

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

**CONTROLES ATMOSFÉRICOS SOBRE A VARIABILIDADE
ISOTÓPICA DA CHUVA NA AMAZÔNIA CENTRAL**

RAFAELA RODRIGUES GOMES

Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro
Rio Claro - SP
2026

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

RAFAELA RODRIGUES GOMES

CONTROLES ATMOSFÉRICOS SOBRE A VARIABILIDADE ISOTÓPICA DA CHUVA NA AMAZÔNIA CENTRAL

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE, Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, para obtenção do título de Mestra em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Didier Gastmans

Rio Claro - SP
2026

G633c Gomes, Rafaela Rodrigues
 Controles atmosféricos sobre a variabilidade isotópica da
 chuva na Amazônia Central / Rafaela Rodrigues Gomes. -- Rio
 Claro, 2026
 54 p. : il., tabs., mapas

 Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista
 (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
 Orientador: Didier Gastmans

 1. Isótopos. 2. Precipitação (Meteorologia) Variabilidade. 3.
 Ciclo hidrológico. I. Título.

IMPACTO POTENCIAL DESTA PESQUISA

Ao aprofundar o conhecimento do ciclo hidrológico, este trabalho contribui para os Objetivos do Desenvolvimento Sustentável (ODS), com o potencial de beneficiar a sociedade ao fortalecer a resiliência a eventos extremos (13.1), subsidiar políticas climáticas (13.2) e fomentar a cooperação internacional na gestão sustentável da água (6.a).

POTENTIAL IMPACT OF THIS RESEARCH

By deepening the knowledge of the hydrological cycle, this work contributes to the Sustainable Development Goals (SDGs), with the potential to benefit society by strengthening resilience to extreme events (13.1), supporting climate policies (13.2), and fostering international cooperation in sustainable water management (6.a).

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

RAFAELA RODRIGUES
GOMES

CONTROLES ATMOSFÉRICOS SOBRE A VARIABILIDADE ISOTÓPICA DA CHUVA NA AMAZÔNIA CENTRAL

Dissertação de Mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências e Ciências
Exatas do Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio
de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. DIDIER GASTMANS
CEA/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. LUIZ FELIPPE GOZZO
FC/UNESP/Bauru (SP)

Dra. ZAYRA CHRISTINE SÁTYRO DOS SANTOS
UNITAU/Taubaté (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro (SP), 05 de Janeiro de 2026.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Brasil. Processo nº 2023/07314-2 e nº 2024/01373-0. As opiniões, hipóteses e conclusões ou recomendações expressas neste material são de responsabilidade dos autores e não necessariamente refletem a visão da FAPESP.

Agradeço, nominalmente, ao meu orientador, Prof. Dr. Didier Gastmans, pela condução científica e parceria; ao Dr. Ricardo Sánchez-Murillo, pela supervisão durante o estágio no exterior e pelas colaborações nas análises isotópicas, também conduzidas por Filipe Alem Hildebrando e Vladimir Eliodoro Costa.

Estendo meus agradecimentos ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) pela parceria institucional, especialmente a Luan Rogério e Renato Senna, pelo auxílio nas coletas de chuva, e aos meus colegas do Laboratório de Recursos Hídricos e Isótopos Ambientais (LARHIA), que ajudaram a cultivar e florescer as ideias desta pesquisa.

RESUMO

Os isótopos estáveis da água ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ e $^1\text{H}/^2\text{H}$) são traçadores sensíveis de processos atmosféricos. Na Bacia Amazônica, um dos principais centros convectivos do planeta, as pesquisas sobre a composição isotópica da chuva tornaram-se mais esparsas após a década de 1990, especialmente sobre a área central. A limitada resolução temporal dos conjuntos de dados pretéritos, combinada com a ausência de observações sinóticas detalhadas, deixou lacunas significativas na compreensão de como as variações isotópicas refletem a dinâmica atmosférica que controla o transporte de umidade e a origem nos eventos de chuva. Este estudo buscou preencher essa lacuna ao investigar as dinâmicas atmosféricas associadas à variabilidade isotópica da chuva recente, em escala temporal diária (2023-2025), bem como comparar os resultados obtidos com os registros históricos (1965-1990). Para isso, foram obtidos e analisados dados isotópicos e meteorológicos, acoplados a produtos de reanálise e trajetórias retroativas de massas de ar. Os resultados indicam um padrão isotópico recente distinto ao histórico, associado às condições mais secas predominantes em 2023-2024. Essa alteração foi marcada pela redução do excesso de deutério (de 13,4‰ para 11,3‰), valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais enriquecidos e uma antecipação de um mês nos valores isotópicos típicos da estação seca em 2024. A análise diária dos dados recentes identificou dois regimes de controle atmosférico: um sinótico (Estação chuvosa: Zona de Convergência Intertropical e valores empobrecidos; Estação seca: Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, valores enriquecidos) e um local, controlado termodinamicamente, que predomina nas transições sazonais, aumentando a variabilidade isotópica. Essas constatações sublinham a utilidade dos isótopos estáveis como traçadores eficazes tanto para quantificar a influência de variações da dinâmica atmosférica em contextos interanuais quanto para desvendar a interação entre controles sinóticos e locais.

Palavras-chave: Chuva; Isótopos Estáveis; Amazônia Central.

ABSTRACT

Stable water isotopes ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ e $^1\text{H}/^2\text{H}$) are sensitive tracers of atmospheric processes. In the Amazon Basin, one of the planet's major convective centers, research on the isotopic composition of rainfall became sparser after the 1990s, especially across the central region. The limited temporal resolution of earlier datasets, combined with the absence of detailed synoptic observations, has left significant gaps in understanding how isotopic variations reflect the atmospheric dynamics that control moisture transport and the origin of rainfall events. This study sought to fill this gap by investigating the atmospheric dynamics associated with the isotopic variability of recent rainfall, at a daily temporal scale (2023-2025), as well as by comparing the results with historical records (1965-1990). To this end, isotopic and meteorological data were obtained and analyzed, coupled with reanalysis products and back trajectories of air masses. The results indicate a recent isotopic pattern that is distinct from the historical one, associated with the drier conditions prevailing in 2023-2024. This shift was marked by a reduction in deuterium excess (from 13.4‰ to 11.3‰), more enriched $\delta^{18}\text{O}$ values, and a one-month anticipation of the typical dry-season isotopic values in 2024. The daily analysis of recent data identified two atmospheric control regimes: a synoptic one (Rainy season: Intertropical Convergence Zone and depleted values; Dry season: South Atlantic Subtropical Anticyclone and enriched values) and a local, thermodynamically controlled one that predominates during seasonal transitions, increasing isotopic variability. These findings underscore the utility of stable isotopes as effective tracers both for quantifying the influence of atmospheric-dynamics variations in interannual contexts and for disentangling the interaction between synoptic and local controls.

Keywords: Rain; Stable Isotopes; Central Amazon.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Relações entre efeitos isotópicos e escalas espaço-temporais de análise.	17
Figura 2 - Controles atmosféricos que influenciam a chuva na Amazônia Central. (a) Localização do ponto de amostragem. Os limites geográficos da Amazônia estão disponíveis em: https://forobs.jrc.ec.europa.eu/amazon . (b) Controles atmosféricos: ET (Evapotranspiração); ZCIT (Zona de Convergência Intertropical); ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul); Li's (Linhas de Instabilidade). A precipitação anual (em cores, mm) foi obtida do conjunto de dados NASA <i>Global Precipitation Measurement</i> (GPM), disponível em: https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/	20
Figura 3 - Distribuição temporal dos dados históricos obtidos (em vermelho os dados faltantes e em verde os meses em que existem dados)	24
Figura 4 - Variações atmosféricas de janeiro a dezembro para os dados recentes (2023-2025) e históricos (1965-1990). a) Variações na precipitação acumulada. b) Variações na temperatura média do ar. As estações estão indicadas por cores: amarelo representa a estação chuvosa (EC, dezembro a maio) e vermelho representa a estação seca (ES, junho a novembro).	34
Figura 5 - Comparação das características isotópicas da chuva nos períodos de monitoramento histórico (1965-1990) e recente (2023-2025). (a) Linha de Regressão Local (LRL) calculada pelo método PWRMA (Crawford <i>et al.</i> , 2014) para os períodos de monitoramento histórico (1965-1990, linha em laranja) e recente (2023–2025, linha em preto). (b) Valores mensais ponderados pela precipitação de $\delta^{18}\text{O}$ para os períodos histórico e recente. As estações estão indicadas por cores: amarelo representa a estação chuvosa (EC, dezembro a maio) e vermelho representa a estação seca (ES, junho a novembro).	36
Figura 6 - Sistemas atmosféricos de grande escala que influenciam a distribuição da precipitação na Amazônia Central. Nota: O Vapor de Água na Coluna Total (VACT) foi utilizado para analisar a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), enquanto a Altura Geopotencial foi empregada para avaliar o centro de alta pressão sobre o Atlântico Sul (ASAS). Vale destacar que as isolinhas na figura foram plotadas em intervalos de 15 para melhor visualização.	37
Figura 7 - Variabilidade isotópica dos eventos diários de precipitação associados às massas de ar de 2023 a fevereiro de 2025. (a) Composição isotópica da precipitação ($\delta^{18}\text{O}$) para cada evento, agrupada pelas trajetórias retrógradadas das massas de ar em	

relação à linha do Equador: à norte (NLE) e à sul (SLE). **(b)** Trajetórias retrógradadas para todas as trajetórias diárias por estação (em cinza) e para os eventos de precipitação (coloridas de acordo com a origem).....46

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Abundância relativa dos isótopos de Oxigênio e Hidrogênio na natureza.	13
Tabela 2 - Efeitos isotópicos associados à fatores atmosféricos e geográficos.....	16
Tabela 3 - Cobertura dos eventos amostrados em relação ao acumulado total de chuva registrado pela estação meteorológica. Os valores são expressos como Porcentagem (%) (N amostras), onde a porcentagem representa a fração da chuva mensal total coletada e N corresponde ao número de amostras diárias obtidas naquele mês. Meses sem amostragem são indicados como “s/d”, e meses fora do período de estudo são representados com “—”.....	25
Tabela 4 - Variáveis analisadas nos testes estatísticos.....	31
Tabela 5 - Percentuais trimestrais das origens das trajetórias dos eventos amostrados, com trajetórias provenientes à norte (NLE) e à sul (SLE) da linha do Equador.	38
Tabela 6 - Estatísticas descritivas agrupadas por trimestres meteorológicos. Os valores são apresentados como mediana (Q1-Q3), onde Q1 é o primeiro quartil e Q3 é o terceiro quartil.....	39
Tabela 7 - Correlação entre variáveis atmosféricas e $\delta^{18}\text{O}$. Os valores representam o coeficiente r de Spearman, e os valores em negrito indicam significância estatística ($p < 0,05$).	46

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
2.1 Isótopos estáveis da chuva como ferramenta para compreensão atmosférica.....	13
2.2 Dinâmica atmosférica na modulação das fontes de umidade e na formação da chuva na Amazônia Central.....	18
2.3 Estudos da composição isotópica da chuva na Amazônia brasileira	20
3. OBJETIVOS.....	22
4. METODOLOGIA	23
4.1 Obtenção das amostras de chuva e análise laboratorial.....	23
4.2 Obtenção e tratamento dos dados meteorológicos.....	24
4.3 Tratamento dos dados isotópicos	28
4.4 Trajetórias retroativas das massas de ar	30
4.5 Testes Estatísticos	31
5. RESULTADOS	32
5.1 Caracterização atmosférica e isotópica em dados recentes e históricos	32
5.2 Comportamento sinótico dos sistemas de larga escala e variabilidade meteorológica local sobre os eventos de chuva coletados	36
6. DISCUSSÃO	40
6.1 Variabilidade iso-atmosférica recente e histórica na Amazônia Central.....	40
6.2 Controles atmosféricos que governam a variabilidade isotópica da chuva na Amazônia Central	42
7. CONCLUSÃO	47
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	48

1. INTRODUÇÃO

Os isótopos estáveis da água ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ e $^1\text{H}/^2\text{H}$) são amplamente empregados como ferramenta complementar em estudos hidrometeorológicos, pois as variações nas razões isotópicas registram os processos físicos de evaporação e condensação no ciclo hidrológico, permitindo rastrear a origem e a história da chuva (Rozanski *et al.*, 1993; Clark; Fritz, 1997; Mook, 2002).

Em médias e altas latitudes, a interpretação das variações isotópicas da chuva é bem estabelecida, associada aos "efeitos isotópicos clássicos". Contudo, a aplicabilidade desses efeitos ainda é um debate em aberto nas áreas tropicais (Risi *et al.*, 2008; Sánchez-Murillo *et al.*, 2016). Nessas regiões, a sobreposição de mecanismos atmosféricos gera um sinal isotópico multifacetado, cuja interpretação permanece um desafio para os estudos isotópicos da chuva (Gimeno *et al.*, 2021).

Sobre a Amazônia, esse desafio se manifesta a partir da alternância das fontes de umidade para os eventos de chuva, de origem oceânica e de recirculação continental (Gat; Matsui, 1991; Satyamurty *et al.*, 2013), cujas contribuições são influenciadas por sistemas de larga escala (Marengo; Nobre, 2001; Nobre *et al.*, 2009) e processos convectivos (Machado *et al.*, 2004; Zhuang *et al.*, 2017). É precisamente sobre a influência dessas diferentes fontes de vapor que se iniciaram as primeiras investigações isotópicas da chuva na Amazônia Central brasileira (Dalo'llio, 1979; Salati *et al.*, 1979; Gat; Matsui, 1991; Martinelli *et al.*, 1996).

Embora esses estudos pioneiros, concentrados nas décadas de 1970 e 1990, tenham avançado na compreensão sobre o papel das fontes de vapor sobre a variabilidade isotópica, a baixa resolução temporal de amostragem (ex. mensal) e a posterior descontinuação das pesquisas deixaram em aberto a identificação precisa dos controles atmosféricos que regem o sinal isotópico. A interrupção dessa linha de pesquisa também se manifesta na descontinuidade dos registros da rede GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*) para a cidade de Manaus, local de coleta deste estudo, que cobrem apenas o período entre 1965 e 1990.

Nesse sentido, a presente dissertação busca retomar o debate sobre a variabilidade isotópica da chuva na Amazônia Central, propondo uma investigação em escala temporal mais fina (diária) a partir de coletas diárias em Manaus (AM), acoplada a um monitoramento sinótico dos controles atmosféricos sobre a chuva. Ao

incorporar dados recentes (2023-2025) e históricos (1965-1990), este trabalho focaliza as seguintes questões de pesquisa: a) Quais são os principais controles atmosféricos que controlam a variabilidade isotópica da chuva na Amazônia Central brasileira? b) Esses controles atuam de forma diferenciada sobre a origem e transporte de umidade? c) As variações temporais na composição isotópica da chuva indicam mudanças nos processos atmosféricos que controlam a chuva em comparação com registros passados?

Para responder a estas questões o presente trabalho está estruturado nos seis capítulos subsequentes. O **Capítulo 2** é dedicado à revisão da literatura, na qual se discorre sobre os fundamentos dos estudos isotópicos da chuva e seu histórico de aplicação na Amazônia Central brasileira. O **Capítulo 3** estabelece os objetivos que nortearam a investigação, enquanto o **Capítulo 4** detalha os procedimentos metodológicos de obtenção e tratamento dos dados. No **Capítulo 5 e 6**, são apresentados os resultados e a discussão do trabalho, cujo conteúdo corresponde àquele submetido na forma de artigo científico à revista Hydrological Processes, em processo de revisão (HYP-25-1007). Por fim, o **Capítulo 7** sintetiza as conclusões do estudo e apresenta considerações e perspectivas para a realização de pesquisas futuras.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Isótopos estáveis da chuva como ferramenta para compreensão atmosférica

Os isótopos constituintes da molécula da água, hidrogênio ($^1\text{H}/^2\text{H}$) e oxigênio ($^{16}\text{O}/^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$), se distribuem de maneira desigual na natureza a depender das alterações físicas do estado da água no ciclo hidrológico (Clark; Fritz, 1997).

No caso do oxigênio, o isótopo ^{16}O é o mais abundante, enquanto ^{18}O e ^{17}O ocorrem em proporções muito menores. Para o hidrogênio, ^1H é o isótopo predominante, enquanto ^2H representa a fração rara da molécula de água (Berglund; Wieser, 2011) (Tabela 1).

Tabela 1 - Abundância relativa dos isótopos de Oxigênio e Hidrogênio na natureza.

Elemento químico	Isótopo	Abundância Relativa em fração molar (mín–máx)
Hidrogênio	^1H	0,999816 – 0,999974
	^2H (D)	0,000026 – 0,000184
Oxigênio	^{16}O	0,997380 – 0,997760
	^{17}O	0,000370 – 0,000400
	^{18}O	0,001880 – 0,002220

Fonte: Elaborado pela autora. Valores de abundância relativa dos isótopos retirado de Berglund; Wieser (2011).

A variação de massa entre os isótopos, que imbui diferenças nas propriedades físico-químicas das moléculas, é responsável pela distribuição dos isótopos leves (^1H ; ^{16}O) e pesados (^2H ; ^{17}O ; ^{18}O) durante os processos de evaporação e condensação através do processo de fracionamento isotópico (Mook, 2002).

O fracionamento isotópico é dividido em dois tipos principais: de equilíbrio e cinético (ou de não-equilíbrio). O fracionamento isotópico de equilíbrio ocorre principalmente durante processos naturais em que há troca de fase entre líquido e vapor sob condições próximas do equilíbrio termodinâmico, como na condensação que leva à formação de nuvens. Nesses casos, diferenças no calor latente entre isótopos fazem com que os mais leves se concentrem preferencialmente na fase vapor, enquanto os mais pesados se acumulem na fase líquida (Yoshimura, 2015; Jasechko, 2019). Em contraste, o fracionamento cinético está relacionado a processos

de evaporação em condições de ar não saturado (umidade relativa < 100%). Neste caso, a difusão molecular permite que isótopos leves evaporem mais facilmente devido à sua maior taxa de reação (Mook, 2000). O fracionamento cinético ocorre em ambientes como solo, interface de corpos d'água e durante a queda das gotas de chuva (Graf *et al.*, 2019).

Como as concentrações dos isótopos são muito pequenas, convencionou-se expressá-las por meio da razão isotópica (R), definida como a razão entre a abundância do isótopo raro (pesado) e a abundância do isótopo mais abundante (leve) (Mook, 2002):

$$R = \frac{\text{abundância do isótopo raro}}{\text{abundância do isótopo abundante}} \quad \text{Equação 01}$$

Para permitir a comparação entre diferentes estudos e laboratórios, estabeleceu-se o uso do padrão internacional VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), definido a partir de amostras de águas oceânicas de várias regiões do globo. Além disso, adotou-se a notação delta (δ) para expressar a diferença relativa entre a razão isotópica da amostra e a do padrão, multiplicada por mil (‰). A exemplo do caso do oxigênio, o cálculo é realizado a partir da seguinte equação (Craig, 1961; Dansgaard, 1964):

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ amostra}}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ referência}} - 1 \right) \times 1000 \text{ ‰ VSMOW} \quad \text{Equação 02}$$

Valores positivos de δ indicam amostras enriquecidas em ^{18}O (maior conteúdo de isótopos pesados) em relação ao padrão VSMOW, enquanto valores negativos representam amostras empobrecidas em ^{18}O (maior conteúdo de isótopos leves) (Clark; Fritz, 1997; Jasechko, 2019). Como δ é uma medida relativa, amostras com o mesmo sinal podem ser comparadas entre si: quanto maior o valor de δ , maior o enriquecimento (ou menor o empobrecimento). Por exemplo, uma amostra com $\delta^{18}\text{O} = -7,0\text{‰}$ é mais empobrecida que outra com $\delta^{18}\text{O} = -3,0\text{‰}$.

Em 1961, Craig encontrou uma relação linear entre as razões isotópicas de ^2H e ^{18}O nas águas meteóricas. Essa relação é chamada de *Global Meteoric Water Line* (GMWL), utilizada para efeitos comparativos em estudos isotópicos locais por meio da *Local Meteoric Water Line* (LMWL), cuja equação de origem é:

$$\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \quad \text{Equação 03}$$

O excesso de deutério (*d*-excess), proposto por Dansgaard (1964), é um importante parâmetro derivado do desvio do intercepto da GMWL, cuja aplicabilidade reside em sua sensibilidade na captura de condições de não-equilíbrio durante os processos evaporativos na fonte de vapor, sendo calculado pela seguinte equação:

$$d = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O} \quad \text{Equação 04}$$

Sobre a fonte primária do vapor (oceano), os desvios do valor global (+10‰) são atribuídos especialmente às variações de umidade relativa e temperatura, sendo que valores <10‰ indicam condições de alta umidade relativa e/ou baixa temperatura (Jasechko *et al.*, 2013; Jouzel *et al.*, 2013). Além disso, esse parâmetro também é utilizado para rastrear processos evaporativos em fontes secundárias (continentais), como trocas isotópicas durante o transporte de vapor sobre os continentes (>10‰) e processos de evaporação local durante a queda de gotas de chuva (<10‰) (Risi; Vimeux, 2008; Graf *et al.*, 2019).

A técnica mais comumente utilizada para determinar a LMWL na literatura é a de Mínimos Quadrados Ordinários (*Ordinary Least Squares* - OLS). Contudo, sua aplicabilidade pode ser limitada devido à sua sensibilidade a *outliers* e erros de medição isotópica (Kawashita *et al.*, 1990). Por essa razão, métodos alternativos, como as regressões ortogonais (MA e RMA) e regressões ponderadas por precipitação (PWRMA) têm sido empregados para maior robustez na representação da relação isotópica (Crawford *et al.*, 2014). Adicionalmente, autores como Putman *et al.* (2019) e Hatvani *et al.* (2023) recomendam cautela ao aplicar a LMWL em séries isotópicas de curto prazo, pois a variabilidade interanual e eventos extremos podem distorcer a covariância isotópica. Esses estudos indicam que ao menos 48 meses de dados são necessários para uma representação iso-atmosférica mais fidedigna de

uma localidade. Com isso, essas considerações metodológicas, que incluem a escolha do método de regressão e a necessidade de um limiar temporal, são cruciais para a correta avaliação da distribuição isotópica.

Ao redor do globo, essa distribuição é controlada por processos de fracionamento que respondem a fatores atmosféricos e geográficos. Para sistematizar essa variabilidade, autores clássicos como Dansgaard (1964) e Rozanski *et al.* (1993) investigaram os principais efeitos isotópicos que modulam a composição da precipitação, conforme resumido na Tabela 2.

Tabela 2 - Efeitos isotópicos associados à fatores atmosféricos e geográficos.

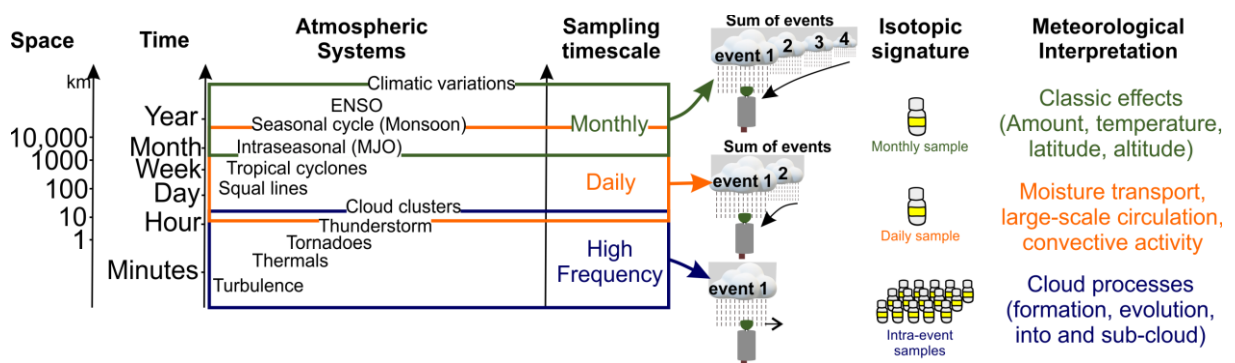
Efeito	Mecanismo Principal	Consequência no conteúdo isotópico da chuva
Latitudinal	Diminuição da temperatura do ar e maior remoção de isótopos pesados do vapor à medida que as massas de ar se movem dos trópicos para os polos.	Gradiente latitudinal com decréscimo de $\delta^{18}\text{O}$ em direção aos polos.
Altitude	Resfriamento adiabático do ar em ascensão, intensificando a condensação e a remoção de isótopos pesados.	Gradiente altitudinal, com redução decréscimo de $\delta^{18}\text{O}$ em maiores altitudes.
Continentalidade	À medida que a massa de ar avança para o interior do continente, ela sofre uma perda progressiva de isótopos pesados devido ao rainout effect (efeito de remoção), um processo modelado pela Destilação de Rayleigh .	Decréscimo progressivo de $\delta^{18}\text{O}$ à medida que a distância da costa aumenta.
Temperatura	Condensação mais intensa em condições mais frias, favorecendo a remoção de isótopos pesados.	Relação positiva entre temperatura e $\delta^{18}\text{O}$ (valores mais baixos em ambientes frios).
Quantidade	Chuvas mais volumosas e intensas removem uma proporção maior de isótopos pesados do vapor remanescente.	Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tornam-se mais baixos em eventos de maior volume e intensidade de chuva.

Fonte: Elaborado pela autora a partir dos conceitos apresentados por Dansgaard (1964) e Rozanski *et al.* (1993).

A forma como esses efeitos são observados e interpretados está intrinsecamente ligada à escala espacial e temporal de monitoramento (Figura 1). Em coletas mensais, a composição isotópica representa a integração de muitos eventos e, por isso, evidencia principalmente padrões amplos, como a variabilidade sazonal e

interanual. Em coletas de alta frequência, por outro lado, o foco recai sobre a evolução de cada chuva, revelando mudanças rápidas ligadas à microfísica das nuvens e a processos locais que se diluem quando os dados são agregados. Entre essas duas perspectivas, a coleta diária, utilizada pelo presente trabalho, se destaca por equilibrar ambos os aspectos: ela mantém sensibilidade às influências de grande escala, mas reduz significativamente o efeito de mistura entre eventos. Essa frequência de amostragem, portanto, permite identificar com mais clareza a atuação de sistemas sinóticos e convectivos sobre o transporte do vapor e aprimorar a interpretação das variações sazonais e interanuais (Gastmans *et al.*, 2024).

Figura 1 - Relações entre efeitos isotópicos e escalas espaço-temporais de análise.



Fonte: Retirado de Gastmans *et al.* (2024).

Diferentemente das médias e altas latitudes, os efeitos isotópicos clássicos associados à quantidade de chuva e à temperatura não são plenamente consensuais em regiões tropicais. Nessas áreas, a baixa amplitude térmica atenua a correlação isotópica com a temperatura, e a influência do "efeito quantidade", embora presente, é debatida por sobrepor outros mecanismos atmosféricos sobre a variação isotópica (Risi; Vimeux, 2008; Sánchez-Murillo *et al.*, 2016).

Por isso, estudos isotópicos da chuva em áreas tropicais têm empregado diferentes abordagens espaço-temporais para compreender a sobreposição de controles atmosféricos sobre o sinal isotópico, desde aquelas em escala regional, como o tempo de residência do vapor (Gimeno *et al.*, 2012, 2021), as fontes e trajetórias da umidade (Durán-Quesada *et al.*, 2012; Ampuero *et al.*, 2020), a influência de sistemas meteorológicos (Dos Santos *et al.*, 2022) e fenômenos como El Niño (Vuille; Werner, 2005), até aquelas em escala local, envolvendo a atuação de eventos

convectivos (Aggarwal *et al.*, 2016) e processos de pós-condensação (Graf *et al.*, 2019).

2.2 Dinâmica atmosférica na modulação das fontes de umidade e na formação da chuva na Amazônia Central

A Amazônia central brasileira é classificada como clima Tropical (“A”; temperaturas $>18^{\circ}\text{C}$), atravessada por dois subgrupos climáticos, sendo “Af”, sem estação definida ($>60\text{mm}$) e “Am”, com estação definida ($<60\text{mm}$). A cidade de Manaus, onde está inserido o local de coleta desse estudo, enquadra-se em “Af”, caracterizada pela baixa amplitude térmica sazonal ($25.9\sim 27.7^{\circ}\text{C}$) e acumulado de chuva anual em torno de 2.420mm (Alvares *et al.*, 2013).

Em grande parte da Bacia Amazônica, a estação chuvosa ocorre entre os meses de novembro e março, e a estação seca de maio a setembro, com um período de transição para a estação seca em abril e maio e para a estação chuvosa em outubro (Marengo; Nobre, 2001; Nobre *et al.*, 2009). Contudo, a alta variabilidade da precipitação no interior da bacia implica em variações nessa delimitação sazonal na literatura, atribuídas tanto às diferenças na escolha das variáveis de análise (ex. acumulado de chuva, tipos de convecção, etc.) quanto às próprias limitações dos modelos climáticos globais em representar adequadamente a convecção tropical (Zhuang *et al.*, 2017; Giangrande *et al.*, 2020).

Na Amazônia, a principal fonte de umidade para chuva é o Oceano Atlântico (Satyamurty *et al.*, 2013), cujo transporte para o continente é fortemente influenciado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Marengo; Nobre, 2001; Nobre *et al.*, 2009). A ZCIT representa uma zona de baixa pressão persistente, termicamente induzida pela intensa incidência de radiação solar em faixa equatorial. Esse sistema é associado à Célula de Hadley, caracterizado como a manifestação da convergência dos ventos alísios de baixos níveis, cuja ascensão adiabática do ar úmido promove chuva intensa. Em altitude, o ar seco diverge para os subtrópicos, onde subsidia nos anticiclones de alta pressão, como a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), e retorna em superfície para as latitudes equatoriais (Schneider *et al.*, 2014) (Figura 2).

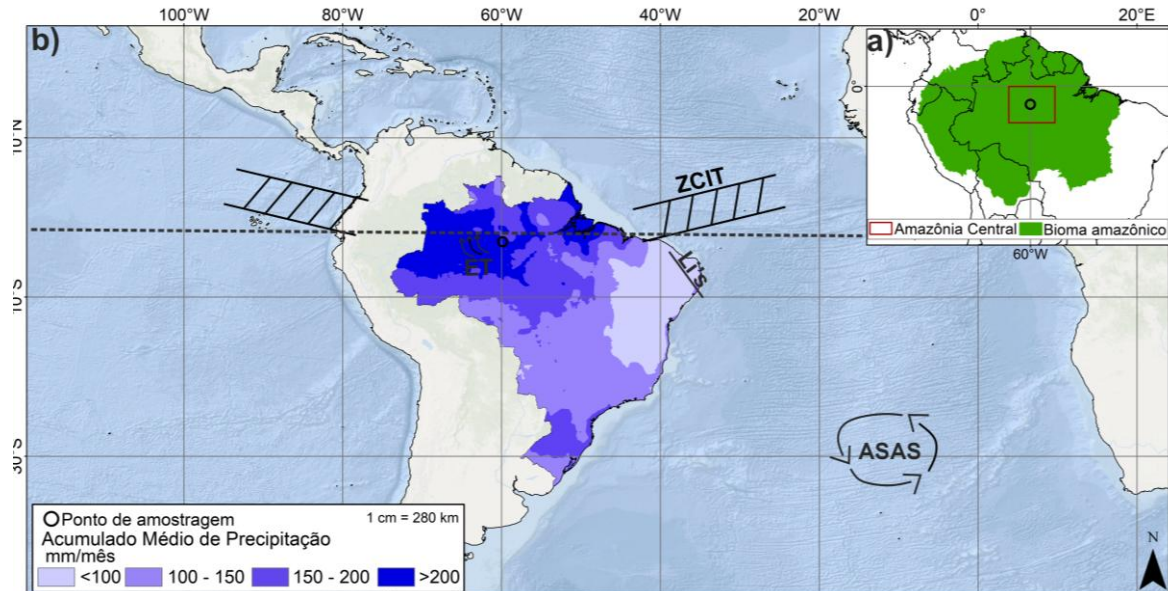
Durante o ano, a ZCIT oscila sazonalmente em direção ao Hemisfério com maior incidência de radiação solar, variando sua posição média entre 10°N e 5°S (Curtis & Hastenrath, 1999; Mendonça; Danni-Oliveira, 2007). Entretanto, desvios

anômalos em seu posicionamento demonstram uma relação estreita com as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no gradiente meridional do Atlântico. Esse feedback se manifesta quando o aquecimento anômalo de um dos hemisférios do Atlântico induz o deslocamento da ZCIT para essa porção mais quente (ex., Atlântico Norte mais aquecido, ZCIT deslocada mais à norte) (Schneider *et al.*, 2014). Tal migração anômala, por sua vez, resulta no enfraquecimento da advecção de umidade para a região amazônica, mediada pelos ventos alísios, culminando na ocorrência de déficit pluviométrico (Espinoza *et al.*, 2024; Marengo *et al.*, 2024). Adicionalmente, as anomalias de TSM no Pacífico associadas ao El Niño e La Niña também alteram os regimes de chuva na Amazônia por meio de seu impacto na circulação da Célula de Walker. O El Niño promove o deslocamento do ramo subsidente para a porção norte do Brasil, o que inibe a convecção e a formação de chuvas na Amazônia, enquanto durante a La Niña o mecanismo é oposto, resultando em maiores volumes de chuva na região (Liebman; Marengo, 2001; Reboita *et al.*, 2014).

Em interação com o comportamento da ZCIT, os sistemas convectivos de meso-escala, as chamadas Linhas de Instabilidade (Li's), associadas à brisa marinha na costa nordeste da América do Sul, também afetam a distribuição de chuva região (Fisch *et al.*, 1998). Estes sistemas são compostos por nuvens convectivas na fase frontal e nuvens estratiformes na retaguarda, e à medida que se aproximam de grandes sistemas fluviais na região de Manaus, podem enfraquecer (Garstang *et al.*, 1994). As Li's são responsáveis por episódios substanciais de chuva na Amazônia Central entre os meses de abril a agosto (Garstang *et al.*, 1994; Alcântara *et al.*, 2011).

Além da umidade oceânica, a chuva na Amazônia é fortemente retroalimentada pela umidade terrestre, associada tanto à evaporação de águas superficiais (Leopoldo *et al.*, 1982; Gat; Matsui, 1991), quanto à evapotranspiração (ET) da floresta, sendo esta responsável por cerca de 30% da chuva local (Dalo'llio 1979; Satyamurty *et al.*, 2013).

Figura 2 - Controles atmosféricos que influenciam a chuva na Amazônia Central. **(a)** Localização do ponto de amostragem. Os limites geográficos da Amazônia estão disponíveis em: <https://forobs.jrc.ec.europa.eu/amazon>. **(b)** Controles atmosféricos: ET (Evapotranspiração); ZCIT (Zona de Convergência Intertropical); ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul); Li's (Linhas de Instabilidade). A precipitação anual (em cores, mm) foi obtida do conjunto de dados NASA *Global Precipitation Measurement* (GPM), disponível em: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>.



Fonte: Elaborado pela autora.

2.3 Estudos da composição isotópica da chuva na Amazônia brasileira

Os estudos pioneiros que investigaram a variabilidade isotópica da chuva na região amazônica brasileira se concentraram substancialmente entre as décadas de 1970 a 1990, sendo a Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (ESALQ/USP) um dos centros propulsores dessas pesquisas.

O trabalho seminal de Dalo’llo (1979) marcou o início dessa linha de investigação, estabelecendo as primeiras LMWL para diferentes pontos da bacia, sugerindo que a ET era uma fonte adicional de umidade relevante para a variação isotópica da chuva. Em sequência, Salati *et al.* (1979) e Gat; Matsui (1991) aprofundaram essa investigação ao observarem que, enquanto o gradiente de empobrecimento de ^{18}O no sentido costa-interior, associado ao efeito de Destilação Rayleigh (Tabela 2), não era tão evidente como em altas latitudes, os valores de d -excess aumentavam progressivamente no mesmo sentido. Esses autores atribuíram esse comportamento à influência da contínua reincorporação de vapor de águas

superficiais no interior da bacia, que poderiam ser associadas à múltiplos compartimentos, como rios, lagos e várzeas.

Adicionalmente, ao retomar os achados de Dalo'Illo (1979), Gat; Matsui (1991) também sugeriram que esse comportamento isotópico era associado aos processos evaporativos associados à reincorporação de vapor sobre parte da chuva interceptada pelo dossel da floresta, estimado em 25% do volume total por Leopoldo *et al.* (1982). Martinelli *et al.* (1996) ampliou esse debate ao incluir o mecanismo de transpiração das plantas, considerado um processo não fracionante na época, responsável por refletir um sinal isotópico neutro sobre a chuva. No entanto, este processo tem sido revisitado por estudos hidroecológicos recentes, que demonstram fortes desvios isotópicos no vapor transpirado em associação a mecanismos complexos de interação entre a planta e o ambiente (Dubbert *et al.*, 2014; Cernusak *et al.*, 2016).

Além das fontes de vapor continentais, a variabilidade isotópica atribuída à modulação da ZCIT sobre o escoamento do vapor oceânico para a região também foi abordada por Salati *et al.* (1979); Gat; Matsui (1991); Victoria *et al.* (1991). Esses autores destacaram que o deslocamento sazonal da ZCIT coincidia com períodos de maior convecção e mistura vertical na bacia, favorecendo a ocorrência de chuvas isotopicamente mais empobrecidas. Contudo, as limitações observacionais da época impediram um acompanhamento sinótico detalhado, deixando a relação entre o transporte de umidade oceânica e o sinal isotópico da chuva ainda como uma fronteira de investigação.

De forma mais ampla, essas limitações observacionais também estão intrinsicamente associadas à frequência de amostragem (mensal) comumente utilizada por esses estudos pretéritos, como discutido no tópico 2.1. Sendo assim, apesar das contribuições pioneiras, a identificação das fontes de vapor da chuva e os controles atmosféricos que modulam suas contribuições ainda é um debate em aberto para a Amazônia Central, sobretudo pela resolução temporal das amostragens pretéritas, que limitaram uma distinção mais clara dos controles atmosféricos sobre a origem e transporte do vapor.

3. OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é avaliar e compreender quais controles atmosféricos são responsáveis por governar a variabilidade isotópica da chuva na Amazônia Central, a partir de amostras coletadas em um ponto representativo da região, Manaus (AM). Os objetivos específicos incluem:

- Identificar as fontes de umidade dos eventos de chuva amostrados;
- Diferenciar os processos atmosféricos locais e de larga escala responsáveis pela variabilidade isotópica observada;
- Comparar a variabilidade isotópica da chuva coletada em relação aos dados históricos e investigações isotópicas anteriores para a Amazônia Central.

4. METODOLOGIA

4.1 Obtenção das amostras de chuva e análise laboratorial

Entre março de 2023 a fevereiro de 2025, foram coletadas 207 amostras diárias de chuva em Manaus/AM, nas dependências do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) (3°5'10.21"S e 59°59'25.22"O). Para a captação da água da chuva, utilizou-se um coletor passivo *Palmex*, com as amostras sendo rotineiramente recolhidas todos os dias às 13:00 UTC. Imediatamente após a coleta, o material foi processado em laboratório, com filtragem em seringa de acetato de celulose (0,22 µm). As amostras foram então armazenadas em frascos de 2mL, selados com tampas de septo, e mantidas sob refrigeração a 5°C até a realização das análises.

A determinação das razões isotópicas de oxigênio e hidrogênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^2\text{H}/^1\text{H}$) foi distribuída em três laboratórios, conforme o período de coleta. Um total de 87 amostras, coletadas nos intervalos de março de 2023 a janeiro de 2024 e de outubro de 2024 a janeiro de 2025, foram analisadas no Centro de Isótopos Estáveis (CIE-UNESP), em Botucatu, São Paulo. A análise foi realizada por Espectrometria de Massa de Razão Isotópica (IRMS) em um sistema de fluxo contínuo da *Thermo Scientific*, apresentando uma precisão analítica de $\pm 0,80 \text{ ‰}$ (1σ) para $\delta^2\text{H}$ e $\pm 0,26 \text{ ‰}$ (1σ) para $\delta^{18}\text{O}$.

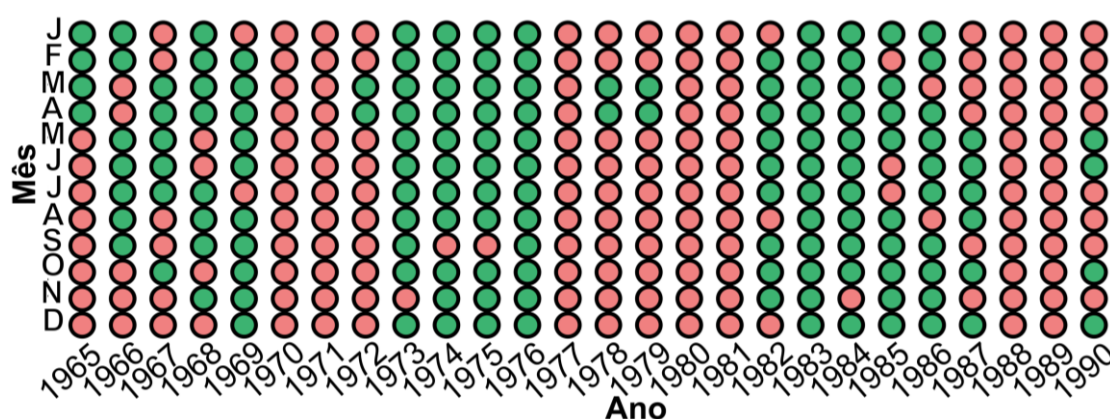
As amostras coletadas entre fevereiro e setembro de 2024 (N=52) foram processadas pelo Grupo de Hidrologia de Traçadores da Universidade do Texas-Arlington, utilizando um analisador de isótopos de água a laser de cavidade tripla, modelo GLA431-TLWIA. A calibração foi efetuada por meio de um procedimento de padronização em bloco (*LGR LWIA Post Analysis Software*, Versão 4.5.0.6), empregando três padrões secundários (5D: $\delta^2\text{H} = -10,5 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -3,00 \text{ ‰}$; 4D: $\delta^2\text{H} = -48,7 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -7,63 \text{ ‰}$; e 1D: $\delta^2\text{H} = -161,3 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -20,72 \text{ ‰}$), além de um padrão de controle interno (IC: $\delta^2\text{H} = -78,0 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -10,76 \text{ ‰}$) injetado três vezes por lote. O protocolo de injeção totalizou duas preparações e oito medições por amostra ou padrão, resultando em uma precisão analítica de $\pm 0,54 \text{ ‰}$ (1σ) para $\delta^2\text{H}$ e $\pm 0,17 \text{ ‰}$ (1σ) para $\delta^{18}\text{O}$.

As 68 amostras restantes, referentes ao período de outubro de 2024 a fevereiro de 2025, foram analisadas no Laboratório de Recursos Hídricos e Isótopos Ambientais (LARHIA), na UNESP de Rio Claro, utilizando um analisador de isótopos PICARRO L2130-i®. A calibração neste laboratório seguiu os padrões oficiais da IAEA (International Atomic Energy Agency): STD9 ($\delta^2\text{H} = -51,6 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -7,94 \text{ ‰}$), USGS47

($\delta^2\text{H} = -150,2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -19,8\text{‰}$) e USGS48 ($\delta^2\text{H} = -2,0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2,224\text{‰}$). A precisão analítica de $\pm 1,2 \text{‰}$ (1σ) para $\delta^2\text{H}$ e $\pm 0,5 \text{‰}$ (1σ) para $\delta^{18}\text{O}$.

Os dados isotópicos históricos ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$) da estação de Manaus (Amazonas), com frequência temporal mensal, foram obtidos pela plataforma Rede Global de Isótopos em Precipitação (*Global Network of Isotopes in Precipitation* - GNIP), da Agência Internacional de Energia Atômica (*International Atomic Energy Agency* - IAEA), disponível em: <https://www.iaea.org/services/networks/gnip>. Estes dados foram filtrados para obter-se apenas àqueles cujos respectivos dados meteorológicos também estivessem disponíveis, totalizando 147 amostras entre 1965-1990 (Figura 3).

Figura 3 - Distribuição temporal dos dados históricos obtidos (em vermelho os dados faltantes e em verde os meses em que existem dados)



Fonte: Elaborado pela autora.

4.2 Obtenção e tratamento dos dados meteorológicos

A obtenção e tratamento dos dados meteorológicos abrangeu dois períodos distintos: recente (Março/2023-Fevereiro/2025) e histórico (Janeiro/1965-Dezembro/1990).

Os dados recentes foram obtidos por meio de uma estação meteorológica automática, modelo Hobo RX 3000, posicionada nas proximidades do coletor de chuva, que registrou, em intervalos horários, os valores de volume de chuva acumulado (mm), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e umidade relativa (%). Os dados históricos foram àqueles obtidos junto aos dados isotópicos através da rede GNIP.

O tratamento dos dados recentes foi realizado com objetivos distintos. A primeira finalidade foi preparar os dados atmosféricos (chuva e temperatura) para uma comparação direta com a série histórica mensal. Para isso, os dados horários foram consolidados em valores médios mensais, a partir da soma do volume de chuva e da média aritmética dos valores de temperatura, considerando todos os dados obtidos pela estação.

A segunda finalidade foi investigar as condições atmosféricas associadas ao sinal isotópico nos eventos de chuva coletados. Neste caso, considerou-se apenas os dias em que ocorreram as amostragens (N= 207). Os valores diários médios das variáveis (chuva, temperatura e umidade relativa) foram definidos para um ciclo de 24 horas, estendendo-se das 14:00 UTC do dia anterior até as 13:00 UTC do dia da coleta. A cobertura dos eventos amostrados corresponde a 71,1% do acumulado total de chuva registrado pela estação meteorológica (primeira finalidade), conforme detalhado na Tabela 3.

Tabela 3 - Cobertura dos eventos amostrados em relação ao acumulado total de chuva registrado pela estação meteorológica. Os valores são expressos como Porcentagem (%) (N amostras), onde a porcentagem representa a fração da chuva mensal total coletada e N corresponde ao número de amostras diárias obtidas naquele mês. Meses sem amostragem são indicados como “s/d”, e meses fora do período de estudo são representados com “-”.

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2023	s/d	s/d	80.9 (18)	69.2 (13)	99.8 (14)	100.0 (7)	44.5 (4)	13.4 (2)	29.0 (3)	78.8 (4)	51.7 (3)	63.3 (11)
2024	30.1 (5)	14.2 (2)	46.3 (7)	99.6 (18)	84.8 (16)	100.0 (7)	100.0 (4)	10.3 (1)	100.0 (7)	91.7 (7)	91.9 (8)	72.6 (17)
2025	81.1 (12)	91.7 (17)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Fonte: Elaborado pela autora.

Para a análise comparativa das variáveis atmosféricas entre os períodos, que utilizou os dados recentes processados na primeira finalidade, foi estabelecida uma linha de base climatológica a partir da série histórica. Como os dados históricos obtidos pela rede GNIP constituíam múltiplos registros para um mesmo mês do calendário, o acumulado médio de chuva mensal (C_{hist}) foi obtido somando-se as

ocorrências de chuva de um determinado mês ($\sum C_o$) e dividindo-se pelo número total de ocorrências mensais (n_o), conforme a Equação 5.

$$C_{\text{hist}} = \frac{\sum C_o}{n_o} \quad \text{Equação 05}$$

A temperatura média mensal histórica foi igualmente calculada como a média aritmética de todas as medições disponíveis para cada mês ao longo do período de referência.

A construção dessa linha de base considerou a alta variabilidade intrínseca e a distribuição não-normal dos dados, confirmada pelo teste de Shapiro-Wilk ($p < 0,05$) (Shapiro; Wilk, 1965). Em função disso, a dispersão e a tendência central das variáveis foram avaliadas de forma não-paramétrica, utilizando o intervalo interquartil (Q1 e Q3) para definir a faixa de variação histórica. Já para a definição sazonal pluviométrica (estação chuvosa e seca), utilizou-se o algoritmo *Jenks Natural Breaks Optimization* (Jenks, 1977), implementado no R (pacote *classInt*). Este método identifica os limiares ótimos, denominados Quebras de Classe (*Class Breaks* - CB), nos valores mensais de chuva, com o objetivo de minimizar a variância interna de cada classe sazonal e maximizar a variância entre elas. A robustez desse agrupamento foi quantificada pelo índice de Qualidade do Ajuste da Variância (*Goodness of Variance Fit* - GVF), que avalia a qualidade da classificação em uma escala de 0% (classificação aleatória) a 100% (ajuste ideal). A subsequente comparação dos dados recentes foi conduzida utilizando esta linha de base climatológica como referência.

Reanálises Atmosféricas

Para complementar a avaliação atmosférica dos eventos de chuva amostrados, variáveis foram obtidas do projeto de Reanálise ERA5, do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas a Médio Prazo (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF), em dois níveis de análise (resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$): nível de superfície e níveis de pressão (hPa), disponíveis em (<https://cds.climate.copernicus.eu/>).

A caracterização sinótica dos sistemas de larga escala baseou-se na análise de variáveis atmosféricas obtidas em campos mensais, servindo como *proxy* para a identificação desses sistemas.

A identificação dos sistemas foi conduzida por meio de variáveis específicas. A posição e a intensidade da ZCIT foram determinadas pelo Vapor de Água na Coluna Total (VACT) (*total column water vapour*; mm), expressa como a lâmina de água equivalente na coluna atmosférica. Essa variável foi selecionada por destacar as regiões de maior conteúdo de umidade na coluna atmosférica, característica intimamente associada à localização da ZCIT (Schneider *et al.*, 2014). Já a ASAS foi identificada pela Altura Geopotencial (AG) em 850 hPa, na área entre 45°S-10°N e 80°O-10°L. A AG, obtida pela divisão da variável *geopotencial* (m^2/s^2) pela gravidade ($9,80665 \text{ m/s}^2$), é eficaz porque seus valores máximos indicam centros de alta pressão e eliminam as complicações da topografia continental (Sun *et al.*, 2017). De forma complementar, para analisar a dinâmica de ambos os sistemas, foram obtidos os componentes zonais (*u-component*) e meridional (*v-component*) do vento (m s^{-1}) em 850 hPa, permitindo tanto a visualização do fluxo de umidade associado à ZCIT quanto a verificação da circulação anticiclônica da ASAS.

Para a análise das condições locais associadas aos eventos amostrados, foram extraídos valores diários de variáveis do ERA5 para a coordenada 3°0'S e 60°0'O, considerando o intervalo de monitoramento isotópico (14:00 UTC do dia anterior às 13:00 UTC do dia da coleta). A extração utilizou o método de “vizinho mais próximo” (*nearest neighbor*) e foi conduzida em Python no ambiente Google Colaboratory (Bisong, 2019), com o auxílio do pacote *xarray*. As variáveis selecionadas foram: Vapor de Água na Coluna Total (VACT) (*total column water vapour*; mm), para quantificar a umidade atmosférica vertical; Altura da Base da Nuvem (ABN) (*cloud base height*; m), para determinar a base da camada de nuvens; Energia Potencial Convectiva Disponível (EPCD) (*convective available potential energy*, J/kg) para medir a instabilidade atmosférica, e a Energia de Inibição Conectiva (EIC) (*convective inhibition*, J/kg) para avaliar a resistência aos movimentos ascendentes. O valor diário de cada variável foi determinado pela média das estimativas horárias, com exceção da VACT, que foi calculada pela soma do volume.

A escolha dessas variáveis locais complementa os dados de superfície da estação meteorológica (chuva, temperatura e umidade relativa), fornecendo métricas cruciais de energia e umidade para caracterizar eventos convectivos e processos de pós-condensação, elementos chave na modulação da assinatura isotópica da precipitação.

Após a obtenção dos dados, tanto as variáveis mensais (larga escala) quanto as variáveis diárias (locais) foram posteriormente agrupadas em trimestres climatológicos: março-abril-maio (MAM; outono austral), junho-julho-agosto (JJA; inverno austral), setembro-outubro-novembro (SON; primavera austral), e dezembro-janeiro-fevereiro (DJF; verão austral). O conjunto das variáveis de larga escala foram espacializados em mapas temáticos com o auxílio do software ArcGIS (versão 10.8.2), enquanto o conjunto das variáveis locais foi utilizado para fins estatísticos, como será descrito no tópico 4.5.

4.3 Tratamento dos dados isotópicos

Ponderação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para comparação mensal entre os períodos

Os valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$) foram submetidos a uma ponderação pelo volume de chuva para a homogeneização temporal dos dados recentes (diários) e históricos (múltiplos dados para cada mês), garantindo uma comparação consistente entre os períodos.

O $\delta^{18}\text{O}$ ponderado histórico ($^{18}\text{O}_{\text{pmensal}}$) foi calculado multiplicando-se o volume de chuva (C_a) pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ($^{18}\text{O}_a$) para cada amostra incluída em cada mês do calendário, e dividindo-se pela chuva total acumulada no mês ($\sum C_a$):

$$^{18}\text{O}_{\text{pmensal}} = \frac{\sum (C_a \times ^{18}\text{O}_a)}{\sum C_a} \quad \text{Equação 06}$$

De forma análoga, o $\delta^{18}\text{O}$ ponderado recente foi calculado a partir dos valores diários, seguindo o mesmo princípio.

Além da eficiência na homogeneização temporal, a ponderação garante a obtenção de um sinal isotópico médio mais representativo, minimizando a influência de valores extremos (Crawford *et al.*, 2014). Esta característica é a principal

justificativa para a utilização de um método ponderado no cálculo da LMWL, discutido a seguir.

Determinação da Linha Meteórica Local (LMWL)

Para a determinação da LMWL, utilizou-se o método Regressão pelo Eixo Principal Reduzido Ponderado pela Precipitação (*Power Weighted Reduced Major Axis - PWRMA*), conforme proposto por Crawford *et al.* (2014). Este método combina o princípio da regressão de eixo principal reduzido (RMA), que considera erros em ambas as variáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$), com a ponderação pelo volume de precipitação, de forma análoga ao proposto por Hughes e Crawford (2012).

A equação para o cálculo do coeficiente angular (a_{PWRMA}) e do coeficiente linear (b) é dada por (Crawford *et al.*, 2014):

$$a_{PWRMA} = \left(\frac{\sum p_i y_i^2 - \frac{(\sum p_i y_i)^2}{\sum p_i}}{\sum p_i x_i^2 - \frac{(\sum p_i x_i)^2}{\sum p_i}} \right)^{1/2} \quad \text{Equação 07}$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n p_i y_i - a \sum_{i=1}^n p_i x_i}{\sum p_i} \quad \text{Equação 08}$$

Onde,

a_{PWRMA} é o coeficiente angular (inclinação) da LMWL.

b é o coeficiente linear (intercepto) da LMWL.

p_i é o volume de precipitação de cada amostra.

x_i é o valor isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ de cada amostra.

y_i é o valor isotópico de $\delta^2\text{H}$ de cada amostra.

$\sum p$ representa o somatório do acumulado de chuva mensal.

A eficácia do método ponderado foi confirmada pela obtenção de um erro padrão menor na inclinação (SE_a) e intercepto (SE_b) em relação ao método de Mínimos Quadrados Ordinários (*Ordinary Least Squares - OLS*), que é a abordagem clássica no cálculo da LMWL. Em comparação com outros métodos ponderados (PWLSR e PWMA), a escolha do PWRMA se justifica pela sua maior robustez contra outliers e

pontos de alta alavancagem estatística, produzindo inclinações intermediárias mais estáveis (Crawford *et al.*, 2014).

Os cálculos para obtenção da LMWL foram conduzidos em Python, no ambiente *Google Colaboratory* (Bisong, 2019), por meio de um script desenvolvido pelo Laboratório de Recursos Hídricos e Isótopos Ambientais (LARHIA/UNESP-Rio Claro), utilizando as bibliotecas *numpy* e *pandas*.

Nota: Destaca-se que, devido à adoção de um limiar mínimo de 48 meses de monitoramento para uma estimativa fidedigna da LMWL (Putman *et al.*, 2019), optou-se por utilizar a nomenclatura "Linha de Regressão Local" (LRL) para a reta resultante na seção de resultados deste estudo. Essa adaptação terminológica foi feita para refletir as particularidades da base de dados utilizada neste estudo, discutida no tópico 3.1.

4.4 Trajetórias retroativas das massas de ar

O modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) (Draxler; Rolph, 2013), da Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (*National Oceanic and Atmospheric Administration* - NOAA), foi utilizado para obter dados diários vetoriais das trajetórias retroativas das massas de ar (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php).

Esse modelo integra abordagens Lagrangianas e Eulerianas para simular a dispersão e deposição de partículas atmosféricas. Neste estudo, utilizou-se o conjunto de dados de reanálise NCEP1 (global, 1948-presente, resolução de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$) no modo *Backward* (retroativo), com início às 13UTC (horário da coleta isotópica) em 850hPa ao longo dos oito dias (-192h) anteriores a cada evento de chuva amostrado.

O intervalo temporal retroativo se justifica por representar o tempo médio de residência do vapor de água na atmosfera para a região (Gimeno *et al.*, 2021), enquanto o nível atmosférico em 850 hPa é particularmente relevante para caracterizar padrões de circulação atmosférica na América do Sul tropical (Espinoza *et al.*, 2012).

Os dados vetoriais foram utilizados para mapear as trajetórias no ArcGIS (versão 10.8.2), classificando cada evento diário à sul (SLE) e norte (NLE) em relação a linha do Equador. Além da representação em mapas temáticos, essa classificação

também foi utilizada para estratificar os dados isotópicos e meteorológicos conforme a origem da massa de ar.

4.5 Testes Estatísticos

As variáveis meteorológicas, obtidas a partir da estação meteorológica e do conjunto de dados de Reanálise, e isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) (Tabela 4) foram submetidas a testes estatísticos no ambiente R (pacote *stats*), com nível de significância 0,05.

Tabela 4 - Variáveis analisadas nos testes estatísticos.

Variável	Acrônimo
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-
Altura da base da Nuvem (m)	ABN
Energia de Inibição Convectiva (J/kg)	EIC
Energia Potencial Convectiva Disponível (J/kg)	EPCD
Chuva (mm)	C
Umidade Relativa (%)	UR
Temperatura (°C)	T
Vapor de Água na Coluna Total (mm)	VACT

Fonte: Elaborado pela autora.

A normalidade dos dados foi avaliada pelo teste de Shapiro-Wilk (Shapiro; Wilk, 1965). Uma vez que a maioria das variáveis não apresentou distribuição normal, optou-se por utilizar estatísticas não paramétricas. Dessa forma, a tendência central e a dispersão foram descritas pela mediana e pelo intervalo interquartil (Q1-Q3), e as correlações entre o $\delta^{18}\text{O}$ e as variáveis meteorológicas foram examinadas por meio do coeficiente de Spearman (Spearman, 1961).

5. RESULTADOS

Esta seção está organizada em duas abordagens complementares: (i) a análise e comparação dos dados mensais recentes e históricos, considerando a sazonalidade local; e (ii) a análise da composição isotópica diária dos dados recentes e dos controles sinóticos e locais associados, com base na divisão por quartis meteorológicos.

5.1 Caracterização atmosférica e isotópica em dados recentes e históricos

A comparação entre os dados recentes (2023-2025) e históricos (1965-1990) revelou variações significativas na precipitação e na temperatura. Embora os dados de janeiro e fevereiro de 2025 tenham sido considerados para observar variações pontuais nesses meses, os cálculos anuais e sazonais para o período recente foram baseados em dois anos completos (janeiro de 2023 a dezembro de 2024) nessa seção.

O período recente foi marcado por um notável déficit de chuva, com reduções médias de 4% em 2023 e 16% em 2024, além de um aquecimento pronunciado, com aumento médio das temperaturas de 1,7°C e 2,2°C, respectivamente.

A análise dos dados históricos identificou duas estações bem definidas (*Class Breaks*, CB = 135.5mm), com a divisão sazonal explicando 76% (*Goodness of Variance Fit*, GVF) da variabilidade total. A estação chuvosa (EC, mediana: 261,20 mm; Q1: 251,3 mm; Q3: 300,1 mm) foi definida entre dezembro e maio, registrando o maior volume de precipitação em março (335,7 mm). Por outro lado, a estação seca (ES, mediana: 107,6 mm; Q1: 96,7 mm; Q3: 116,2 mm), estabelecida entre junho e novembro, apresentou o mês mais seco em agosto (70,2 mm) (Figura 4a).

No período recente, a estação chuvosa (EC) apresentou em 2023 um aumento de 10% de chuva, em contraste com 2024, que registrou um déficit de 8,5%. Já a estação seca (ES) apresentou déficits em ambos os anos, superiores a 30% (39,8% em 2023 e 35,4% em 2024).

Em ambos os anos, déficits consistentes foram observados em ES, concentrados entre julho e agosto, com uma extensão temporal mais prolongada em 2023 (junho a setembro). O déficit mais expressivo em 2023 ocorreu em junho (43,6 mm; média histórica: 117,3 mm; Q1: 97,0 mm), enquanto em 2024 ocorreu em julho

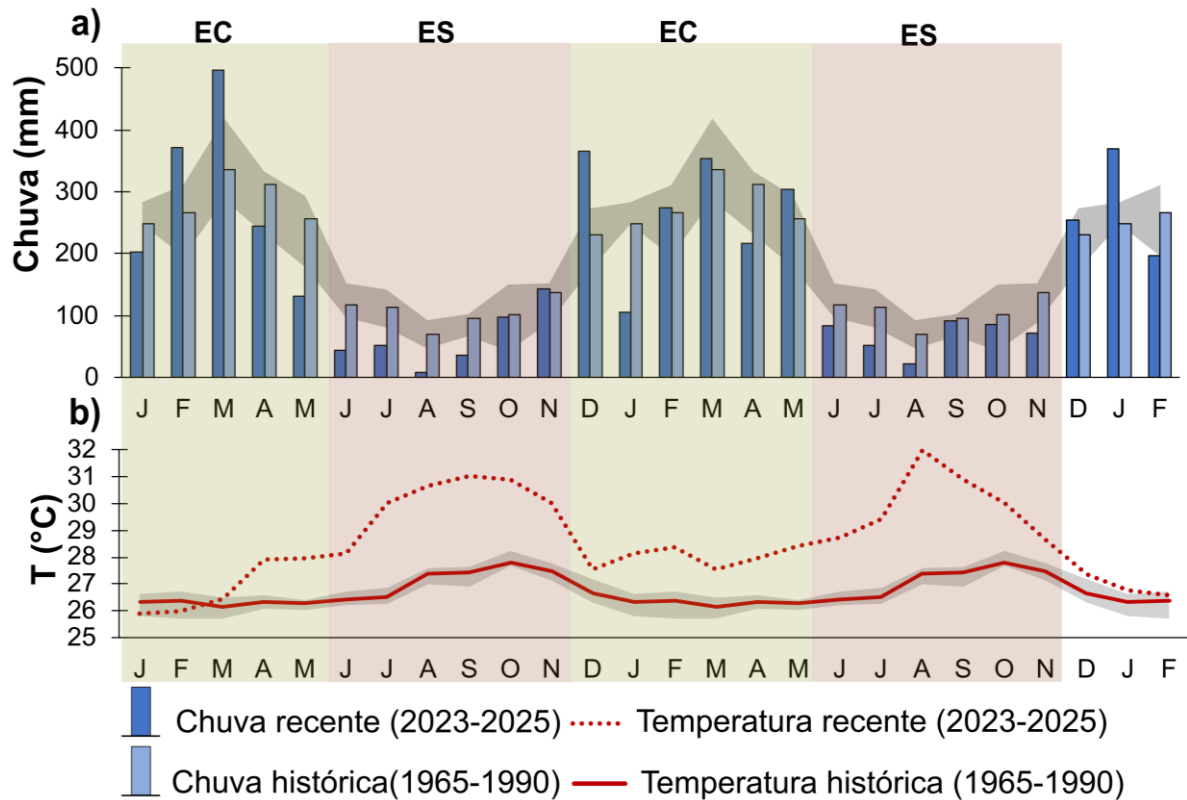
(51,8 mm; média histórica: 112,9 mm; Q1: 81,5 mm). Destaca-se, ainda, o mês de agosto (média histórica: 70,2 mm; Q1: 46,5 mm), que apresentou déficits consistentes em ambos os anos (8,2 mm em 2023 e 23,2 mm em 2024).

Durante a EC, os déficits foram pontuais, com destaque para maio de 2023 (130,6 mm; média histórica: 256,7 mm; Q1: 178,3 mm) e janeiro de 2024 (106,2 mm; média histórica: 249,5 mm; Q1: 248,0 mm). Em contraste, aumentos de precipitação, embora também pontuais, concentraram-se predominantemente em 2023, com os maiores volumes registrados em março (497,6 mm; média histórica: 335,7 mm; Q3: 418,0 mm), seguido de fevereiro (371,6 mm; média histórica: 265,9 mm; Q3: 311,5 mm) e dezembro (366,6 mm; média histórica: 230,6 mm; Q3: 273,3 mm). Além de 2023, apenas janeiro de 2025 também representou um aumento significativo na precipitação (369,0 mm; média histórica: 249,5 mm; Q3: 311,5 mm).

Em relação à temperatura, a amplitude térmica observada recentemente superou a média histórica em ambas as estações (Figura 4b). Na ES, a amplitude atingiu 2,8°C em 2023 e 2,4°C em 2024, superando a média histórica de 1,4°C. Similarmente, na EC os valores de 2,0°C (2023) e 3,4°C (2024) foram superiores à média histórica de 0,5°C. Historicamente, a temperatura média da ES é de 27,2°C, e a da EC é de 26,4°C, com outubro sendo o mês mais quente (27,8°C) e março o mais ameno (26,2°C).

Nos dados recentes, 22 meses exibiram temperaturas significativamente mais altas, enquanto os meses de janeiro a março de 2023 e fevereiro de 2025 permaneceram dentro da variabilidade histórica. Em ambos os anos, as temperaturas foram consistentemente mais elevadas durante a ES, com aumento progressivo entre julho e outubro. Os aumentos foram mais graduais em 2023 (formando uma curva em “U” invertido) e mais abruptos em 2024 (curva em “V” invertido), com os valores mais altos em setembro de 2023 (31,0°C; média histórica: 27,4°C; Q3: 27,7°C) e agosto de 2024 (32,0°C; média histórica: 27,4°C; Q3: 27,6°C).

Figura 4 - Variações atmosféricas de janeiro a dezembro para os dados recentes (2023-2025) e históricos (1965-1990). **a)** Variações na precipitação acumulada. **b)** Variações na temperatura média do ar. As estações estão indicadas por cores: amarelo representa a estação chuvosa (EC, dezembro a maio) e vermelho representa a estação seca (ES, junho a novembro).



Fonte: Elaborado pela autora.

A composição isotópica da chuva no período recente também apresentou diferenças em relação ao período histórico, com predominância de valores mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$ e diferenças na Linha de Regressão Local (LRL) (Fig. 5a, b).

O volume de chuva registrado entre março de 2023 e fevereiro de 2025 ($n = 207$) correspondeu a 71,1% do volume total de chuva do período. O volume total de chuva foi apresentado na Figura 3a, e os detalhes sobre a cobertura temporal do monitoramento podem ser conferidos no Tópico 4.2 (Metodologia).

Com base nas coletas, para a obtenção da LRL, o método PWRMA resultou em um ajuste mais preciso do que o método OLS, com inclinações de 8,1 (recente) e 8,2 (histórico) e menores erros padrão associados à inclinação ($\text{SE}_a = 0,05$ no período recente e 0,08 no histórico), em comparação com os resultados do OLS ($\text{SE}_a = 0,10$ para ambos os períodos). Além disso, o método PWRMA apresentou menores erros

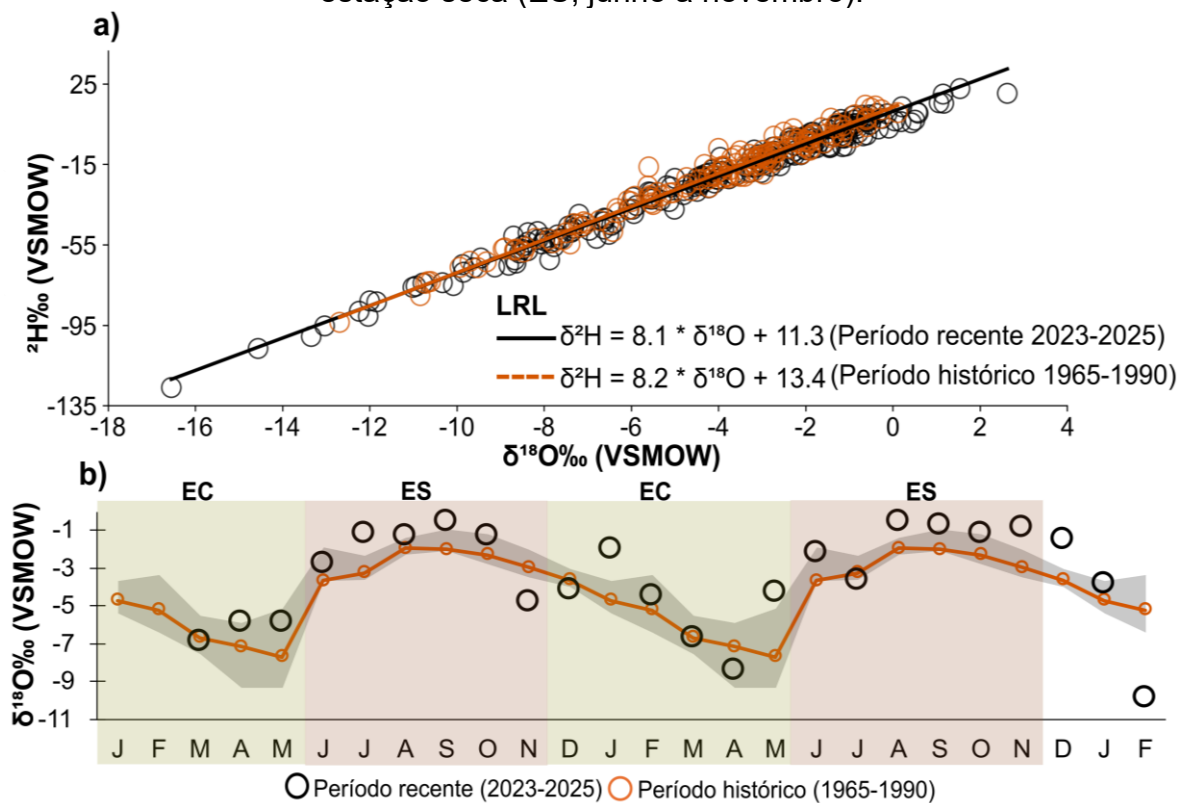
padrão do intercepto ($SE_{\beta} = 0,22$ no período recente e $0,12$ no histórico), enquanto o OLS exibiu maior incerteza ($SE_{\beta} = 0,41$ e $0,60$, respectivamente). Com isso, os valores de inclinação foram semelhantes, enquanto o intercepto apresentou diferença notável ($11,3\text{‰}$ no período recente e $13,4\text{‰}$ no histórico) (Fig. 5a).

A composição isotópica histórica de $\delta^{18}\text{O}$ (indicada em laranja na Fig. 5b) revelou uma variação sazonal distinta, coerente com os regimes de chuva. Durante a estação chuvosa (EC), a chuva mostrou-se isotopicamente empobrecida (valores mais baixos, fevereiro a abril, $-5,2\text{‰}$ a $-7,2\text{‰}$). Essa tendência de empobrecimento se intensificou até atingir seu ponto máximo em maio, com o valor mais baixo registrado de $-7,7\text{‰}$. A partir de junho, a tendência se inverteu, e a composição isotópica tornou-se progressivamente mais enriquecida (valores mais altos, $-3,7\text{‰}$ em junho a $-2,3\text{‰}$ em outubro). De novembro a janeiro, os valores voltaram a diminuir gradualmente (de $-3,0\text{‰}$ para $-4,7\text{‰}$), antecipando o retorno ao empobrecimento característico da estação chuvosa seguinte.

No período recente (indicado em preto na Fig. 4b), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ foram predominantemente mais enriquecidos em comparação com a série histórica. Os únicos meses em que ambos os períodos apresentaram valores similares foram março de 2023 e 2024 (EC, em torno de -6‰) e julho de 2024 (ES, em torno de $-3,5\text{‰}$).

Durante a ES do período recente, os valores foram consistentemente mais enriquecidos que o registro histórico, com destaque para julho de 2023 ($1,2\text{‰}$; histórico: $-3,2\text{‰}$; Q1: $-2,4\text{‰}$) e novembro de 2024 ($-0,8\text{‰}$; histórico: $-3,0\text{‰}$; Q1: $-2,0\text{‰}$). Já durante a WS, os valores foram mais variados. Em 2024, os meses de janeiro ($-2,0\text{‰}$; histórico: $-4,7\text{‰}$; Q1: $-3,7\text{‰}$) e maio ($-4,3\text{‰}$; histórico: $-7,7\text{‰}$; Q1: $-5,1\text{‰}$) apresentaram um enriquecimento significativo em relação à média histórica. Notavelmente, o valor de maio antecipou a tendência de enriquecimento que, historicamente, só começava em junho. Pontos de empobrecimento mais acentuado e isolados foram observados durante a EC, como em novembro de 2023 ($-4,8\text{‰}$; histórico: $-3,0\text{‰}$; Q1: $-3,5\text{‰}$) e fevereiro de 2025 ($-9,9\text{‰}$; histórico: $-5,2\text{‰}$; Q1: $-6,4\text{‰}$).

Figura 5 - Comparação das características isotópicas da chuva nos períodos de monitoramento histórico (1965-1990) e recente (2023-2025). **(a)** Linha de Regressão Local (LRL) calculada pelo método PWRMA (Crawford *et al.*, 2014) para os períodos de monitoramento histórico (1965-1990, linha em laranja) e recente (2023-2025, linha em preto). **(b)** Valores mensais ponderados pela precipitação de $\delta^{18}\text{O}$ para os períodos histórico e recente. As estações estão indicadas por cores: amarelo representa a estação chuvosa (EC, dezembro a maio) e vermelho representa a estação seca (ES, junho a novembro).



Fonte: Elaborado pela autora.

5.2 Comportamento sinótico dos sistemas de larga escala e variabilidade meteorológica local sobre os eventos de chuva coletados

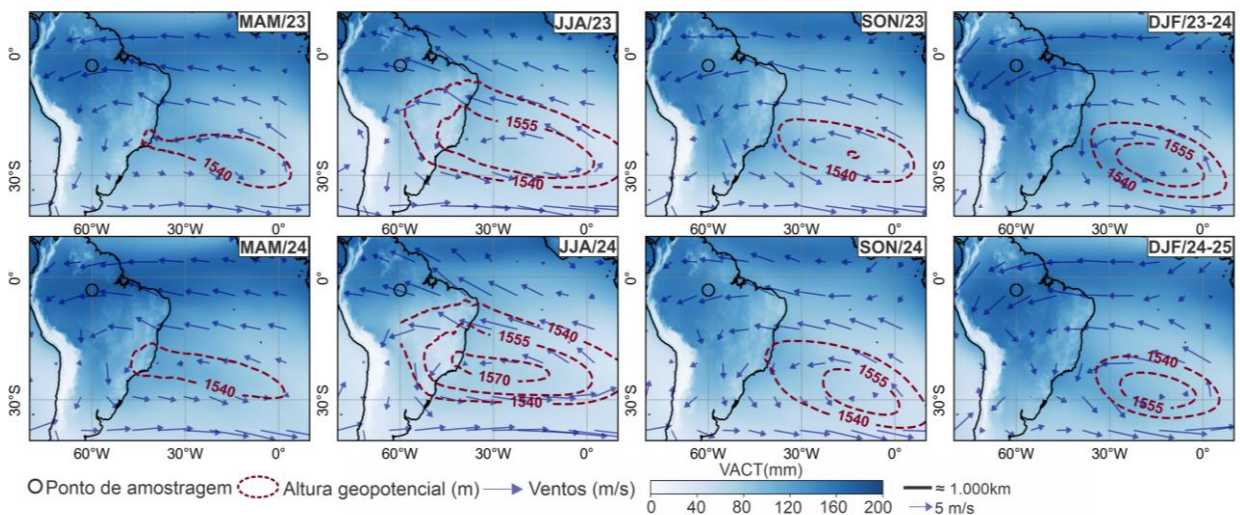
A análise sinótica dos sistemas de larga escala ($n=207$ amostras, Mar/23-Fev/25) demonstrou variações sazonais bem definidas entre os trimestres climatológicos (MAM, JJA, SON, DJF), conforme ilustrado na Figura 6.

Em relação à ZCIT, avaliada pelo acumulado de Vapor de Água na Coluna Total (VACT; mm) em 0-10°S, observou-se que a banda de umidade atingiu sua maior magnitude e posição mais austral durante os trimestres de MAM (140,6/2023 e 150,9/2024) e DJF (141,5/2023-24 e 141,7/2024-25). Em contraste, nos trimestres de JJA e SON, a banda deslocou-se para uma posição mais setentrional, com JJA

registrando a menor magnitude (103,8/2023 e 98,2/2024) e SON, valores intermediários (116,1/2023 e 113,3/2024).

Para a ASAS, avaliada pela Altura Geopotencial (AG; m), os valores da crista de alta pressão (maior valor dentro da área de contorno indicada em linhas tracejadas) mostrou-se mais intensa, especialmente em JJA (1568,6/2023 e 1573,4/2024) seguida de DJF (1564,6/2023-24 e 1564,7/2024-25), enquanto MAM e SON registraram menores magnitudes (1551,3/2023 e 1544,9/2024 em MAM; e 1555,3/2023 e 1563,2/2024 em SON). Destaca-se que, especialmente em JJA para ambos os anos, a maior magnitude foi acompanhada por um deslocamento longitudinal mais à oeste desse sistema.

Figura 6 - Sistemas atmosféricos de grande escala que influenciam a distribuição da precipitação na Amazônia Central. Nota: O Vapor de Água na Coluna Total (VACT) foi utilizado para analisar a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), enquanto a Altura Geopotencial foi empregada para avaliar o centro de alta pressão sobre o Atlântico Sul (ASAS). Vale destacar que as isolinhas na figura foram plotadas em intervalos de 15 para melhor visualização.



Fonte: Elaborado pela autora.

Em consonância com as variações sinóticas dos sistemas de larga escala, foram observadas diferenças nas trajetórias de origem tanto à norte (NLE) quanto à sul (SLE) da linha do Equador. Em ambos os anos, as trajetórias NLE predominaram durante MAM, enquanto as trajetórias SLE foram dominantes em JJA e SON. A maior variabilidade interanual ocorreu em DJF, com um equilíbrio aproximado entre

trajetórias SLE e NLE em 2023-24, passando a uma predominância de trajetórias NLE em 2024-25.

Tabela 5 - Percentuais trimestrais das origens das trajetórias dos eventos amostrados, com trajetórias provenientes à norte (NLE) e à sul (SLE) da linha do Equador.

Origem (%)	MAM/23	JJA/23	SON/23	DJF/23-24	MAM/24	JJA/24	SON/24	DJF/24-25
NLE	82,2%	0,0%	20,0%	50,0%	75,6%	8,3%	13,6%	78,3%
SLE	17,8%	100,0%	80,0%	50,0%	24,4%	91,7%	86,4%	21,7%

Fonte: Elaborado pela autora.

Complementarmente, a análise das variáveis meteorológicas e isotópicas demonstrou variações significativas ao longo dos trimestres (Tabela 6). Os trimestres de MAM e DJF se destacam como os períodos mais úmidos, apresentando umidade relativa semelhante ($UR = \sim 88,6\%$), com o maior volume de Chuva acumulada em MAM ($C = 9,7 \text{ mm}$) e maior volume Vapor de Água na Coluna Total em DJF ($VACT = 51,1 \text{ mm}$). Em contraste, JJA e SON foram os períodos mais secos, com os menores volumes de Chuva e VACT ($C = 4,4 \text{ mm}$; $VACT = 32,2 \text{ mm}$) em JJA e menor UR ($78,9\%$) em SON.

Em contraste com as condições de umidade, as condições de instabilidade apresentaram seu pico em SON, que apresentou os maiores valores para: Altura da Base das Nuvens ($ABN = 2160,4 \text{ m}$), Energia Potencial Convectiva Disponível ($EPCD = 1103,7 \text{ J/kg}$) e Temperatura ($T = 29,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$). Os demais trimestres exibiram condições de instabilidade consideravelmente menores, conforme detalhado na Tabela 6.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ foram mais empobrecidos em MAM ($-5,4\text{‰}$) e DJF ($-3,2\text{‰}$), tornando-se mais enriquecidos em JJA ($-1,9\text{‰}$) e SON ($-0,9\text{‰}$). O $d\text{-excess}$ apresentou um comportamento oposto, com os maiores valores em JJA ($14,3\text{‰}$) e SON ($10,0\text{‰}$), e os menores em DJF ($8,7\text{‰}$) e MAM ($11,9\text{‰}$).

Tabela 6 - Estatísticas descritivas agrupadas por trimestres meteorológicos. Os valores são apresentados como mediana (Q1-Q3), onde Q1 é o primeiro quartil e Q3 é o terceiro quartil.

Variável	MAM	JJA	SON	DJF
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-5,4 (-8,1 – -3,9)	-1,9 (-2,8 – -1,1)	-0,9 (-1,4 – -0,3)	-3,2 (-7,1 – -1,7)
<i>d</i> -excess (‰)	11,9 (9,8 – 14,0)	14,3 (11,8 – 15,5)	10,0 (6,4 – 12,3)	8,7 (6,7 – 10,7)
ABN (m)	1033,6 (785,3 – 1505,7)	1096,4 (885,9 – 1345,7)	2160,4 (1358,4 – 2796,5)	1494,3 (1084,4 – 1894,0)
EIC (J/kg)	118,9 (83,4 – 189,7)	105,5 (76,4 – 149,0)	283,3 (155,6 – 354,0)	141,9 (105,2 – 203,5)
EPCD (J/kg)	556,5 (353,5 – 768,0)	742,9 (476,9 – 917,0)	1103,7 (561,7 – 1501,1)	611,8 (446,3 – 810,2)
C (mm)	9,7 (2,8 – 22,7)	4,4 (1,2 – 18,4)	6,4 (1,7 – 19,9)	8,3 (3,8 – 19,1)
UR (%)	88,6 (84,7 – 91,6)	82,5 (79,9 – 86,5)	78,9 (72,0 – 85,3)	88,5 (85,0 – 91,2)
T (°C)	26,9 (26,0 – 27,9)	28,2 (27,0 – 28,8)	29,0 (26,8 – 30,2)	26,4 (25,8 – 27,3)
VACT (mm)	48,5 (44,0 – 54,6)	32,2 (30,3 – 37,6)	39,1 (35,4 – 42,6)	51,1 (47,6 – 57,0)

Fonte: Elaborado pela autora.

6. DISCUSSÃO

6.1 Variabilidade iso-atmosférica recente e histórica na Amazônia Central

A análise das variações isotópicas e meteorológicas revelou diferenças marcantes entre os períodos histórico (1965-1990) e recente (2023-2024). Embora um conjunto de dados isotópicos de dois anos possa não abranger toda a amplitude da variabilidade interanual de longo prazo (Putman *et al.*, 2019), os resultados do período recente são consistentes e oferecem uma representação valiosa das condições atmosféricas contemporâneas.

A classificação sazonal do regime histórico de chuvas é coerente com o deslocamento da ZCIT. A transição de condições mais úmidas para mais secas é marcada pelo movimento da ZCIT de sul para norte a partir de maio (Curtis & Hastenrath, 1999; Schneider *et al.*, 2014), um padrão cuja ocorrência na região amazônica foi igualmente observada por Liebmann & Marengo (2001).

Os valores históricos de $\delta^{18}\text{O}$ também foram consistentes com um padrão sazonal característico para a Amazônia Central, com tendência de empobrecimento isotópico durante a estação chuvosa (EC) e inversão para um progressivo enriquecimento ao longo da estação seca (ES), também observado por Dall'olio (1976). Esse contraste pronunciado está em sintonia com o deslocamento da ZCIT, cuja eliminação contínua da umidade associada à sua presença leva a valores mais empobrecidos, enquanto sua ausência resulta em valores mais enriquecidos (*rainout effect*). A associação entre a ZCIT e eventos de chuva mais empobrecidos também foi observado por Salati *et al.* (1979) e Gat; Matsui (1991), embora esses estudos não tenham incluído um acompanhamento sinótico desse sistema. Adicionalmente, o valor histórico de d -excess obtido (13,4‰) se alinha ao que foi reportado por Dall'olio (1976) e Gat; Matsui (1991) para a LMWL em Manaus.

As variações meteorológicas recentes, especialmente em 2023-2024, estão associadas as condições mais quentes e secas, que coincidiram com um forte evento El Niño (EN), cuja fase principal se desenvolveu de junho de 2023 a maio de 2024 (Climate Prediction Center, 2025), e um recorde de aquecimento anômalo do Atlântico Norte ($\sim 1^\circ\text{C}$), ativo ao longo de 2023 e durante o verão austral de 2024 (Marengo *et al.*, 2024). Essas anomalias de TSM são conhecidas por causar seca na Amazônia ao aumentar a subsidência atmosférica (EN) e por enfraquecer os ventos alísios que transportam umidade para a bacia (aquecimento do Atlântico Norte) (Reboita *et al.*,

2014; Marengo *et al.*, 2024). A combinação dessas anomalias de TSM também foi responsável por grandes secas históricas na região, como em 2010 e 2015-2016 (Marengo *et al.*, 2018). Em particular, autores como Rodrigues (2023) e Espinoza *et al.* (2024) reportaram que a seca de 2023 ultrapassou registros anteriores, levando a níveis historicamente baixos no rio Negro e causando graves impactos socioeconômicos, especialmente para populações ribeirinhas.

Sobre a Amazônia Central, os efeitos dessas anomalias em 2023-2024 foram ainda mais pronunciados durante a estação seca, com déficits de chuva superiores a 30% e temperaturas acima de 1°C em relação aos registros históricos para ambos os anos, apresentado na Figura 4 (a,b). Embora as fases ativas das anomalias tenham se encerrado em meados de 2024, seus efeitos persistiram até a estação seca de 2024. O retorno das temperaturas para dentro da faixa normal histórica em fevereiro de 2025, como observado entre janeiro e março de 2023, pode sinalizar o início da neutralização desses efeitos combinados na região.

Em sintonia, o comportamento isotópico conseguiu refletir essas condições mais quentes e secas. Primeiramente, a redução no *d*-excess (11,3‰) para 2023-2025 pode ser atribuída ao aumento da evaporação abaixo da nuvem durante a queda das gotas de chuva em uma atmosfera não saturada (Graf *et al.*, 2019). Esse mecanismo de evapoconcentração é uma característica importante que contribui para o pronunciado enriquecimento isotópico, particularmente durante a estação seca, acompanhado por uma antecipação da tendência de enriquecimento da estação seca em 2024, ocorrendo em maio, um mês antes do observado historicamente em junho. (Figura 5b).

Esse padrão de enriquecimento isotópico é uma consequência direta de condições atmosféricas alteradas durante eventos de seca. A redução da umidade e da chuva enfraquece o efeito quantidade (no contexto local) e *rainout effect* (durante o deslocamento das massas de ar), enquanto temperaturas mais altas intensificam a evaporação subnuvem. O resultado combinado é uma chuva isotopicamente mais enriquecida (Rozanski *et al.*, 1993; Graf *et al.*, 2019), uma resposta isotópica às condições de seca consistente com os achados anteriores durante eventos de El Niño na Amazônia (Vuille; Werner, 2005).

É importante destacar que, em contraste com os valores isotópicos predominantemente mais enriquecidos, fevereiro de 2025 foi caracterizado por valores mais empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$, significativamente abaixo da faixa histórica. Esse empobrecimento coincidiu com o retorno das temperaturas ao intervalo normal histórico (Figura 4b) e podem indicar a fase inicial da neutralização das anomalias de TSM, possivelmente associada ao aumento da disponibilidade de umidade, conforme será discutido em 6.2.

Em suma, a tendência geral de enriquecimento isotópico e a antecipação do sinal mais enriquecido típico da estação seca ainda na estação chuvosa (2024) fornecem evidências claras de variabilidade atmosférica interanual, provavelmente impulsionada por condições mais quentes e secas associadas às anomalias de TSM. Uma estação seca prolongada foi uma característica fundamental do evento El Niño de 2010 (Marengo *et al.*, 2011) e está alinhada com uma tendência mais ampla de atraso no início da estação chuvosa durante as grandes secas amazônicas recentes (Fu *et al.*, 2013; Alves, 2016). Embora o conjunto de dados deste estudo seja limitado para confirmar uma tendência de longo prazo, os achados são consistentes com esses padrões de grande escala. Os fatores que controlam essas mudanças são complexos e ainda debatidos, envolvendo tanto a influência da TSM quanto mudanças de uso da terra em larga escala (Marengo *et al.*, 2018; Heerspink *et al.*, 2020).

6.2 Controles atmosféricos que governam a variabilidade isotópica da chuva na Amazônia Central

Observou-se uma conexão intrínseca entre a sazonalidade da chuva local e a dinâmica dos sistemas sinóticos de larga escala (ZCIT e ASAS). O regime sazonal de chuva, caracterizado por uma estação chuvosa (dezembro a março) e uma estação seca (junho a novembro), é coerente com as variações nesses sistemas atmosféricos de grande escala. No entanto, uma análise detalhada dos dados diários demonstrou que a resposta isotópica não é totalmente homogênea dentro dessas estações. As condições bem definidas e mais contrastantes observadas entre MAM e JJA (alta/baixa umidade e valores isotópicos altos/baixos) são contrapostas por SON e DJF, que atuam como períodos de transição entre esses regimes extremos (Tabela 6).

Durante MAM, a posição mais ao sul da ZCIT organiza a chuva em escala sinótica (Fig. 6), atraindo massas de ar úmido do Atlântico Norte (trajetórias NLE: 82,2% em 2023 e 75,6% em 2024) (Fig. 7b). Os valores isotópicos mais baixos (Fig. 7a) podem ser associados a condições de maior saturação atmosférica, tanto ao longo da trajetória, com remoção de umidade durante o transporte das massas de ar (*rainout effect*) (Salati *et al.*, 1979; Rozanski, 1993; Gat; Matsui, 1991), quanto na escala local, ao atenuar efeitos evaporativos pós-condensação (correlação de Spearman entre VACT e $\delta^{18}\text{O}$ na Tabela 7) (Graf *et al.*, 2019).

Além disso, a correlação positiva de Spearman entre $\delta^{18}\text{O}$ e CIN (Tabela 7) sugere que, sob condições de forte inibição convectiva, o desenvolvimento da convecção local pode ser suprimido. Assim, a chuva parece ocorrer principalmente quando sistemas meteorológicos mais organizados e intensos, como as Linhas de Instabilidade (LI's), apresentam energia suficiente para superar essa barreira atmosférica. As LI's são mais comuns na estação chuvosa e tendem a perder intensidade à medida que avançam para o interior em direção a Manaus (Cohen *et al.*, 1995; Alcântara *et al.*, 2011; Gonçalves *et al.*, 2024), contribuindo para valores isotópicos mais empobrecidos associados ao *rainout effect*.

Em contraste, devido ao deslocamento da ZCIT para norte, o trimestre de JJA é influenciado pela maior intensidade e proximidade continental da ASAS (Fig. 6), cuja subsidência inibe a convecção e transporta massas de ar mais secas do Atlântico Sul (trajetórias SLE: 100% em 2023 e 91,7% em 2024) (Fig. 7b). Consequentemente, a menor saturação atmosférica atua de forma oposta à estação chuvosa, enfraquecendo o *rainout effect* e aumentando os processos evaporativos pós-condensação, resultando em valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 7a).

A ausência de correlações significativas durante JJA (Tabela 7) também pode sugerir que a variabilidade isotópica seja influenciada por processos locais mais complexos, como a evapotranspiração (ET). O aumento da ET durante a estação seca amazônica é um debate aberto, com diferentes mecanismos propostos, tais como: (a) forte retroalimentação entre radiação solar e fotossíntese (Betts; Silva Dias, 2010; Zhuang *et al.*, 2017), (b) possível aumento da área foliar (Ampuero *et al.*, 2020) e (c) acesso das plantas a fontes mais profundas de água no solo (Baker *et al.*, 2008).

Independentemente do mecanismo, a introdução dessa segunda fonte de umidade (ET) em um ambiente dominado por umidade advectada pode criar uma mistura complexa. É precisamente essa mistura estocástica de fontes que pode explicar a ausência de correlações discerníveis, embora o valor isotópico final tenda a permanecer relativamente alto devido à dominância da ASAS.

Por sua vez, SON e DJF não são governados por um sistema ativo de larga escala. Essa consideração é inicialmente evidenciada por uma mistura mais equilibrada de trajetórias NLE e SLE, indicando ausência de um controle sinótico dominante (Fig. 7b). A influência de dinâmicas locais durante esses trimestres também é reforçada pela resposta isotópica variável (Fig. 7a), influenciada principalmente pelas variações nas condições termodinâmicas associadas à convecção e disponibilidade de umidade (Tabela 6).

Em SON, apenas a chuva apresenta correlação negativa significativa com $\delta^{18}\text{O}$ ($p = 0,0$) (Tabela 7). Isso destaca o efeito de quantidade como o principal modulador isotópico nesse período, consistente com o retorno progressivo de condições mais úmidas associadas ao retorno da ZCIT a partir de outubro (Curtis; Hastenrath, 1999) e com a consequente chuva intensa e localizada. Embora esse período seja caracterizado por maior intensidade convectiva (Tabela 6), característica também relatada por Machado *et al.* (2004) e Zhuang *et al.* (2017) para a transição entre condições mais secas e mais úmidas na Amazônia Central, as condições ainda predominantemente secas simplificam o sinal isotópico, fazendo do efeito de quantidade o modulador estatístico dominante e sobrepondo a influência de outros fatores termodinâmicos locais.

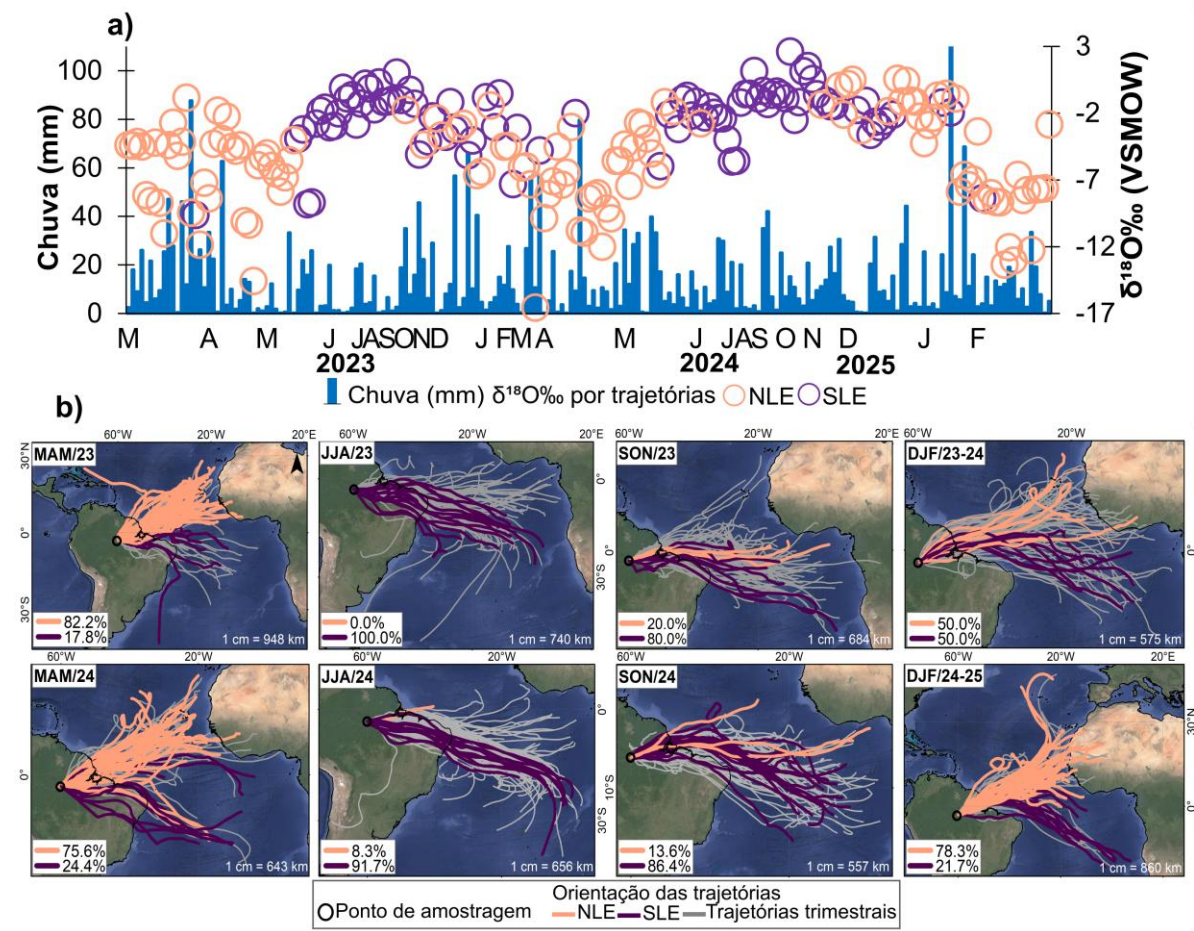
Em DJF, os valores isotópicos mais empobrecidos começam a predominar uma maior estabilização das condições mais úmidas que favorecem a atividade convectiva. Embora as condições locais sejam claramente mais úmidas (Tabela 6), a composição isotópica não corresponde totalmente ao esperado para a estação chuvosa, como em MAM. Essa variabilidade, também observada por Rozanski; Araguás Araguás (1995), foi hipotetizada como sendo associada à “inércia térmica” do continente, vinculada ao aquecimento acumulado durante o período seco anterior, que impediria o retorno a valores isotópicos mais empobrecidos. Os resultados são consistentes com essa hipótese, mostrando que os valores isotópicos são governados pela influência conjunta da convecção local e da disponibilidade de umidade (Tabela 7). Fatores que

promovem atividade convectiva (T e EPCD) estão associados a valores isotópicos mais enriquecidos, processo no qual a rápida ascensão do vapor e a queda das gotas de chuva minimizam trocas evaporativas (Aggarwal *et al.*, 2016). Esse padrão convectivo é diretamente contrabalançado pelo efeito empobrecedor da alta disponibilidade de umidade, evidenciado pelas fortes correlações negativas com VACT (Tabela 7).

É importante destacar que, em 2024, o efeito quantidade em SON pode ter sido atenuado devido à persistência de valores elevados da ASAS em comparação com 2023 (Fig. 6), o que pode ter atrasado a tendência para valores mais empobrecidos normalmente observados no início de DJF. Simultaneamente, a predominância de trajetórias NLE em DJF 2024-2025 pode indicar uma influência mais precoce da ZCIT. Essa influência antecipada da ZCIT em 2024 também pode sinalizar o retorno a condições mais neutras após os efeitos de anomalias de TSM. Observações adicionais são necessárias para confirmar essa evidência.

Em resumo, a análise integrada entre isótopos e sistemas sinóticos permite caracterizar dois regimes de controle distintos que modulam a sazonalidade da chuva em Manaus: (1) um regime sinótico contrastante, evidenciado pela oposição entre MAM (ZCIT, valores mais empobrecidos) e JJA (ASAS, valores mais enriquecidos), e (2) períodos de transição governados por controles termodinâmicos e grande variabilidade isotópica, marcados por chuva intensa e localizada em SON e por um balanço competitivo entre energia e disponibilidade de umidade em DJF.

Figura 7 - Variabilidade isotópica dos eventos diários de precipitação associados às massas de ar de 2023 a fevereiro de 2025. **(a)** Composição isotópica da precipitação ($\delta^{18}\text{O}$) para cada evento, agrupada pelas trajetórias retrógradas das massas de ar em relação à linha do Equador: à norte (NLE) e à sul (SLE). **(b)** Trajetórias retrógradas para todas as trajetórias diárias por estação (em cinza) e para os eventos de precipitação (coloridas de acordo com a origem).



Fonte: Elaborado pela autora.

Tabela 7 - Correlação entre variáveis atmosféricas e $\delta^{18}\text{O}$. Os valores representam o coeficiente r de Spearman, e os valores em negrito indicam significância estatística ($p < 0,05$).

Variáveis	MAM	JJA	SON	DJF
ABN	0,0	0,3	0,0	0,2
EIC	0,3	0,3	0,4	0,5
EPCD	0,0	0,0	0,1	0,4
C	-0,1	-0,3	-0,4	-0,2
UR	-0,1	0,0	-0,3	-0,2
T	0,1	-0,1	0,3	0,4
VACT	-0,3	-0,2	-0,3	-0,5

Fonte: Elaborado pela autora.

7. CONCLUSÃO

A análise iso-atmosférica revelou tanto alterações interanuais atmosféricas recentes comparadas ao contexto histórico, quanto permitiu distinguir diferentes regimes sazonais associados à controles locais e de larga escala.

Em relação às alterações recentes, demonstrou-se que as condições severas de seca de 2023-2024, impulsionadas por anomalias oceânicas e atmosféricas de larga escala, deixaram uma marca distinta nos isótopos da chuva, incluindo uma redução significativa no d -excess, aumento consistente nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e um avanço crítico de um mês no início dos altos valores isotópicos da estação seca em 2024. Esse achado reforça o potencial dos isótopos estáveis como indicadores de alerta precoce para secas prolongadas, especialmente no contexto das mudanças climáticas.

Complementando os achados dos estudos isotópicos pretéritos na Amazônia, identificou-se dois regimes atmosféricos distintos de controle sobre a variação isotópica: um regime conduzido por sistemas sinóticos durante as estações chuvosa (ZCIT, empobrecimento isotópico) e seca (ASAS, enriquecimento isotópico), e um regime localmente convectivo, controlado termodinamicamente, durante a estação de transição, caracterizado por alta variabilidade isotópica. Essa distinção entre regimes explica a assimetria fundamental sobre o ciclo de chuvas anual, demonstrando que os controles atmosféricos variam ao longo do ano e ressaltam o potencial dos isótopos estáveis como ferramenta para decodificar a complexa alternância entre controles sinóticos e locais.

Cabe ressaltar que, embora este estudo tenha abarcado uma escala temporal de monitoramento mais refinada (diária) em comparação aos trabalhos pretéritos na região, a restrição a um único ponto de coleta impõe uma limitação na validação espacial dos resultados. Diante dessa limitação, sugere-se que estudos futuros abranjam a coleta de chuva em múltiplos pontos na Amazônia Central, visando a validação espacial dos controles atmosféricos observados. Ademais, a interrupção do monitoramento IAEA-GNIP após os anos 90 reforça a necessidade de estabelecer um monitoramento isotópico contínuo, o que possibilitará a construção de séries temporais mais longas, cruciais para investigações sobre variações atmosféricas no contexto das mudanças climáticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGGARWAL, P. K., ROMATSCHKE, U., ARAGUAS-ARAGUAS, L., BELACHEW, D., LONGSTAFFE, F. J., BERG, P., SCHUMACHER, C., FUNK, A. Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. **Nature Geoscience**, v. 9, n. 8, p. 624-629, 2016. DOI: 10.1038/ngeo2739.
- ALCÂNTARA, C. R.; DIAS, M. A. S.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines. **Atmospheric Research**, v. 100, n. 1, p. 36-44, 2011. DOI: 10.1016/j.atmosres.2010.12.023.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. D. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507.
- ALVES, L. M. **Análise estatística da sazonalidade e tendências das estações chuvosas e seca na Amazônia**: clima presente e projeções futuras. 2016. 166 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.
- AMPUERO, A., S., N. M., APAÉSTEGUI, J., VUILLE, M., NOVELLO, V. F., ESPINOZA, J. C., CRUZ, F. W., VONHOF, H., MAYTA, V. C., MARTINS, V. T. S., CORDEIRO, R. C., AZEVEDO, V., & SIFEDDINE, A. The forest effects on the isotopic composition of rainfall in the northwestern Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 4, p. e2019JD031445, 2020. DOI: 10.1029/2019JD031445.
- BAKER, I. T.; PRIHODKO, L.; DENNING, A. S.; GOULDEN, M.; MILLER, S.; DA ROCHA, H. R. Seasonal drought stress in the Amazon: reconciling models and observations. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G1, 2008. DOI: 10.1029/2007JG000644
- BERGLUND, M.; WIESER, M. E. Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC Technical Report). **Pure and applied chemistry**, v. 83, n. 2, p. 397-410, 2011. DOI: 10.1351/PAC-REP-10-06-02
- BETTS, A. K.; SILVA DIAS, M. A. F. Progress in understanding land-surface-atmosphere coupling from LBA research. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 2, n. 2, 2010. DOI: 10.3894/JAMES.2010.2.6
- CERNUSAK, L. A.; ADAMS, M. A.; ARANDA, J.; BAHAR, N. H. A.; BROECK, L.; BUTLER, D.; ... STANFORD, A. M. Stable isotopes in leaf water of terrestrial plants. **Plant, Cell & Environment**, v. 39, n. 5, p. 1087-1102, 2016. DOI: 10.1111/pce.12703.
- CLARK, I.; FRITZ, P. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Boca Raton: CRC Press, 1997.
- CLIMATE PREDICTION CENTER. **Cold & warm episodes by season**. Washington, D.C.: National Oceanic and Atmospheric Administration, 2024. Disponível em: https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. Acesso em: 5 dez. 2025.

COHEN, J. C.; SILVA DIAS, M. A.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995. DOI: 10.1175/1520-0493(1995)123<3163:ECAWAS>2

CRAIG, H. Isotopic Variations in Meteoric Waters. **Science**, v. 133, n. 3465, p. 1702-1703, 1961.

CRAWFORD, J.; HUGHES, C. E.; LYKOURDIS, S. Alternative least squares methods for determining the meteoric water line, demonstrated using GNIP data. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 2331–2340, 2014. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.10.033.

CURTIS, S.; HASTENRATH, S. Trends of upper-air circulation and water vapour over equatorial South America and adjacent oceans. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 19, n. 8, p. 863-876, 1999. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(19990630)19:8<863::AID-JOC394>3.0.CO;2-2.

CURTIS, S.; HASTENRATH, S. Trends of upper-air circulation and water vapour over equatorial South America and adjacent oceans. **International Journal of Climatology**, v. 19, n. 8, p. 863-876, 1999. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(19990630)19:8<863::AID-JOC394>3.0.CO;2-2.

DALL'OLIO, A. **A composição isotópica das precipitações do Brasil: modelos isotérmicos e a influência da evapotranspiração na Bacia Amazônica**. 1976. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo.

DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. **Tellus**, v. 16, n. 4, p. 436-468, 1964. DOI: <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>.

DOS SANTOS, V., MARSHALL FLEMING, P., MANCINI, L. H., SANTOS COTA, S. D., DE LIMA, G. B., RODRIGUES GOMES, R., KIRCHHEIM, R. E., SANCHÉZ-MURILLO, R., & GASTMANS, D. (2022). Distinguishing the regional atmospheric controls on precipitation isotopic variability in the central-southeast portion of Brazil. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 10, p. 1693-1708, 2022. DOI: 10.1007/s00376-022-1367-0.

DRAXLER, R. R.; ROLPH, G. D. **HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model Access via NOAA ARL READY Website**. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, 2013. Disponível em: <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>. Acesso em: 5 jul. 2025.

DUBBERT, M.; CUNTZ, M.; PIAYDA, A.; WERNER, C. Oxygen isotope signatures of transpired water vapor: the role of isotopic non-steady-state transpiration under natural conditions. **New Phytologist**, v. 203, n. 4, p. 1242-1252, 2014. DOI: 10.1111/nph.12878.

DURÁN-QUESADA, A. M.; REBOITA, M.; GIMENO, L. Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. **Hydrological Sciences Journal**, v. 57, n. 4, p. 612-624, 2012. DOI: 10.1080/02626667.2012.673723.

ESPINOZA, J. C.; JIMENEZ, J. C.; MARENGO, J. A.; SCHONGART, J.; RONCHAIL, J.; LAVADO-CASIMIRO, W.; RIBEIRO, J. V. M. The new record of drought and warmth in the Amazon in 2023 related to regional and global climatic features. **Scientific Reports**, v. 14, n. 1, p. 8107, 2024. DOI: 10.1038/s41598-024-58782-5.

ESPINOZA, J. C.; LENGAINNE, M.; RONCHAIL, J.; JANICOT, S. Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a neuronal networks approach. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 1, p. 121-140, 2012. DOI: 10.1007/s00382-011-1010-8.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101-101, 1998. DOI: 10.1590/1809-43921998282126.

FU, R.; YIN, L.; LI, W.; ARIAS, P. A.; DICKINSON, R. E.; HUANG, L.; CHAKRABORTY, S.; FERNANDES, K.; LIEBMANN, B.; FISHER, R.; MYNENI, R. B. Increased dry-season length over southern Amazonia in recent decades and its implication for future climate projection. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 110, n. 45, 2013. DOI: 10.1073/pnas.1302584110.

GARSTANG, M.; MASSIE JR., H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 608-622, 1994. DOI: 10.1175/1520-0493(1994)122<0608:ACSLPI>2.0.CO;2.

GASTMANS, D.; DOS SANTOS, V.; DOS SANTOS, Z. C. S.; COSTA, V. E. Water isotopologues long-term continuous rainfall monitoring contribution for modeling present climate: information obtained from different time scale observations. **Rainfall – Observations and Modelling**. London: IntechOpen, 2024. DOI: 10.5772/intechopen.1004048

GAT, J. R.; MATSUI, E. Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 96, n. D7, p. 13179-13188, 1991. DOI: 10.1029/91JD00054.

GIANGRANDE, S. E.; WANG, D.; MECHEM, D. B. Cloud regimes over the Amazon Basin: perspectives from the GoAmazon2014/5 campaign. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 12, p. 7489-7507, 2020. DOI: 10.5194/acp-20-7489-2020.

GIMENO, L.; STOHL, A.; TRIGO, R. M.; DOMINGUEZ, F.; YOSHIMURA, K.; Yu, L.; DRUMOND, A.; DURÁN-QUESADA, A. M., & Nieto, R. Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 4, 2012. DOI: 10.1029/2012RG000389.

GIMENO, L.; EIRAS-BARCA, J.; DURÁN-QUESADA, A. M.; DOMINGUEZ, F.; VAN DER ENT, R.; SODEMANN, H.; SÁNCHEZ-MURILLO, R.; NIETO, R.; KIRCHNER, J. W. The residence time of water vapour in the atmosphere. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 2, n. 8, p. 558-569, 2021. DOI: 10.1038/s43017-021-00181-9.

GONÇALVES, M. B.; DIAS-JÚNIOR, C. Q.; D'OLIVEIRA, F. A.; CELY-TORO, I. M.; COHEN, J. C.; MARTINS, H. S.; MORTARINI, L. Squall lines and turbulent exchange

at the Amazon forest-atmosphere interface. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 136, n. 5, p. 41, 2024. DOI: 10.1007/s00703-024-01039-7.

GRAF, P., WERNLI, H., PFAHL, S., & SODEMANN, H. A new interpretative framework for below-cloud effects on stable water isotopes in vapour and rain. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 2, p. 747-765, 2019. DOI: 10.5194/acp-19-747-2019.

HATVANI, I. G.; SMATI, A. E.; ERDÉLYI, D.; SZATMÁRI, G.; VREČA, P.; KERN, Z. Modeling the spatial distribution of the meteoric water line of modern precipitation across the broader Mediterranean region. **Journal of Hydrology**, v. 617, p. 128925, 2023. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2022.128925.

HEERSPINK, B. P.; KENDALL, A. D.; COE, M. T.; HYNDMAN, D. W. Trends in streamflow, evapotranspiration, and groundwater storage across the Amazon Basin linked to changing precipitation and land cover. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 32, p. 100755, 2020. DOI: 10.1016/j.ejrh.2020.100755.

HUGHES, C. E.; CRAWFORD, J. A new precipitation weighted method for determining the meteoric water line for hydrological applications demonstrated using Australian and global GNIP data. **Journal of Hydrology**, v. 464, p. 344-351, 2012. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.07.029.

JASECHKO, S. Global isotope hydrogeology — review. **Reviews of Geophysics**, v. 57, n. 3, p. 835-965, 2019. DOI: 10.1029/2018RG000627.

JENKS, G. F. **Optimal data classification for choropleth maps**. Department of Geography, University of Kansas Occasional Paper, 1977.

JOUZEL, J.; DELAYGUE, G.; LANDAIS, A.; MASSON-DELMOTTE, V.; RISI, C.; VIMEUX, F. Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation. **Water Resources Research**, v. 49, n. 11, p. 7469–7486, 2013. DOI: 10.1002/2013WR013508.

KAWASHITA, K.; SONOKI, I. K.; SATO, K.; SONOKI, H. M. Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errócronas e pseudoisócronas. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 21, p. 53–72, 1990. DOI: 10.11606/issn.2316-8986.v21i0p53-72.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W.; MATSUI, E.; SALATI, E. Estimativa de evapotranspiração de floresta amazônica de terra firme. **Acta Amazonica**, v. 12, suppl. 3, p. 23-28, 1982. DOI: 10.1590/1809-43921982123S023.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308-4318, 2001. DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<4308:IVOTRS>2.0.CO;2.

MACHADO, L. A. T., LAURENT, H., DESSAY, N., & MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 61-77, 2004. DOI: 10.1007/s00704-004-0044-9.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 61-77, 2004. DOI: 10.1007/s00704-004-0044-9.

MARENGO, J. A., FISCH, G. F., ALVES, L. M., SOUSA, N. V., FU, R., & ZHUANG, Y. Meteorological context of the onset and end of the rainy season in Central Amazonia during the GoAmazon2014/5. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 12, p. 7671-7681, 2017. DOI: 10.5194/acp-17-7671-2017.

MARENGO, J. A., TOMASELLA, J., ALVES, L. M., SOARES, W. R., & RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, 2011. DOI: 10.1029/2011GL047436.

MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ESPINOZA, J. C.; FU, R.; SCHÖNGART, J.; JIMENEZ, J. C.; COSTA, M. C.; RIBEIRO, J. M.; WONGCHUIG, S.; ZHAO, S. The drought of Amazonia in 2023-2024. **American Journal of Climate Change**, v. 13, n. 3, p. 567-597, 2024. DOI: 10.4236/ajcc.2024.133028.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Climate in the Amazon Basin and its links to the global climate system. In: The biogeochemistry of the Amazon Basin. **Oxford University Press**, 2001. p. 17. DOI: 10.1093/oso/9780195114317.001.0001.

MARENGO, J. A.; SOUZA JR, C. M.; THONICKE, K.; BURTON, C.; HALLADAY, K.; BETTS, R. A.; SOARES, W. R. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, p. 228, 2018. DOI: 10.3389/feart.2018.00228.

MARENGO, J. A.; SOUZA Jr., C. M.; THONICKE, K.; BURTON, C.; HALLADAY, K.; BETTS, R. A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, p. 228, 2018. DOI: 10.3389/feart.2018.00228

MARTINELLI, L. A., VICTORIA, R. L., STERNBERG, L. S. L., RIBEIRO, A., & MOREIRA, M. Z. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. **Journal of Hydrology**, v. 183, n. 3-4, p. 191-204, 1996. DOI: 10.1016/0022-1694(95)02974-5.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

MOOK, W. G. **Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico**. Madrid: IGME, 2002.

NAÇÕES UNIDAS. **Transformando Nosso Mundo: A Agenda 2030 para o Desenvolvimento Sustentável**. [S. l.]: Nações Unidas, 2015. Disponível em: <https://www.gov.br/culturaviva/pt-br/biblioteca-cultura-viva/documentos-e-publicacoes/cartilhas/nacoes-unidas-objetivos-de-desenvolvimento-sustentavel-agenda-2030.pdf>. Acesso em: 7 jul. 2025.

NOBRE, C. A., OBREGÓN, G. O., MARENGO, J. A., FU, R., & POVEDA, G. Characteristics of Amazonian climate: main features. **Amazonia and global change**, v. 186, p. 149-162, 2009.

PUTMAN, A. L.; FIORELLA, R. P.; BOWEN, G. J.; CAI, Z. A global perspective on local meteoric water lines: meta-analytic insight into fundamental controls and practical constraints. **Water Resources Research**, v. 55, n. 8, p. 6896–6910, 2019. DOI: 10.1029/2019WR025181.

REBOITA, M. S.; SANTOS, I. A. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, 2014. DOI: 10.5380/abclima.v15i0.37686.

RISI, C.; BONY, S.; VIMEUX, F. Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical 103 interpretation of the amount effect. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 19, p. 1-12, 2008. DOI: 10.1029/2008JD009943.

RODRIGUES, M. The Amazon's record-setting drought: how bad will it be. **Nature**, v. 623, n. 7988, p. 675-676, 2023. DOI: 10.1038/d41586-023-03593-z.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS ARAGUÁS, L. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. **Bulletin de l'Institut Français d'études Andines**, v. 24, n. 3, p. 379-390, 1995. DOI: 10.3406/bifea.1995.1189.

ROZANSKI, K.; ARAGUÁS-ARAGUÁS, L.; GONFIANTINI, R. Isotopic patterns in modern global precipitation. **Climate Change in Continental Isotopic Records**, v. 78, p. 1-36, 1993. DOI: 10.1029/GM078p0001.

SALATI, E., DALL'OLIO, A., MATSUI, E., & GAT, J. R. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. **Water Resources Research**, v. 15, n. 5, p. 1250-1258, 1979. DOI: 10.1029/WR015i005p01250.

SÁNCHEZ-MURILLO, R., BIRKEL, C., WELSH, K., ESQUIVEL-HERNÁNDEZ, G., CORRALES-SALAZAR, J., BOLL, J., BROOKS, E., ROUPSARD, O., SÁENZ-ROSALES, O., KATCHAN, I., ARCE-MESÉN, R., SOULSBY, C., & ARAGUÁS-ARAGUÁS, L. J. Key drivers controlling stable isotope variations in daily precipitation of Costa Rica: Caribbean Sea versus Eastern Pacific Ocean moisture sources. **Quaternary Science Reviews**, v. 131, p. 250-261, 2016. DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.08.028.

SATYAMURTY, P., DA COSTA, C. P. W., & MANZI, A. O. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, p. 195-209, 2013. DOI: 10.1007/s00704-012-0637-7.

SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G. H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. **Nature**, v. 513, n. 7516, p. 45-53, 2014. DOI: 10.1038/nature13636.

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, n. 3-4, p. 591-611, 1965. DOI: 10.1093/biomet/52.3-4.591.

SPEARMAN, C. The proof and measurement of association between two things. *In*: JENKINS, J. J.; PATERSON, D. G. (Ed.). **Studies in individual differences: the search for intelligence**. New York: Appleton-Century-Crofts, 1961. p. 45-58. DOI: 10.1037/11491-005.

SUN, X.; COOK, K. H.; VIZY, E. K. The South Atlantic subtropical high: climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 30, n. 9, p. 3279-3296, 2017. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0705.1

VICTORIA, R. L.; MARTINELLI, L. A.; MORTATTI, J.; RICHEY, J. Mechanisms of water recycling in the Amazon Basin: isotopic insights. **Ambio**, p. 384-387, 1991. Disponível em: <http://www.jstor.org/stable/4313869>. Acesso em: 5 dez. 2025.

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. DOI: 10.1007/s00382-005-0049-9.

YOSHIMURA, K. Stable water isotopes in climatology, meteorology, and hydrology: a review. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 93, n. 5, p. 513-533, 2015. DOI: 10.2151/jmsj.2015-036

ZHUANG, Y., FU, R., MARENGO, J. A., & WANG, H. Seasonal variation of shallow-to-deep convection transition and its link to the environmental conditions over the Central Amazon. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 5, p. 2649-2666, 2017. DOI: 10.1002/2016JD025993.