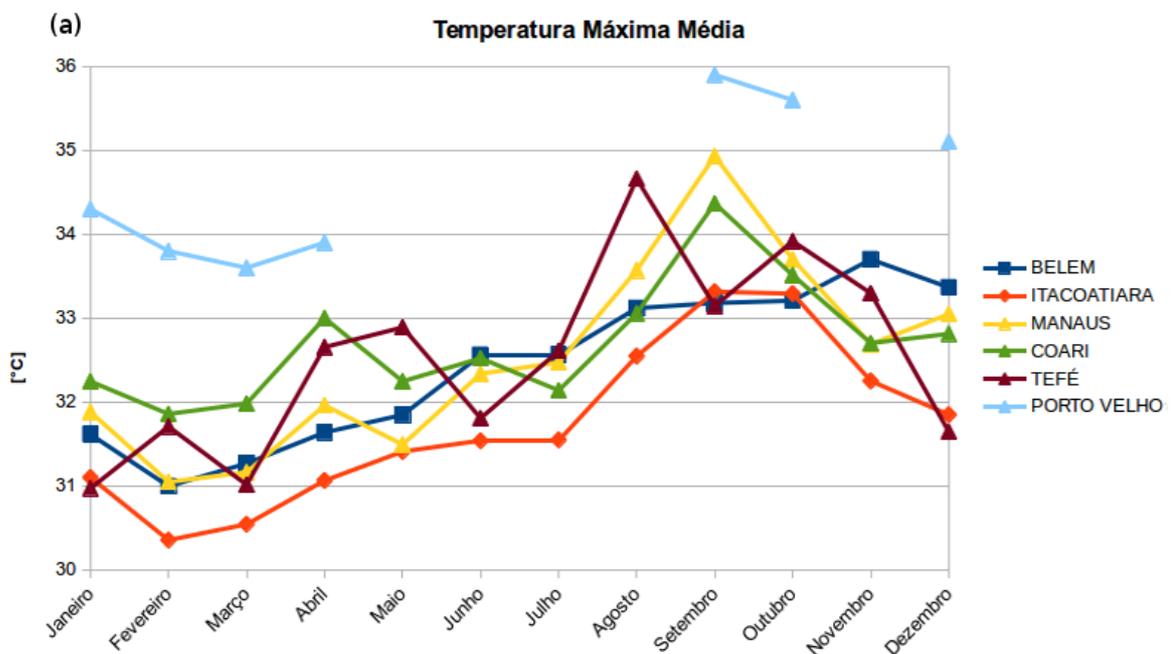
## 4 RESULTADOS

Durante a pesquisa foram analisados os dados recolhidos dos pluviômetros instalados na região, junto aos dados disponíveis no banco de dados aberto das agências INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) no Brasil e dados isotópicos do IAEA (Agência Internacional de Energia Atômica).

### 4.1 TEMPERATURA

Salati (1979) descarta o estudo de uma correlação entre  $\delta^{18}\text{O}$  e a temperatura na região amazônica devido à sua pequena variação anual. Contudo, apesar de fraca, a variação da temperatura ao longo do ano possui comportamento bem marcado, podendo ser observados períodos mais quentes e mais amenos em todas as cidades analisadas. Os dados organizados na tabela 2 e figura 12 mostram os valores da temperatura máxima média mensal e mínima média mensal para cada cidade.

Figura 12 – Gráficos da relação de temperatura mensal para cada cidade. (a) Temperatura máxima média, (b) temperatura mínima média. A legenda é semelhante para ambos os gráficos.



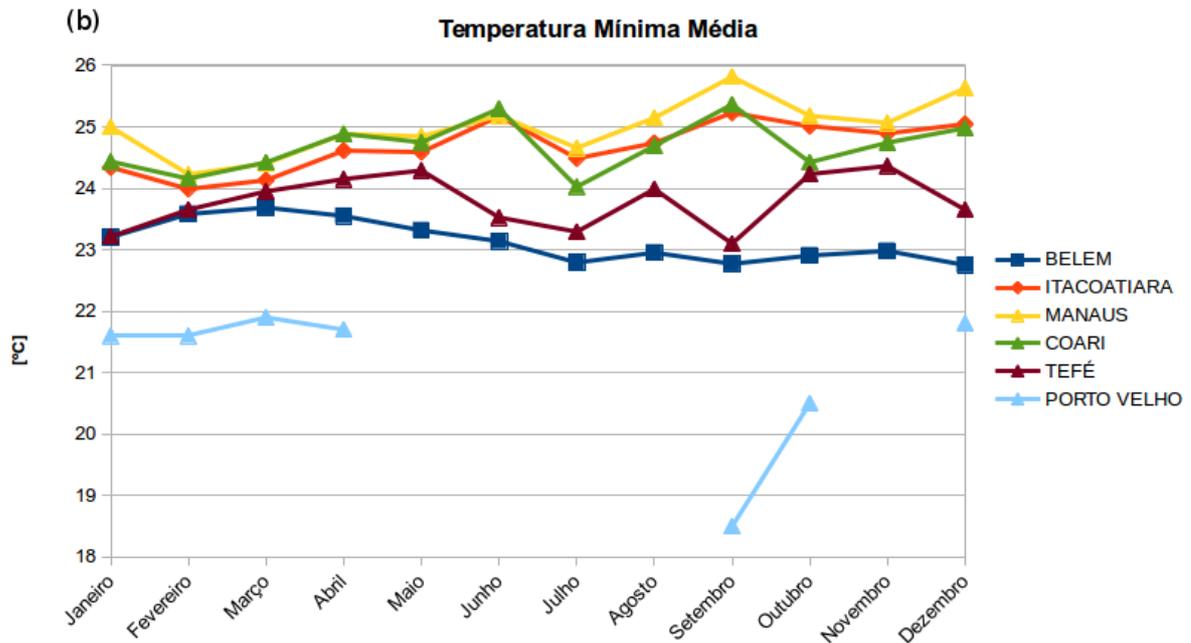


Tabela 2 – Tabelas geradas com os dados de (a) temperatura máxima média e (b) temperatura mínima média mensal, calculada utilizando o banco de dados do INMET para o período amostrado.

(a)

<b>Temp Max [°C]</b>	BELEM	ITACOATIARA	MANAUS	COARI	TEFE	PORTO VELHO
Janeiro	31,61	31,10	31,88	32,25	30,97	34,30
Fevereiro	31,00	30,35	31,05	31,86	31,71	33,80
Março	31,27	30,54	31,16	31,98	31,01	33,60
Abril	31,64	31,06	31,96	33,00	32,65	33,90
Maio	31,85	31,41	31,49	32,25	32,89	
Junho	32,56	31,54	32,34	32,52	31,81	
Julho	32,56	31,55	32,47	32,14	32,61	
Agosto	33,12	32,55	33,57	33,06	34,66	
Setembro	33,18	33,32	34,93	34,37	33,14	35,90
Outubro	33,21	33,29	33,70	33,51	33,92	35,60
Novembro	33,70	32,25	32,69	32,70	33,30	
Dezembro	33,37	31,85	33,05	32,81	31,64	35,10

(b)

<b>Temp Min [°C]</b>	BELEM	ITACOATIARA	MANAUS	COARI	TEFE	PORTO VELHO
Janeiro	23,21	24,34	25,00	24,44	23,22	21,60
Fevereiro	23,58	23,99	24,23	24,16	23,65	21,60
Março	23,69	24,13	24,40	24,42	23,95	21,90
Abril	23,55	24,61	24,88	24,89	24,15	21,70
Maio	23,32	24,59	24,85	24,75	24,29	
Junho	23,14	25,17	25,18	25,30	23,53	
Julho	22,79	24,49	24,66	24,03	23,29	
Agosto	22,95	24,74	25,15	24,69	23,99	
Setembro	22,77	25,23	25,82	25,36	23,10	18,50
Outubro	22,91	25,01	25,18	24,42	24,23	20,50
Novembro	22,98	24,89	25,07	24,74	24,36	
Dezembro	22,75	25,05	25,63	24,98	23,65	21,80

Os dados de temperatura máxima média (Tabela 2.a e Figura 12.a) apresentam uma amplitude de aproximadamente 5,5 °, tendo seu valor mais alto de 35,9°C no mês de setembro na cidade de Porto Velho e o valor mais baixo de 30,35°C no mês de fevereiro na cidade de Itacoatiara. A temperatura mínima média (Tabela 2.b e Figura 12.b) possuiu uma amplitude de 7,3°C neste período e apresenta seu maior e menor valor no mês de setembro, de 25,82°C na cidade de Manaus e 18,5°C na cidade de Porto Velho, respectivamente.

Apesar da baixa amplitude da temperatura podemos observar dois intervalos de tempo com comportamentos distintos, o primeiro caracterizado pelos maiores valores de temperatura que se inicia em julho e dura até o mês de dezembro e o segundo com temperaturas mais amenas ocorre durante os meses de janeiro a junho, ambos observados nos dados de temperatura máxima média.

## 4.2 PRECIPITAÇÃO

A região amazônica possui um regime anual de chuvas que pode ser subdividido em duas estações, a primeira ocorre em grande parte dos pontos amostrados, durante os meses de janeiro a junho e caracteriza-se por períodos de chuvas fortes e abundantes. A segunda estação ocorre durante os meses de julho a dezembro e caracteriza-se por uma queda no regime de chuvas mensal na região.

Os dados de precipitação total (Tabela 3 e Figura 13) apresentam uma amplitude de aproximadamente 562,4 mm, tendo seu valor mais alto de 605 mm no mês de março na cidade de Itacoatiara e o valor mais baixo de 42,6 mm no mês de agosto na cidade de Manaus.

Figura 13 – Gráficos da relação pluviométrica mensal para entre todas as cidade.

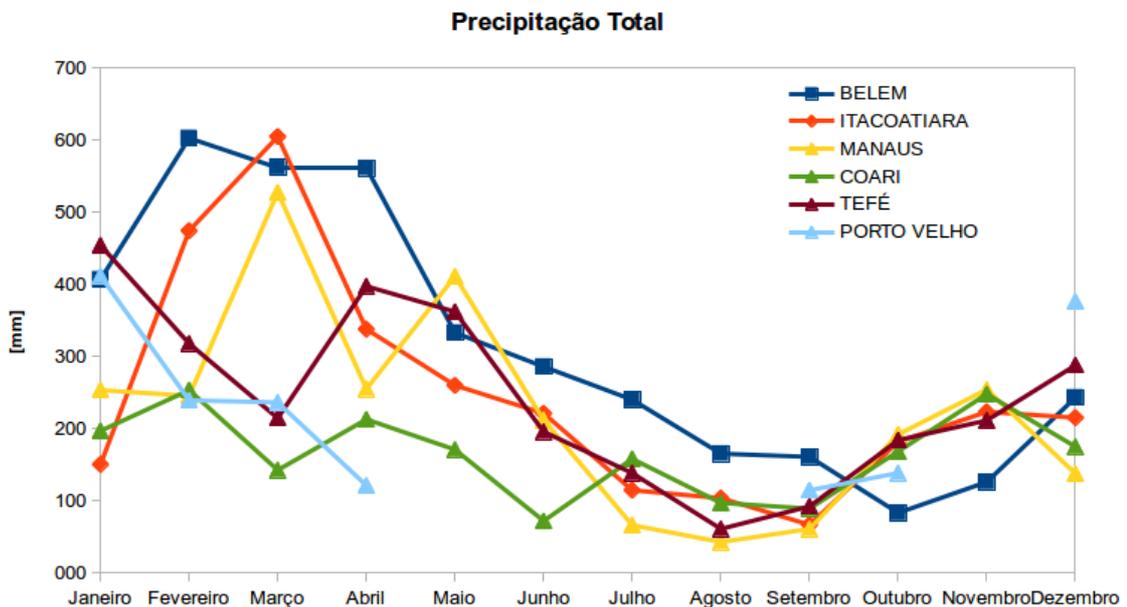


Tabela 3 – Dados de precipitação total mensal calculada utilizando o banco de dados do INMET para o período amostrado.

<b>Precipitação Total [mm]</b>	BELEM	ITACOATIARA	MANAUS	COARI	TEFÉ	PORTO VELHO
Janeiro	406,90	150,30	253,30	196,80	454,1	411,6
Fevereiro	602,90	474,40	245,40	253,30	317,9	239,2
Março	562,70	605,00	527,70	142,40	214,4	236,2
Abril	561,20	337,80	255,00	212,80	397,4	121
Mai	332,90	259,80	411,30	170,80	362	
Junho	285,80	221,10	211,70	71,90	195,6	
Julho	240,00	114,50	66,10	158,00	138,25	
Agosto	165,15	103,5	42,6	96,9	60,85	
Setembro	160,8	66,55	60,8	89	92	114,4
Outubro	83,05	181,7	191,95	168,25	183,9	138,4
Novembro	126	223,2	254,1	247,8	211,3	
Dezembro	243,1	215,05	137,55	174,85	287,8	376,2

Estas estações de maior e menor aporte de chuva variam temporalmente entre as cidades, porém este fenômeno pode ser explicado pelo movimento de massas de ar sobre a região, como a Massa Equatorial Continental (MEC) que carrega a umidade gerada pela floresta amazônica, alcançando no verão toda a região Norte, Centro-Oeste e parte do Sudeste brasileiro.

#### 4.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS – $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta\text{D}$ E EXCESSO DE DEUTÉRIO

Os isótopos estáveis presentes nas amostras de água da chuva coletadas na região amazônica refletem o fracionamento destes elementos durante os processos de evaporação que formam as nuvens de chuva e a condensação da água que resulta na chuva coletada para análise. Os resultados destas análises servem como ferramenta para melhor entender o ciclo da água na região amazônica e como este afeta ou é afetado pelos parâmetros climatológicos regionais.

Juntamente aos resultados das amostras coletadas, foram analisados os valores mensais do banco de dados do IAEA-GNIP para as cidades de Belém, Manaus e Porto Velho, com o propósito de comparação e auxílio das interpretações dos resultados das amostras. Este banco de dados é composto por valores medidos no período de 1965-1990, utilizados pelo IAEA para o cálculo da média mensal de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  e excesso de deutério.

### 4.3.1 Isótopo Estável de Oxigênio – $\delta^{18}\text{O}$

Os dados resultantes das análises de  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras coletadas nas cidades (Tabela 4.a e Figura 14.a) apresentam uma amplitude de aproximadamente 11,5‰, tendo seu valor mais alto de 0,95‰ no mês de julho na cidade de Coari e o valor mais baixo de -10,58‰ no mês de fevereiro na cidade de Porto Velho. Foram observados dois comportamentos distintos entre as cidades analisadas: o primeiro ocorre nas cidades de Belém e Coari com uma amplitude anual média de 2‰, menor se comparada às outras cidades que apresentam uma amplitude média de 8‰ ao ano.

Figura 14 – Gráficos dos resultados de  $\delta^{18}\text{O}$ , (a) das amostras de todas as cidades estudadas para o período amostrado e (b) da média dos valores do banco de dados coletados no IAEA-GNIP.

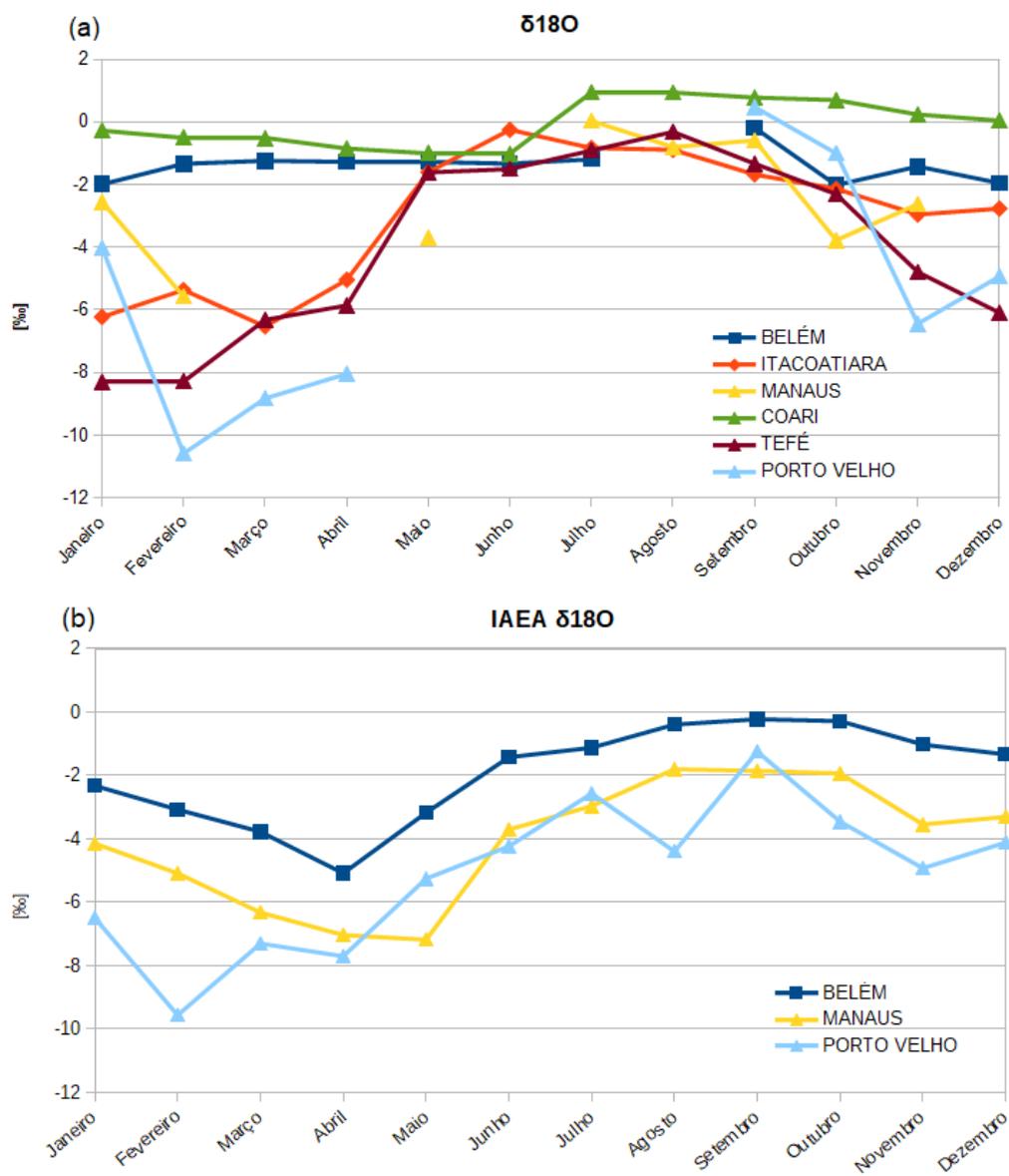


Tabela 4 – (a) Resultados da análises de  $\delta^{18}\text{O}$  mensal de cada cidade, calculado utilizando os resultados do período amostrado, (b) dados mensais do IAEA para as cidades de Belém, Manaus e Porto Velho.

(a)	Resultados $\delta^{18}\text{O}$ [‰]					
	BELÉM	ITACOATIARA	MANAUS	COARI	TEFÉ	PORTO VELHO
Janeiro	-1,99	-6,23	-2,55	-0,27	-8,29	-4,02
Fevereiro	-1,33	-5,36	-5,57	-0,48	-8,27	-10,58
Março	-1,24	-6,53		-0,52	-6,32	-8,82
Abril	-1,27	-5,04		-0,85	-5,86	-8,04
Mai	-1,26	-1,60	-3,69	-0,98	-1,61	
Junho	-1,33	-0,25		-1,02	-1,50	
Julho	-1,19	-0,83	0,04	0,95	-0,91	
Agosto		-0,89	-0,80	0,93	-0,31	
Setembro	-0,18	-1,67	-0,59	0,78	-1,33	0,48
Outubro	-2,01	-2,13	-3,77	0,70	-2,30	-1,00
Novembro	-1,42	-2,95	-2,62	0,24	-4,79	-6,44
Dezembro	-1,95	-2,76		0,05	-6,09	-4,93

(b)	IAEA $\delta^{18}\text{O}$ [‰]		
	BELÉM	MANAUS	PORTO VELHO
Janeiro	-2,32	-4,14	-6,49
Fevereiro	-3,07	-5,08	-9,56
Março	-3,77	-6,32	-7,30
Abril	-5,08	-7,03	-7,70
Mai	-3,17	-7,18	-5,25
Junho	-1,42	-3,70	-4,23
Julho	-1,12	-2,96	-2,56
Agosto	-0,39	-1,80	-4,39
Setembro	-0,22	-1,85	-1,24
Outubro	-0,28	-1,93	-3,45
Novembro	-1,02	-3,54	-4,92
Dezembro	-1,33	-3,30	-4,11

Os valores disponibilizados pelo IAEA (Tabela 4.b e Figura 14.b) possuem uma amplitude de 9,34‰, tendo seu valor mais alto de -0,22‰ no mês de setembro na cidade de Belém e o valor mais baixo de -9,56‰ no mês de fevereiro na cidade de Porto Velho. O comportamento destes dados é semelhante ao dos resultados da Tabela 5.a somente nas cidades de Manaus e Porto Velho.

### 4.3.2 Isótopo Estável de Hidrogênio – $\delta\text{D}$

Os dados resultantes das análises de  $\delta\text{D}$  das amostras coletadas nas cidades (Tabela 5.a e Figura 15.a) apresentam uma amplitude de aproximadamente 90‰, tendo seu valor mais alto de 16,89‰ no mês de agosto na cidade de Porto Velho e o valor mais baixo de -72,92‰ no mês de janeiro também na cidade de Porto Velho. Muito semelhante ao  $\delta^{18}\text{O}$  da tabela 5, ocorrem dois comportamentos distintos entre as cidades analisadas: o primeiro ocorre nas

idades de Belém e Coari com uma amplitude anual média de 14%, muito menor se comparada às outras cidades que apresentam uma amplitude média de 66% ao ano.

Figura 15 – Gráficos dos resultados de  $\delta D$ , (a) das amostras de todas as cidades estudadas e (b) do banco de dados coletados no IAEA-GNIP.

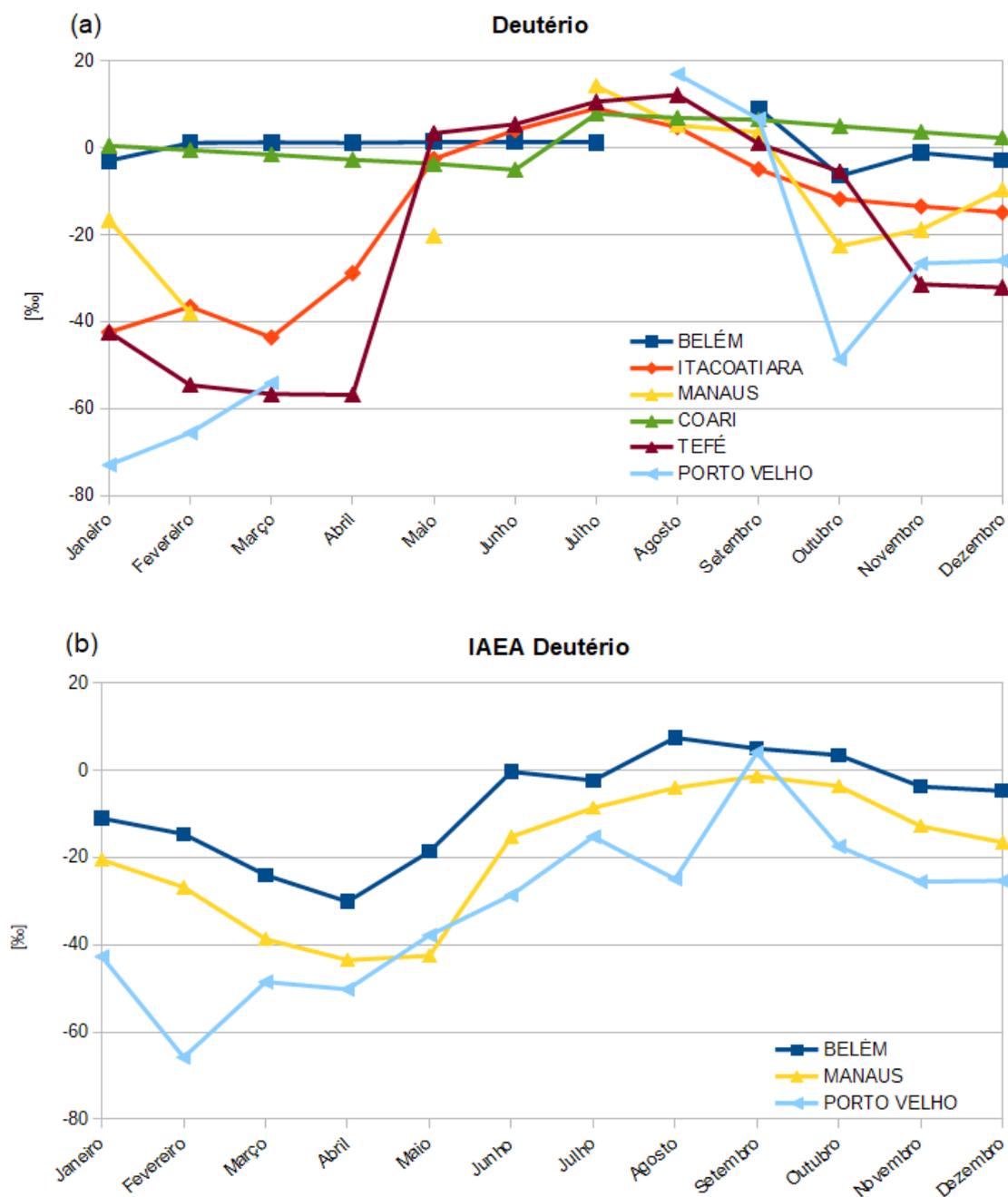


Tabela 5 – (a) Resultados da análises de  $\delta D$  mensal de cada cidade, calculado utilizando os resultados do período amostrado, (b) dados mensais do IAEA para as cidades de Belém, Manaus e Porto Velho.

(a)	Resultados $\delta D$ [‰]					
	BELÉM	ITACOATIARA	MANAUS	COARI	TEFÉ	PORTO VELHO
Janeiro	-2,85	-14,87	-9,72	2,24	-32,10	-25,96
Fevereiro	-2,96	-42,40	-16,63	0,47	-42,36	-72,92
Março	1,11	-36,54	-38,02	-0,54	-54,55	-65,53
Abril	1,23	-43,59		-1,58	-56,61	-54,05
Maio	1,13	-28,81		-2,74	-56,80	
Junho	1,37	-2,57	-20,23	-3,65	3,35	
Julho	1,36	4,06		-5,07	5,40	
Agosto	1,14	9,06	14,18	7,80	10,60	
Setembro		4,71	5,18	6,87	12,16	16,89
Outubro	9,02	-4,92	3,54	6,43	0,94	6,66
Novembro	-6,47	-11,77	-22,58	4,97	-5,46	-48,63
Dezembro	-1,19	-13,47	-18,77	3,61	-31,37	-26,59

(b)	IAEA $\delta D$ [‰]		
	BELÉM IAEA	MANAUS IAEA	PORTO VELHO IAEA
Janeiro	-11,00	-20,50	-42,70
Fevereiro	-14,60	-26,80	-65,80
Março	-24,00	-38,70	-48,50
Abril	-30,10	-43,50	-50,20
Maio	-18,60	-42,50	-37,80
Junho	-0,30	-15,20	-28,60
Julho	-2,30	-8,60	-15,20
Agosto	7,50	-4,00	-24,90
Setembro	5,00	-1,30	4,10
Outubro	3,50	-3,60	-17,40
Novembro	-3,70	-12,80	-25,50
Dezembro	-4,70	-16,50	-25,30

Os valores disponibilizados pelo IAEA (Tabela 5.b e Figura 15.b) possuem uma amplitude de 73,3%, tendo seu valor mais alto de 7,5‰ no mês de agosto na cidade de Belém e o valor mais baixo de -65,8‰ no mês de fevereiro na cidade de Porto Velho. Semelhante aos dados de  $\delta^{18}O$  o comportamento do  $\delta D$  segue o mesmo padrão dos resultados da Tabela 5.a, somente para as cidades de Manaus e Porto Velho.

### 4.3.3 Excesso de deutério

Os dados resultantes das análises de excesso de deutério das amostras coletadas nas cidades (Tabela 6.a) apresentam uma amplitude de aproximadamente 34‰, tendo seu valor mais alto de 24‰ no mês de janeiro na cidade de Tefé e o valor mais baixo de -9,96‰ no mês de abril na cidade de Tefé.

Tabela 6 – Resultados da análises de excesso de deutério mensal de cada cidade, calculado utilizando os resultados do período amostrado.

(a)	Resultados Excesso-d [‰]					
	BELÉM	ITACOATIARA	MANAUS	COARI	TEFÉ	PORTO VELHO
Janeiro	12,96	7,41	3,76	2,66	24,00	6,21
Fevereiro	11,77	6,34	6,53	3,33	11,57	11,75
Março	11,14	8,62		2,56	-6,09	5,02
Abril	11,28	11,47		4,03	-9,96	10,25
Maio	11,48	10,22	9,32	4,23	16,23	
Junho	11,98	6,05		3,10	17,41	
Julho	10,65	9,18	13,90	0,22	17,87	
Agosto		11,81	11,57	-0,60	14,66	
Setembro	10,49	8,48	8,25	0,18	11,58	13,03
Outubro	9,65	5,31	7,60	-0,63	12,98	14,67
Novembro	10,15	10,16	2,22	1,70	6,95	2,90
Dezembro	12,74	7,24	7,06	1,87	16,61	12,87

(b)	IAEA Excesso-d [‰]		
	BELÉM	MANAUS	PORTO VELHO
Janeiro	9,60	11,80	10,20
Fevereiro	10,00	11,80	9,80
Março	11,50	11,80	9,30
Abril	9,60	12,20	10,30
Maio	10,10	12,50	7,50
Junho	10,80	13,30	9,90
Julho	9,10	15,10	8,70
Agosto	11,30	14,30	10,20
Setembro	6,40	13,40	10,40
Outubro	7,70	12,30	9,90
Novembro	5,00	11,70	12,40
Dezembro	5,80	10,70	9,80

Os valores disponibilizados pelo IAEA (Tabela 6.b) para o excesso de deutério tem uma amplitude de 10,1‰, tendo seu valor mais alto de 15,1‰ no mês de julho na cidade de Manaus e o valor mais baixo de 5,0‰ no mês de novembro na cidade de Belém. O comportamento do excesso de deutério do IAEA segue o mesmo padrão dos resultados das amostras na Tabela 6.a, somente para as cidades de Belém e Manaus. A cidade de Porto Velho apresenta uma suave diferença padrão entre os dois grupos de dados.

## 5 DISCUSSÕES

A compreensão da interação entre os diversos fatores climatológicos e os dados isotópicos da precipitação da região amazônica é complexa. Os resultados foram primeiramente analisados em pares de um parâmetro climático e os resultados das análises isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  para todas as cidades, seguido dos valores de excesso de deutério. Os cálculos da correlação de Pearson para o  $\delta^{18}\text{O}$  e o  $\delta\text{D}$  tiveram resultados semelhantes (Tabela 7), portanto as interpretações dos resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  a seguir serão aplicadas igualmente aos resultados de  $\delta\text{D}$ .

### 5.1 RELAÇÃO ENTRE TEMPERATURA E $\delta^{18}\text{O}$

A temperatura na região amazônica varia pouco, tornando difícil a utilização deste parâmetro, porém ainda é possível a identificação de duas estações no ano, de dezembro a abril e de maio a novembro (Figura 12.a). O coeficiente de Pearson foi calculado para todas as temperaturas, sendo utilizado os valores de temperatura máxima devido a mais forte correlação (os gráficos de temperatura média e mínima estão nos apêndices 1 e 2). A correlação da temperatura máxima foi positiva forte a muito forte para a região central e oeste nas cidades de Manaus, Tefé, Porto Velho e Itacoatiara (Figuras 16.b-f), moderada na cidade de Coari e inversa muito fraca para a cidade de Belém, região leste da bacia amazônica (Figura 16.a) (Tabela 7 e Figura 17).

Tabela 7 – Valores calculados para o coeficiente de correlação de Pearson entre os isótopos pesados ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ) e cada um dos parâmetros climatológicos estudados em cada cidade.

Coef. Pearson (r)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$			
	Temp Max	Temp Min	Temp Med	Precip
<b>BELÉM</b>	-0,008	-0,004	-0,013	0,018
<b>ITACOATIARA</b>	0,626	0,699	0,676	-0,681
<b>MANAUS</b>	0,607	0,535	0,601	-0,740
<b>COARI</b>	0,499	-0,188	0,273	-0,202
<b>TEFÉ</b>	0,700	0,035	0,365	-0,718
<b>PORTO VELHO</b>	0,930	-0,783	-0,135	-0,183

Coef. Pearson (r)	$\delta\text{D}\text{‰}$			
	Temp Max	Temp Min	Temp Med	Precip
<b>BELÉM</b>	0,075	-0,124	0,044	-0,233
<b>ITACOATIARA</b>	0,756	0,644	0,754	-0,844
<b>MANAUS</b>	0,744	0,495	0,691	-0,835
<b>COARI</b>	0,665	0,221	0,555	-0,064
<b>TEFÉ</b>	0,552	-0,319	0,126	-0,795
<b>PORTO VELHO</b>	0,957	-0,795	-0,121	-0,218

Estes resultados podem estar apontando para a importância da temperatura nas regiões central e oeste da bacia amazônica como um fator de influência no fracionamento dos isótopos de oxigênio contidos na precipitação, com exceção da costa leste que mostra uma temperatura mais constante por todo o ano. As regiões centro e oeste da Amazônia mostram claramente uma sazonalidade composta por duas estações no ano, que coincidem com as descritas por Vuille et al. (2003).

Essa correlação da temperatura com o  $\delta^{18}\text{O}$  pode estar sendo observada devido a semelhante sazonalidade que ocorre com a pluviometria, onde estações quentes (frias) sobre as regiões central e oeste tendem a coincidir com episódios secos (úmidos). Essa característica torna difícil concluir qual dos parâmetros é que influencia nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  ou se é uma combinação dos dois fatores.

Figura 16 – Relação mensal entre a temperatura e o  $\delta^{18}\text{O}$  para todas as cidades amostradas.

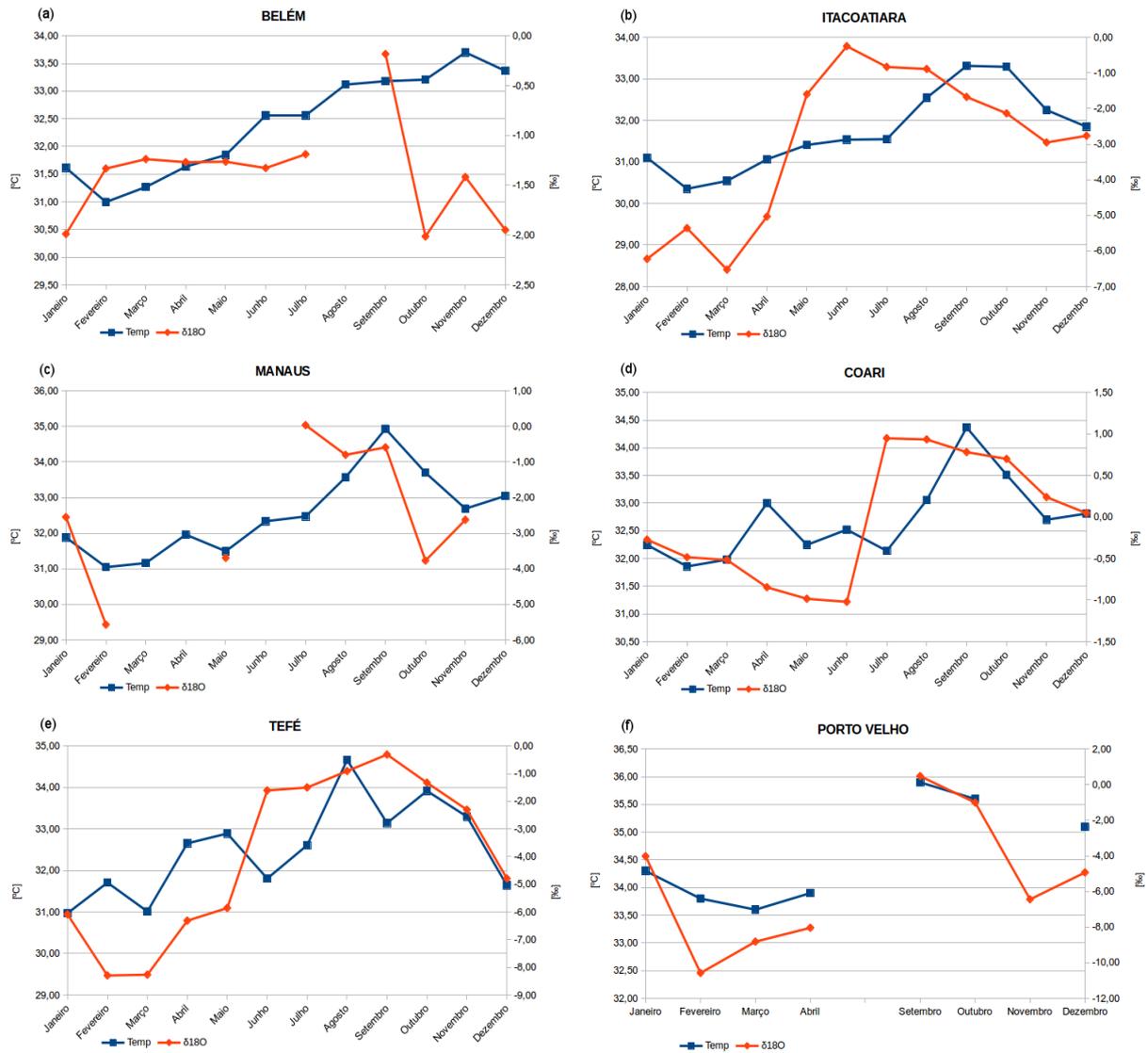
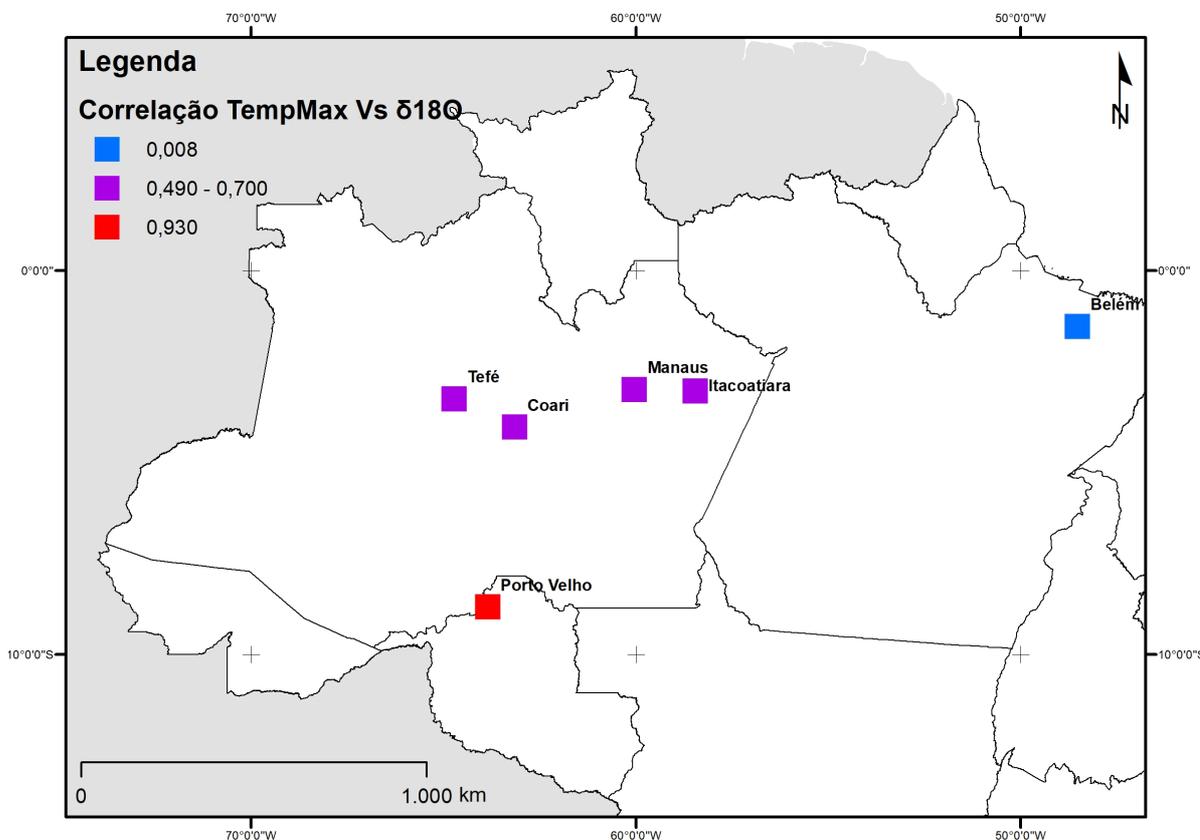


Figura 17 – Mapa representativo dos intervalos dos resultados da correlação entre a temperatura máxima média e o  $\delta^{18}\text{O}$  para todas as cidades analisadas.



A diferença mais expressiva entre as cidades ocorre nos resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  de Belém e Coari cujos valores mantêm-se maiores que  $-2,1\%$ , enquanto as outras cidades apresentam valores de até  $-10,5\%$ . Essa diferença pode ser explicada em Belém pela falta do efeito de continentalidade (explicado na seção 2.3.3) devido à proximidade com o oceano, porém a cidade de Coari encontra-se na região central da Amazônia, esperando-se valores inferiores aos identificados nos resultados. Uma das hipóteses é que estes resultados em Coari poderiam estar indicando um local de baixíssima reciclagem de água (evapotranspiração).

## 5.2 RELAÇÃO ENTRE PRECIPITAÇÃO E $\delta^{18}\text{O}$

A precipitação na Amazônia é apontada como o principal fator no fracionamento isotópico da água na região (Vuille et al., 2003; Salati et al., 1979) e é uma característica importante no clima local e no desenvolvimento da floresta tropical. A correlação entre a precipitação e o  $\delta^{18}\text{O}$  foi medida pelo coeficiente de Pearson (Tabela 8 e Figura 19) mostrando três intervalos entre as cidades: Itacoatiara, Manaus e Tefé resultaram em uma correlação inversa forte (Figuras 18.b, 18.c e 18.e), Belém e Porto Velho uma correlação inversa fraca (Figuras 18.a e 18.f) e Coari uma correlação inversa muito fraca (Figura 18.b).

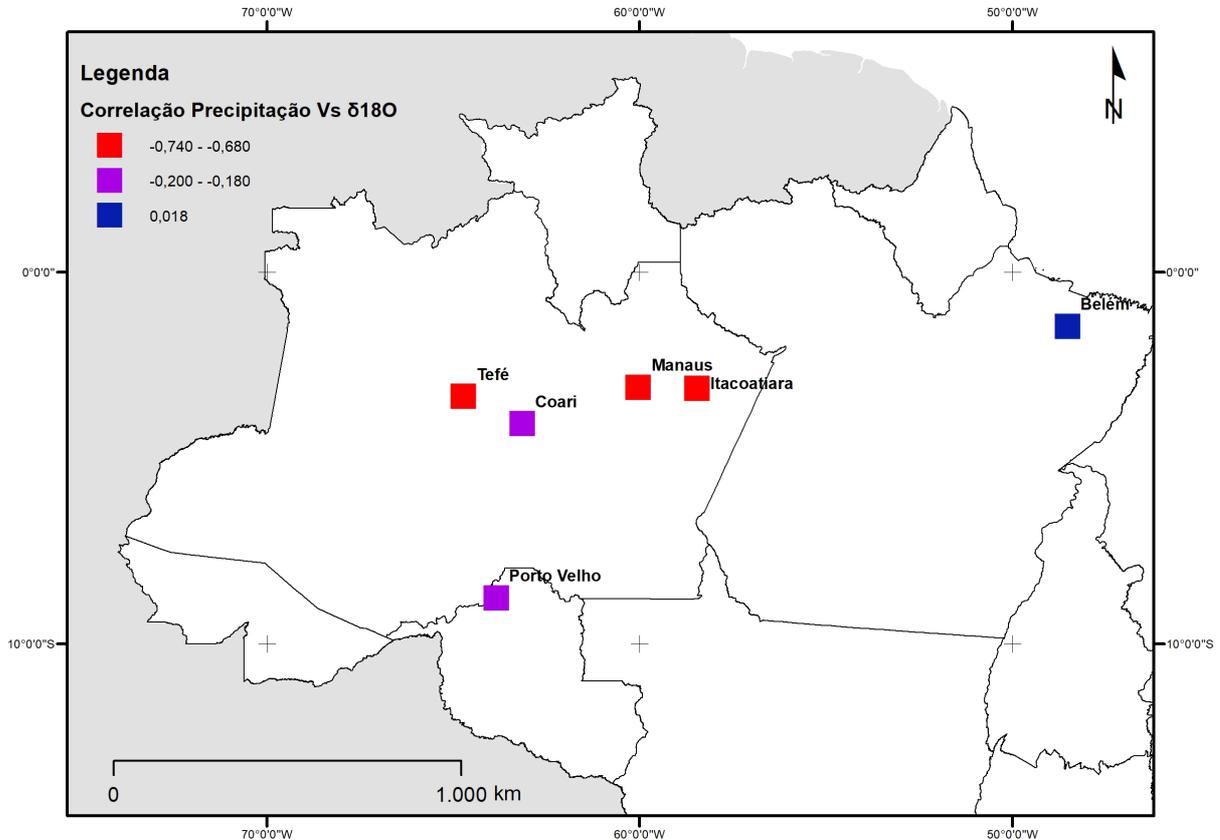
Figura 18 – Relação mensal entre a precipitação e o  $\delta^{18}\text{O}$  para todas as cidades amostradas.



A precipitação em toda a região ocorre em duas estações como as mencionadas no 3º parágrafo da seção 6.1, com exceção das cidades de Coari e Porto Velho, onde nota-se um comportamento diferente dos demais (Figura 13). Na cidade de Coari a variação da precipitação é muito fraca, gerando valores mais homogêneos pelo decorrer do ano. Enquanto Porto Velho apresenta a queda e o aumento na precipitação pelo menos três meses antes das outras cidades.

Estes resultados apontam para o efeito de quantidade explicado na seção 2.3.1, que produz este padrão inverso, onde, quanto maior a quantidade de chuva, mais enriquecida em isótopos pesados ( $^{18}\text{O}$  e D) será a precipitação coletada na amostragem. Porém para as cidades de Porto Velho e Coari, os resultados das medidas não mostram este mesmo comportamento.

Figura 19 – Mapa representativo dos intervalos dos resultados da correlação entre a precipitação total e o  $\delta^{18}\text{O}$  para todas as cidades analisadas.



A cidade de Coari mantém uma variação muito pequena de precipitação e de  $\delta^{18}\text{O}$  por todo o ano. A precipitação da cidade apresenta valores menores que todas as outras e é distribuída pelo ano de maneira homogênea, não sendo possível identificar padrões sazonais. Diferente da precipitação, o  $\delta^{18}\text{O}$  mostra uma clara sazonalidade com duas estações bem definidas. A correlação destes parâmetros é muito fraca levando a interpretação neste local o fracionamento do  $^{18}\text{O}$  não é influenciado pela precipitação. Além disso, os baixos valores de precipitação reforçam a hipótese de que esta região apresenta baixíssima reciclagem de água (evaporação/evapotranspiração).

### 5.3 EXCESSO DE DEUTÉRIO

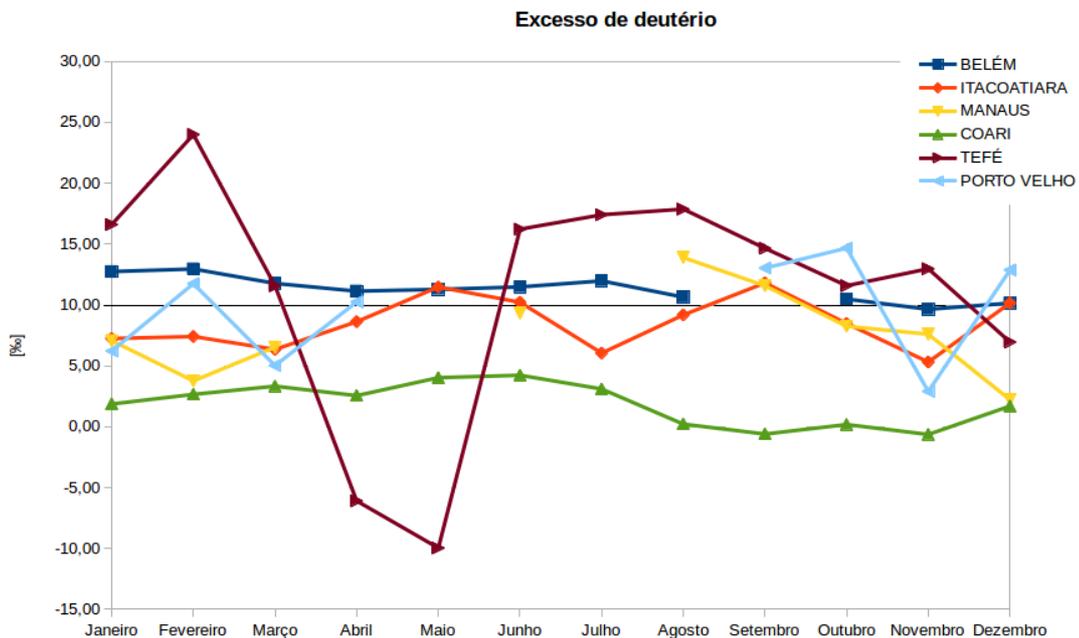
O excesso de deutério é utilizado para interpretar a ocorrência do fenômeno de reciclagem da água em uma região. Segundo a definição de Salati (1979), os valores de excesso de deutério maiores que 10‰ podem ser interpretados como indicadores de áreas com alta contribuição de água reciclada derivada de transpiração da biota.

Podemos identificar que oeste e centro na região amazônica (Tefé, Itacoatiara, Manaus e Porto Velho) são áreas onde a reciclagem de água varia anualmente (Figura 20). A cidade de

Belém é a única que apresenta valores acima dos 10‰ por todo o ano, devido a sua proximidade com o Oceano Atlântico, que possui um valor médio de excesso de deutério de +10‰ (Dublyansky, 2018).

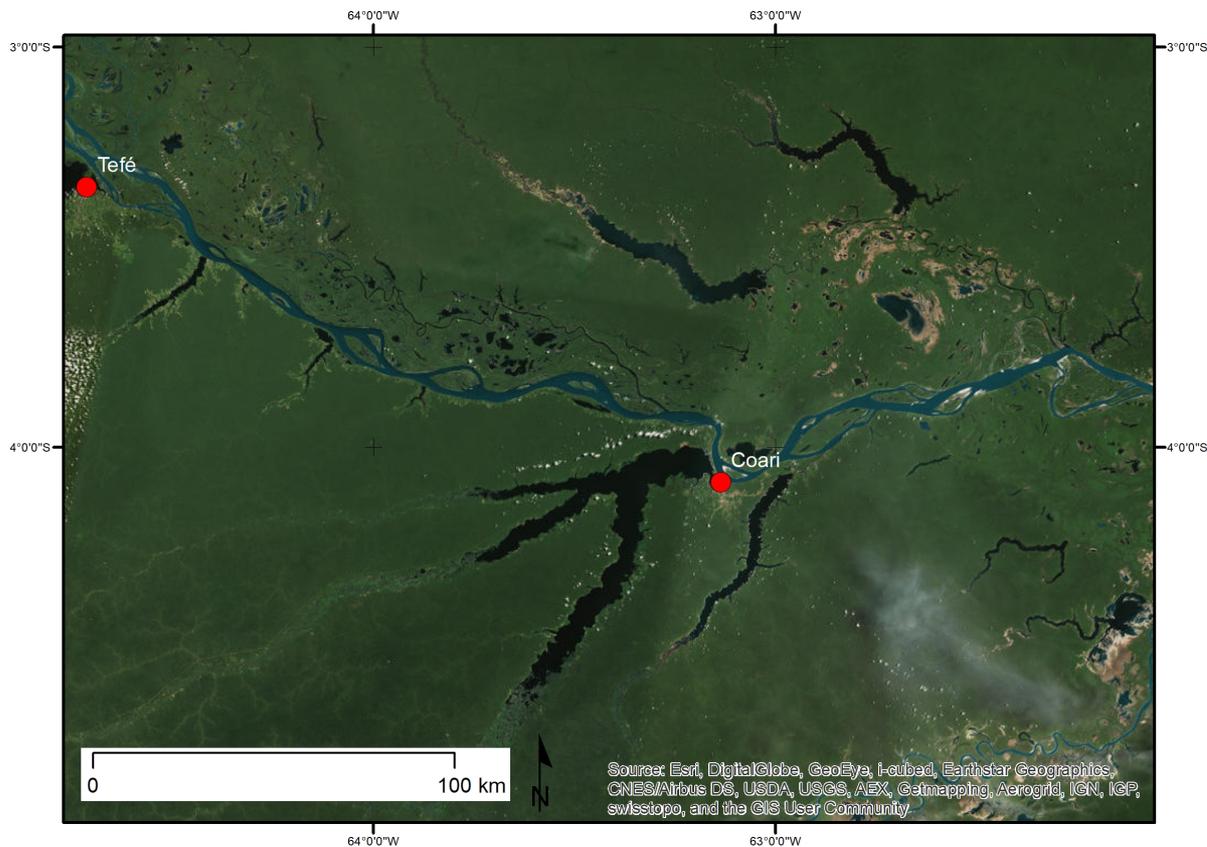
A grande variação no valor do excesso de deutério em Tefé nos meses de março a junho pode estar ocorrendo devido a entrada de uma massa de vapor vinda de uma fonte diferente da restante do ano, a identificação desta fonte necessitaria uma investigação mais detalhada do comportamento das massas de ar na região.

Figura 20 – Gráfico dos valores mensais do excesso de deutério em todas as cidades estudadas durante o período analisado. Valores acima da linha preta (+10‰) indicam contribuição de água reciclada na amostra.



A cidade de Coari é a única que além de ter pouca variação anual, não apresenta valores altos o suficiente para indicar uma evapotranspiração de água no local. Esses valores contribuem para as interpretações feitas sobre os resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  junto aos parâmetros climáticos, de que a cidade de Coari está localizada próxima a um grande corpo d'água (Lago Coari, Figura 21) que abastece a unidade local por evaporação.

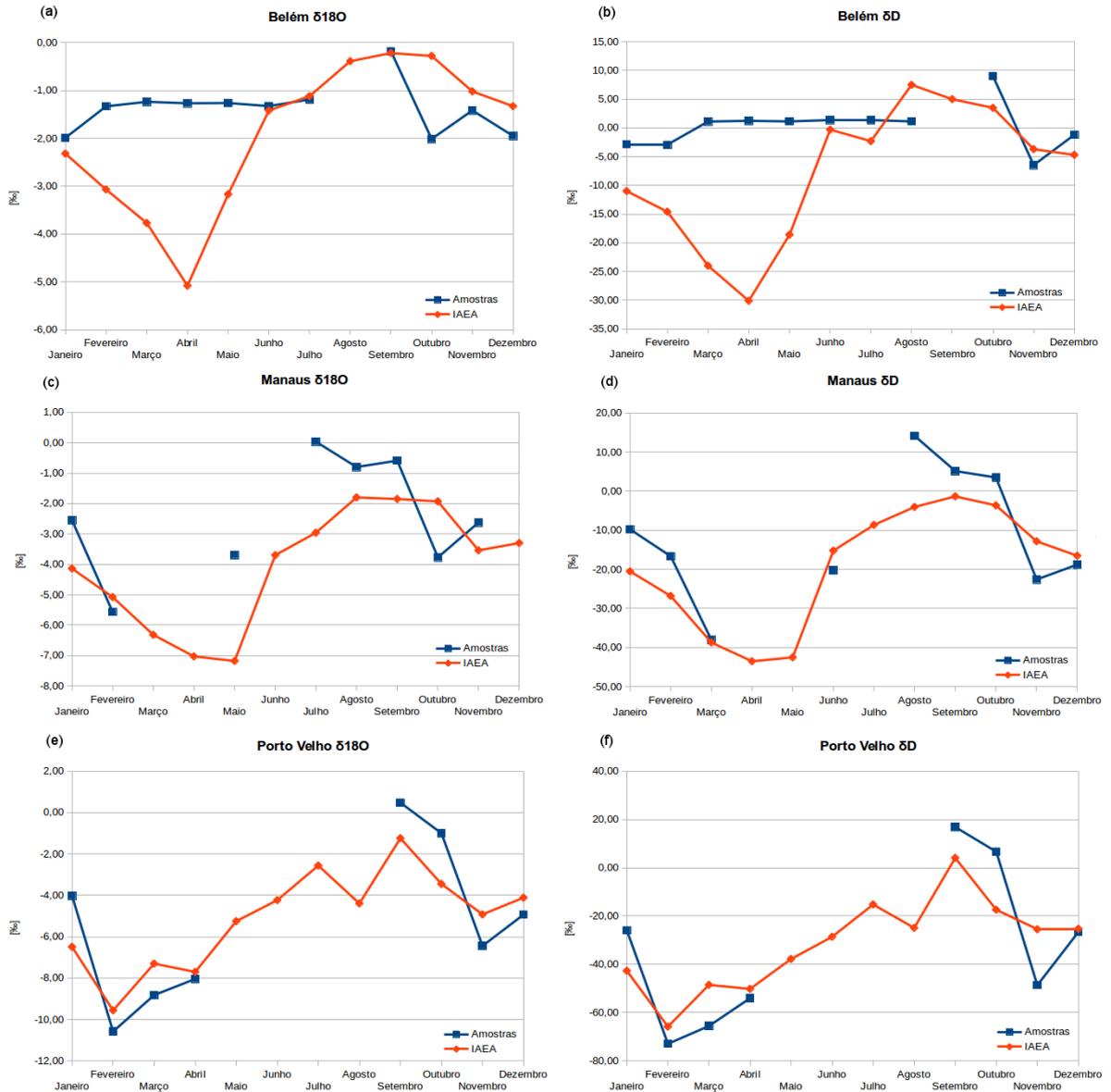
Figura 21 – Mapa de imagem de satélite da região próxima a cidade de Coari, a umidade proveniente da evaporação dos lagos seria uma possível fonte de vapor para precipitação local.



#### 5.4 RELAÇÃO ENTRE OS DADOS DO IAEA E AS AMOSTRAS

Os dados do IAEA utilizados fazem parte de um banco de dados do período de 1965-1990, que mediu os valores de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  e excesso de deutério, calculando uma média dos valores mensais para gerar uma tabela dos isótopos estáveis para cada mês do ano. Deste banco de dados mundial foram amostradas somente três das cidades trabalhadas, Belém, Manaus e Porto Velho.

Figura 22 – Relação mensal do  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  entre os resultados das amostras e os dados do IAEA nas cidades de (a; b) Belém, (c; d) Manaus e (e; f) Porto Velho.



Os dados do IAEA e os resultados medidos nas amostras (Figura 22) apresentam uma boa correlação nas cidades de Manaus e Porto Velho (Figuras 19.c-f), mantendo um padrão sazonal de duas estações. De dezembro a maio os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  são mais negativos, mantendo-se abaixo de  $-2\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  e  $-10\text{‰}$   $\delta\text{D}$ , enquanto durante o restante do ano estes valores são maiores.

A correlação em Belém mostra uma disparidade entre as amostras e o IAEA (Figuras 19.a-b), podendo ser por erro de amostragem ou por um aumento na influência do vapor originado do oceano durante o início do ano, gerando valores mais próximos ao  $+1\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$  do Oceano Atlântico.

## 7 CONCLUSÕES

Os resultados dos isótopos estáveis das amostras de precipitação na Amazônia, coletadas mensalmente durante o período de 2013 a 2017, foram interpretados e comparados aos dados meteorológicos e isotópicos gerados e disponibilizados por outros institutos de pesquisa. Estas interpretações foram feitas com o objetivo de compreender os fatores que influenciam o fracionamento isotópico da região, sendo os dois parâmetros meteorológicos principais utilizados a precipitação total e a temperatura.

A reciclagem de água (evaporação/evapotranspiração) é um importante fator que influencia nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  das regiões central e oeste da Amazônia. Porém observou-se neste trabalho que existem áreas como a da cidade de Coari que não apresentam sinais de que a água esteja sendo reciclada localmente. Observou-se que a costa leste da Amazônia é fortemente influenciada pelo Oceano Atlântico, mantendo valores isotópicos semelhantes à fonte oceânica.

A climatologia da região amazônica mostrou, em grande parte, uma forte correlação com os isótopos estáveis na precipitação, principalmente a temperatura máxima média. Nas cidades de Itacoatiara, Manaus e Tefé a precipitação resultou em uma correlação inversa forte ( $\rho$  entre -0,68 e -0,74), Belém, Coari e Porto Velho uma correlação inversa fraca a positiva muito fraca ( $\rho$  entre 0,018 e -0,20). A temperatura máxima resultou em uma correlação positiva forte a muito forte para a região central e oeste nas cidades de Manaus, Tefé, Porto Velho e Itacoatiara ( $\rho$  entre 0,60 e 0,93), moderada na cidade de Coari ( $\rho = 0,5$ ) e muito fraca para a cidade de Belém, região leste da bacia amazônica ( $\rho = -0,008$ ).

O Excesso de deutério é utilizado na identificação de fontes de umidade. Identificou-se que as regiões oeste e centro na região amazônica (Tefé, Itacoatiara, Manaus e Porto Velho) são áreas onde a reciclagem de água varia anualmente (Figura 20). A cidade de Belém é a única que apresenta valores acima dos 10‰ por todo o ano, devido a sua proximidade com o Oceano Atlântico, que possui um valor médio de excesso de deutério de +10‰. A cidade de Coari não apresenta valores altos o suficiente para indicar uma reciclagem de água no local, contribuindo para interpretações de que a cidade está localizada em uma área onde a precipitação é abastecida pelo corpo d'água próximo o Lago Coari.

O clima amazônico é muito complexo e existem diversos fatores não estudados neste trabalho que influenciam na climatologia e no fracionamento isotópico da região. Porém, as interpretações feitas apontam uma dependência forte entre temperatura/precipitação e

umidade proveniente da floresta tropical amazônica, tornando a proteção deste bioma essencial para a preservação do sistema climático de toda a região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BANCO de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa mantido pelo INMET. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>>, acesso em 15/11/2017
- BOWEN, G. J. e REVENAUGH, J. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. **Water Resources Research**, 2003. v. 39, nº 10, 1299. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2003WR002086>>. Acesso: 13 mar. 2018.
- CLARK, I. D., e FRITZ, P. **Environmental isotopes in hydrogeology**. Editora Lewis, 1997.
- DANSGAARD, W., **Stable isotopes in precipitation**, Tellus, 1964. v. 16, p. 436 – 468.
- DIAS, J. P. R. V. **Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$ ) da precipitação e sua relação com as águas subterrâneas na cidade de São Paulo**. 2005. Tese de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- DUBLYANSKY, Y. V., et al. Stable isotopic composition of atmospheric precipitation on the Crimean Peninsula and its controlling factors. **Journal of hydrology**, 2018. v. 565, p. 61–73.
- ELTAHIR, E., e BRAS R. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Reviews of Geophysics**, 1996. v. 34, p. 367–379.
- FIGUEIREDO FILHO, D. B., e SILVA JÚNIOR J. A. Desvendando os Mistérios do Coeficiente de Correlação de Pearson (r). **Revista Política Hoje**, 2009. v. 18, n. 1, p. 115-46.
- FUNDO AMAZÔNIA. Disponível em: <<http://www.fundoamazonia.gov.br/>>. Acesso: 30 dez. 2017.
- GAN M.A., KOUSKY V.E. e ROPELEWSKI C.F. The South American monsoon circulation and its relationship to rainfall over west central Brazil. **Journal of Climate**, 2004. v. 17, p.47–66.
- GAT, J.. Vol II: Atmospheric Waters. In: Mook, W. (ed.), **Environmental isotopes in the hydrologic cycle: principles and applications**. Technical Documents in Hydrology, 2001. n. 39, v. 2, Unesco, Paris.
- GLOBAL Network of Isotopes in Precipitation Archive: banco de dados mantido pelo IAEA. Disponível em: <[http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS\\_resources\\_gnip.html](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html)>, acesso em 13 nov. 2017.
- GRIEBLER, J. C. **Composição e análise isotópica da precipitação em Porto Velho-RO em medidas mensais entre outubro de 2013 e maio de 2014**. 2015. 60 f. Monografia (Graduação) – Instituto de Geociências, Curso de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2015.

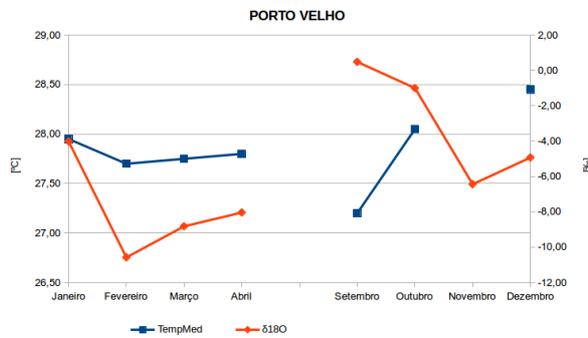
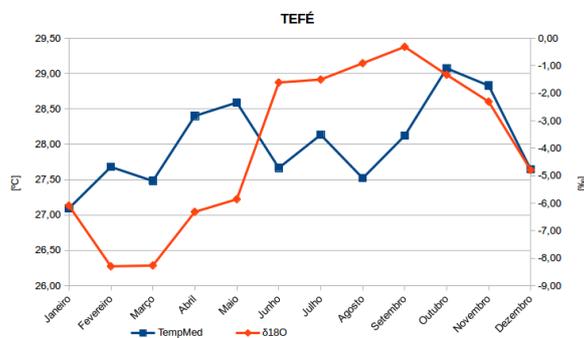
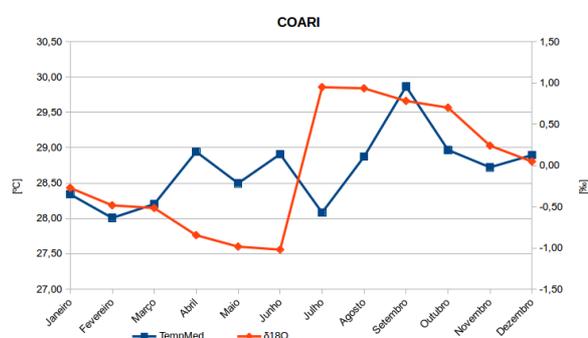
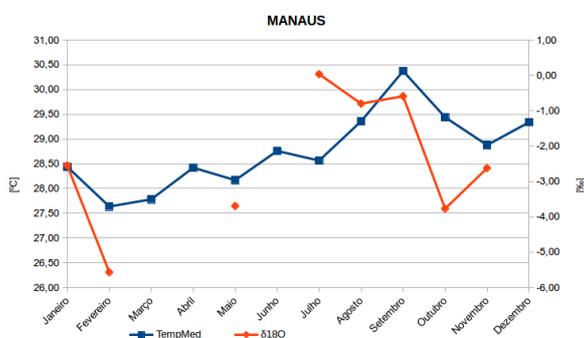
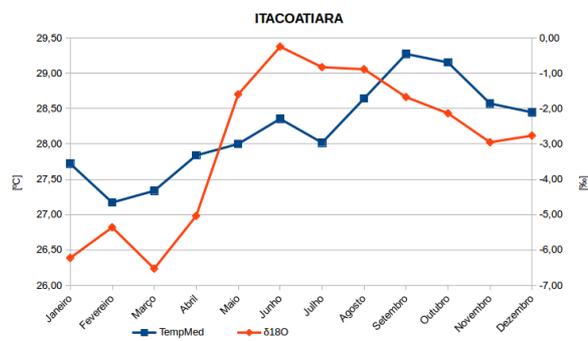
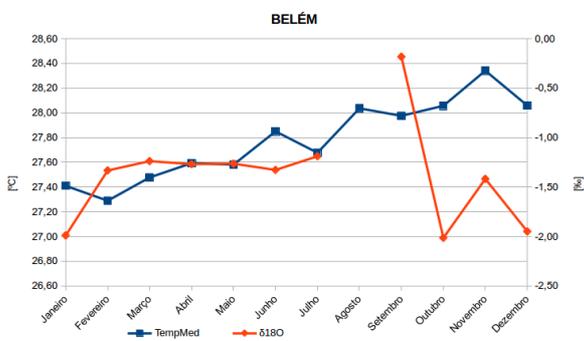
- GROOTES, P. M. et al. Oxygen isotope changes in tropical ice, Quelccaya, Peru. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 1989. v. 94, n. D1, p. 1187-1194.
- LENTERS J.D. e COOK K.H. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American Climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1997. v.54, p. 656–677.
- MARENGO, J., TOMASELLA, J. e UVO, C. Long-term stream flow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil and Northwest Peru. **Journal of Geophysical Research**, 1998. v. 103, p. 1775-1783.
- MARENGO, J.A. Mudanças climáticas globais e regionais: avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos do futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2001. v. 16, p. 1-18.
- MARENGO, J., SOARES, W. R., SAULO, C. e NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP – NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, 2004a. v. 17, p. 2261-2280.
- MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon Basin. **Theoretical and Applied Climatology**, 2004. v. 78, p. 79-96.
- MARQUETTO, L. **Variabilidade das razões de isótopos estáveis de oxigênio na neve ao longo de um transecto antártico**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.
- MOURA, A. D. e J. SHUKLA. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1981. v. 38, p.2653-2675.
- NOBRE, P., e J. SHUKLA. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**. 1996. v. 9, p. 2464–2479.
- NOBRE, C., OBREGON, G. e MARENGO, J., Rong F. e Poveda, G. Characteristics of Amazonian Climate: Main Features. In: GASH, J. *et al.* (Org.). **Amazonia and Global Change**. 1ed. Washington: American Geophysical Union, 2009. v. 186, p. 149-162.
- PICARRO. Ficha técnica do equipamento PICARRO L2130i. Disponível em: <[https://www.picarro.com/products\\_solutions/isotope\\_analyzers/h2o\\_isotopes\\_solids\\_liquids\\_and\\_vapor](https://www.picarro.com/products_solutions/isotope_analyzers/h2o_isotopes_solids_liquids_and_vapor)>, acesso em: 6 nov. 2018.
- PATTNAYAK, K. C. Investigation of Moisture Recycling over Amazon Basin: A Modelling Approach using HadCM3. In: **SIMPÓSIO “Cloud, Their Properties and Their Climate Feedbacks”**, 2017, Columbia University, New York, USA.

- POVEDA G., e MESA, O. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic atmospheric phenomena, **Journal of Climate**, 1997. v. 10, p. 2690-2702.
- POVEDA, G. e SALAZAR, L. F. **Annual and interannual (ENSO) variability of spatial scaling properties of a vegetation index (NDVI) in Amazonia**. Remote Sensing of Environment, 2004. v.93, n. 3, p. 391-401.
- RAY, D.K. *et al.* Impact of land use on Costa Rica tropical montane cloud forests: Sensivity of orographic cloud formation to deforestation in the plains. **Journal of Geophysical Research**, 2006. v.111.
- RIBEIRO, R. R. **Geleiras tropicais na América do Sul e as variações climáticas da Bacia Amazônica Ocidental**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2014.
- RIBEIRO, R. R. *et al.* The Amazon Glaciers. **Glacier Evolution in a Changing World. In-Tech**, 2017. p. 61-76.
- RONCHAIL, J. *et al.* Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **International Journal of Climatology**, 2002. v. 22, p. 1663–1686.
- ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS L. e GONFIANTINI R., Isotopic patterns in modern global precipitation. **Climate Change in Continental Isotopic Records**, 1993, editado por P. K. Swart, K. C. Lohmann, J. MacKenzie, and S. Savin, AGU, Washington, D.C., p. 1 – 37.
- SALATI, E. *et al.* Recycling of water in the Amazon Basin: na isotopic study. **Water Resources Research**. v. 15, p. 1250-1258, 1979.
- SATYAMURTY, P. *et al.* Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, p. 139-148, 2010.
- SILVADIAS P.L., SCHUBERT W.H. e DEMARIA M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689–2707, 1983.
- TRENBERTH, K. Recent observed interdecadal climatic changes in the Northern Hemisphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 71, p. 988-993, 1990.
- TRENBERTH, K. Future ENSO Diagnostics. In: **Hayes symposium on seasonal to interannual climate variability-the 1997-1998 ENSO cycle**, 1999. v. 2, p. 110-113
- VAUGHN, Bruce H., *et al.* **Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy: Opening New Doors for Tracing Water Isotopes in the Hydrosphere, Biosphere, and At-**

- mosphere**. v. 24. 2009. Disponível em: <[https://www.researchgate.net/publication/253144824\\_Wavelength-Scanned\\_Cavity\\_Ring\\_Down\\_Spectroscopy\\_Opening\\_new\\_doors\\_for\\_tracing\\_water\\_isotopes\\_in\\_the\\_hydrosphere\\_biosphere\\_and\\_atmosphere](https://www.researchgate.net/publication/253144824_Wavelength-Scanned_Cavity_Ring_Down_Spectroscopy_Opening_new_doors_for_tracing_water_isotopes_in_the_hydrosphere_biosphere_and_atmosphere)>. Acesso em: 21 nov. 2018.
- VERA, C. *et al.* The south American low level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 87, n. 1, p. 63-77, 2006.
- VICTORIA R.L. *et al.* Mechanisms of Water Recycling in the Amazon Basin: Isotopic Insights. **Forestry and the Environment Journal**. v. 20, n. 8, p. 384-387, 1991.
- VILLA NOVA, N. SALATI, E. e MATSUI, E. Estimativa da evapotranspiração na Bacia Amazônica. **Acta Amazonica**, 1976. v. 6, p. 215-228.
- VUILLE M. *et al.* Modeling  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 2003. Disponível em: <<http://www.atmos.albany.edu/facstaff/mathias/pubs/pubs.html>>. Acesso em: 15 dez. 2017.
- VUILLE, M. *et al.* Modeling  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation over the tropical Americas: 2. Simulation of the stable isotope signal in Andean ice cores, **Journal of Geophysical Research**, 108(D6), 4175, 2003. Disponível em: <<http://www.atmos.albany.edu/facstaff/mathias/pubs/pubs.html>>. Acesso em: 05 dez. 2017.
- VUILLE, M., WERNER, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability - observations and model results. **Climate Dynamics**, v. 25, p. 401-413, 2005. Disponível em: <<http://www.atmos.albany.edu/facstaff/mathias/pubs/pubs.html>>. Acesso em: 15 dez. 2017.
- ZHOU J. e LAU K.M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, 1998. v. 11, p. 1020–1040.

## **APÊNDICES**

# APÊNDICE 1 – GRÁFICOS DA RELAÇÃO ENTRE A TEMPERATURA MÉDIA E $\delta^{18}\text{O}$



## APÊNDICE 2 – GRÁFICOS DA RELAÇÃO ENTRE A TEMPERATURA MÍNIMA E $\delta^{18}\text{O}$

