

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

**RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO HOLOCENO DO MATO GROSSO
COM BASE EM REGISTROS ISOTÓPICOS DE ESPELEOTEMAS**

MONOGRAFIA

TF 21/11

Aluno: Gabriel Mitsuaki Cenci Tsukuda

Orientador: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior

Coorientador: Dr. Valdir Felipe Novello

Professor credenciado pelo programa de pós-graduação em geoquímica e geotectônica do IGc-USP

Janeiro de 2022

São Paulo

AGRADECIMENTOS

A etapa de agradecimentos é difícil de ser realizada, visto que todos sabemos que não há como caber em uma página todas as pessoas que nos influenciaram e são dignas de reconhecimento. Desse modo, agradeço a todos aqueles que se sentirem contemplados.

Agradeço a minha família todo apoio e força que me deram nos anos da faculdade, agradeço a minha mãe, Vânia L. Cenci, por ter sempre priorizado minha educação, agradeço a minha irmã, Nicole N. C. Tsukuda, pelos conselhos e ajuda de sempre.

Agradeço e dedico esse trabalho a melhor companhia e amor que a vida me deu, Gabriela Vidigal, sem nossas conversas, apoio, diversões, vida juntos, nada disso teria se concretizado.

Agradeço a vida que vivi no Castelo, onde tive experiências das quais não me arrependo, mas sim me orgulho. Obrigado, Asnu, Brit, Fita, Guaxupé, Luisão, Samara, Medina, vocês estiveram em minha vida em muitos anos e os levarei para sempre.

Agradeço aos meus diversos amigos, tanto de São Paulo quanto aqueles que estão espalhados no Brasil (Bahia, Paraná, etc.) por sempre estarem presentes nos momentos de alegrias e dificuldades.

Agradeço a meus amigos “internautas” com os quais discuti e apresentei meus trabalhos, seja para suprir a curiosidade de alguns ou para receber conselhos deles.

Agradeço a turma 59 por toda parceria nos campos, comemorações de aniversários e ajudas que sempre me foram necessárias.

Agradeço a minha segunda família, Tirisco, Prima, Xiá e Meska, os quais foram um dos meus portos seguros durante o período pandêmico.

Agradeço imensamente ao professor, amigo e a quem considero um dos meus pais na geologia, Dr. Francisco William da Cruz Júnior, por todos os conselhos, orientações e puxões de orelha durante os três anos de pesquisa em que trabalhamos juntos

Agradeço por fazer parte de uma equipe competente no âmbito da pesquisa paleoclimática.

Agradeço o Dr. Valdir Felipe Novello, a Dra. Giselle Utida e todos os demais integrantes do Laboratório de Sistemas Cársticos e Laboratório de Isótopos Estáveis, por sempre me auxiliarem, discutirem comigo e estarem presentes em momentos necessários da minha pesquisa.

Por fim, agradeço a Universidade de São Paulo por todos os recursos que me foram disponíveis.

A todos, muito obrigado!

Resumo

A lacuna de dados paleoclimáticos do Quaternário para o centro-oeste brasileiro na literatura mostra a importância da publicação de dados inéditos desta região, no contexto da América do Sul. Desse modo, esse projeto visa suprir a demanda de novos dados provenientes do Mato Grosso (MT) para complementar o mapa paleoclimático continental.

Este projeto visa a reconstituição paleoclimática do período Holoceno, a partir de estalagmites coletadas em cavernas do estado do Mato Grosso. O estudo possibilita discutir eventos paleoclimáticos na escala de décadas, séculos até milênios, como por exemplo os eventos Bond e os efeitos da insolação na monção decorrentes dos ciclos de Milankovitch.

Até o momento, novos dados isotópicos de espeleotemas do MT foram produzidos no Laboratório de Isótopos Estáveis do CPGeo – IGc - USP, enquanto novas datações pelo método U/Th foram produzidas na Universidade de Minnesota, EUA. Dessa forma pretende-se contribuir na discussão das mudanças paleoclimáticas com a inclusão desse novo registro isotópico no contexto do continente sul-americano.

Quanto aos resultados dessa pesquisa, destacam-se evidências sobre o período de deposição e crescimento dos espeleotemas estudados bem como a variação isotópica do oxigênio em relação a diferentes cavernas no continente sul-americano. Os dados mostram que valores isotópicos mais negativos estão geralmente associados a períodos de maior pluviosidade nos últimos 4 mil anos no centro-oeste brasileiro.

A relação entre os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e o crescimento dos espeleotemas analisados permite interpretar que os eventos de maior deposição carbonática estão associados a maiores eventos de precipitação, nos quais o valor isotópico é mais negativo.

Já a comparação das curvas isotópicas, mostra uma heterogeneidade nos dados isotópicos entre espeleotemas de cavernas localizadas na mesma longitude, mas em latitudes diferentes, os quais sugerem deslocamento da posição média da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante os últimos 11 mil anos.

Abstract

There is an evident data gap of paleoclimate records in the literature for the Brazilian Midwest, as well as for South America, that highlight the importance of new data for this region. This project aims to make a paleoclimatic reconstruction of the Holocene period that goes back the last 11 kys from stalagmites collected in caves in the state of Mato Grosso. This new record allows discussing the paleoclimatic events on decades and millennia time scales, such as the Bond events and the effects of insolation in the resulting monsoon Milankovitch cycles.

So far, new isotopic data of MT speleothems have been produced at the CPGeo Stable Isotopes Laboratory – IGc - USP, while new datings by the U/Th method have been produced at the University of Minnesota, USA. In this way, it is intended to contribute to the discussion of paleoclimatic changes with the inclusion of this new isotopic record in the context of the South American continent.

As for the results of this research, there is evidence about the period of deposition and growth of the studied speleothems as well as the isotopic variation of oxygen in relation to different caves in the South American continent. Data show that more negative isotopic values are generally associated with periods of greater rainfall in the last 4,000 years in the Brazilian Midwest.

The relationship between the isotopic values of $\delta^{18}\text{O}$ and the growth of the analyzed speleothems allows us to interpret that the events with greater carbonate deposition are associated with greater precipitation events, in which the isotopic value is more negative.

The comparison of isotopic curves shows heterogeneity in isotopic data between speleothems of caves located at the same longitude, but at different latitudes, which suggest a shift in the mean position of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) over the last 11 thousand years.

Lista de figuras

Figura 1: Mapa da gruta Cerquinha, Nobres – MT, realizado por Meandros Espeleo Clube entre novembro de 2017 e agosto de 2018.

Figura 1.1: Área de estudo com destaque para localização da Gruta Cerquinha em Nobres, representada pela estrela amarela. A estrela azul refere-se a caverna Pau d’alho, a vermelha a Caverna Jaraguá, a verde a Gruta da Cuíca, a laranja refere-se a caverna Lapa Sem Fim-MG, a rosa a Caverna Shatuca – Peru, enquanto a preta refere-se a cavernas com espeleotemas no Rio Grande do Norte. A escala em tons azuis a amarelados representa a precipitação em dezembro, janeiro e fevereiro para o SMSA e ZCIT, além de destaque ao eixo NW-SE da ZCAS, linha preta. Modificado de Novello et al. (2016).

Figura 2: Média mensal de precipitação na estação Rosário Oeste em 2013, próximo a Gruta Cerquinha, Nobres – MT, dados de HIDROWEB - SNIRH.

Figura 3: Amostras CER21/22, idades U/Th listadas ao lado de cada datação.

Figura 4: Amostras RND – notam-se os pontos de amostragem para datação pelo método U-Th.

Figura 5: Modelo de idade linear dos espeleotemas RND’s.

Figura 6: Taxa de crescimento (mm/ano) x Idade, para os espeleotemas CER21 e CER22.

Figura 7: Distância do topo (mm) x Idade (anos Antes do Presente), para os espeleotemas CER21 e CER22.

Figura 8: Gráfico para o intervalo de 5000 – 12000 anos contemplando apenas a amostra contida nesse período (CER21).

Figura 9: Gráfico comparativo entre dados de espeleotemas da Gruta Cerquinha – MT para o intervalo de 0 – 5000 anos. Para essa escala, plotam-se as amostras CER’s e RND’s.

Figura 10: Curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) para os 4 espeleotemas RND coletados na Gruta Cerquinha.

Figura 11: Gráfico comparativo entre os valores isotópicos da estalagmite CER21 e sua taxa de crescimento, para o intervalo de 5,000 a 12,000 anos AP.

Figura 12: Gráfico comparativo entre os valores isotópicos da estalagmite CER22 e sua taxa de crescimento, para o intervalo de 1,000 a 5,000 anos AP.

Figura 13: Gráfico comparativo para o intervalo de 5,000 – 12,000 anos, contemplando apenas a amostra CER21 (contida nesse período). Barras Verticais acinzentadas refletem eventos abruptos de variação de temperatura no atlântico norte – EVENTOS BOND (B.E) 4, 5, 6 definidos como base no estudo de Bond et al (1997).

Figura 14: Gráfico comparativo entre dados de espeleotemas da Gruta Cerquinha – MT para o intervalo de 0 – 5,000 anos. Para essa escala, plotam-se as amostras CER's e RND's. Barras verticais acinzentadas refletem eventos abruptos de variação da temperatura do Atlântico Norte, Little Ice Age (LIA), Medieval Climate Anomaly (MCA) e eventos Bond (B.E) 2, 3.

Figura 15: Gráfico comparativo entre espeleotemas de Minas Gerais (LSF19 - Azevedo et al., 2021), o espeleotema CER21, objeto de estudo, e o registro da caverna Jaraguá, Bonito-MS (Novello et al., 2017).

Figura 16: Gráfico comparativo entre espeleotemas de Rondônia (Gruta da Cuíca – RO) e os espeleotemas CER22 e RND's, objetos de estudo.

Figura 17: Gráfico comparativo de perfis isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ ‰)

Figura 18: Gráfico comparativo entre dados de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas do Mato Grosso, Minas Gerais (LSF19, Azevedo et al., 2021), Peru (SHA, Bustamante et al., 2016) e Rio Grande do Norte (RN, Cruz et. Al. 2009). As curvas de insolação são apresentadas em Rosa e Vermelho, para os meses de verão nas latitudes 10°S nas curvas do MT e RN respectivamente (Cruz et al., 2009). Barras verticais acinzentadas refletem eventos abruptos de variação descritos nos gráficos apresentados anteriormente.

Lista de tabelas

Tabela 1: Taxa de crescimento e resolução das estalagmites RND's

Tabela 2: Datação pelo método U/Th das amostras CER21 e CER22.

Lista de abreviações

$\delta^{13}\text{C}$: Relação entre os isótopos de massa 12 e 13 do carbono

$\delta^{18}\text{O}$: Relação entre os isótopos de massa 16 e 18 do oxigênio

ACM: Anomalia climática medieval

ALHO: Sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Pau d'alho

AP: Antes do Presente

B.E: Bond Events - Eventos Bond

CER: Sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Cerquinha

CWP: Current Warm Period

IGc – USP: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

IRD: Ice Raft Debris

JAR: Sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Jaraguá

LIA: Little Ice Age

LSF: Sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Lapa Sem Fim

MCA: Medieval Climate Anomaly

Método U-Th: Método de datação Urânio/Tório

PIG: Pequena idade do gelo

PIM: Sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna da Cuíca

RN: Sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes das cavernas do Rio Grande do Norte

RND: Sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Cerquinha

SACZ: South Atlantic Convergence Zone

SHA: Sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Shatuca

SMOW: Standard Mean Ocean Water

SMSA: Sistema de Monção Sul Americano

TSM: Temperatura da superfície do mar.

VPDB: Vienna Pee Dee Belemnite

ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT: Zona de Convergência Inter Tropical

Sumário

1. Introdução.....	1
2. Área de estudo e climatologia moderna.....	2
2.1 Localização e geologia.....	2
2.2 Climatologia da Área de Estudo.....	5
3. Revisão Bibliográfica	6
3.1. Uso de espeleotemas para obtenção de dados paleoclimáticos.....	6
3.2. Eventos Bond e Ciclos de Milankovitch.....	7
4. Materiais e métodos.....	9
4.1 Amostras CER's e RND's	9
4.2 Datação – Método U/Th	10
4.3 Análises isotópicas.....	11
4.4 Atividades realizadas	13
5. Resultados.....	13
5.1 Geocronologia.....	13
5.2 Séries Isotópicas de carbono e oxigênio de espeleotemas	19
6. Discussão	22
6.1 Valores isotópicos e taxas de crescimento dos espeleotemas da Gruta Cerquinha.	22
6.2 Comparação dos dados da Gruta Cerquinha e Eventos Bond (B.E)	23
6.3 Comparação dos dados da Gruta Cerquinha e espeleotemas diversos.	25
6.4 Variabilidade climática de acordo com o ciclo de insolação de verão.....	29
7. Conclusões	30
8. Referências Bibliográficas	33

1. Introdução

Os registros geoquímicos de espeleotemas se tornaram importantes para estudos paleoambientais e paleoclimáticos, uma vez que podem ser precisamente datados pelo método U-Th. Tal fato possibilita a produção de séries paleoclimáticas de até 500 mil anos, sendo possível registrar com alta sensibilidade as condições climáticas e ambientais externas à caverna através de diversos indicadores (*proxies*), sem comumente sofrer alterações diagenéticas significativas ao longo do tempo (Lauritzen e Lundberg *et al*, 1999; Fairchild *et al*, 2006).

Espeleotemas formam-se pela deposição sucessiva de camadas de carbonato de cálcio (CaCO_3) que refletem as condições climáticas e geológicas da época em que houve a precipitação, permitindo o estudo das condições ambientais e climáticas no local da caverna a partir de análises isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) (Lauritzen e Lundberg, 1999).

O uso de isótopos de oxigênio tem tido grande sucesso no estudo de variações na temperatura média dos oceanos bem como eventos de aumento (decréscimo) de temperatura global e sistemas monçônicos. A análise desses indicadores em regiões tropicais e subtropicais na América do Sul, mostram que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da chuva são mais empobrecidos em isótopos de ^{18}O em anos mais úmidos e mais enriquecidos em anos mais secos (Vuille *et al.*, 2012).

Para o último milênio, estudos de Vuille *et al.* (2012) e Novello *et al.* (2016; 2018) mostraram que as variações isotópicas nas estalagmites brasileiras estão associadas a períodos de anomalias climáticas como, por exemplo, o período correspondente a anomalia climática medieval (ACM) (Medieval Climate Anomaly – MCA), pequena idade do gelo (PIG) (Little Ice Age – LIA) e o atual período de aquecimento global (PAG) (Current Warm Period – CWP). Nestes estudos, foi relatado períodos de enfraquecimento do sistema monçônico durante o MCA e CWP, enquanto durante o LIA houve um fortalecimento das chuvas associadas a este sistema climático. Novello *et al.* (2018) mostrou uma forte variação espacial da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (South Atlantic Convergence Zone - SACZ) durante esses períodos anômalos com o uso de estalagmites, caracterizada por uma relação antifásica entre Nordeste e Centro-Oeste brasileiro, que considera o posicionamento do eixo da ZCAS. A ZCAS é uma das principais feições do Sistema de Monção Sul Americano (SMSA), sendo sua formação associada a uma banda de nuvens que corresponde a máximos de precipitação com orientação NW-SE, que se prolonga desde a bacia amazônica até sudeste brasileiro e oceano adjacente, tal eixo da ZCAS é importante no entendimento da variabilidade do SMSA à medida que indicadores a leste do eixo mostram-se em anti-fase àqueles a oeste (Novello *et al.*, 2018; Campos *et al.*, 2019).

Outros períodos a serem estudados a partir dos dados isotópicos são aqueles conhecidos como eventos Bond (Bond et al., 1997). Em 1997, Bond e colaboradores reconstituíram, com alta resolução a Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Nesse estudo, foram reconhecidos eventos de redução abrupta da TSM os quais vieram a ser conhecidos como eventos Bond (Strikis et al. 2011; 2015). Tais eventos impactaram monções asiáticas (Wang et al., 2005; Fleitmann et al., 2003) e a paleopluviosidade no norte do continente sul-americano. Na Venezuela existe uma redução da precipitação em virtude do deslocamento para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), em resposta ao resfriamento do atlântico norte (Haug et al., 2001). O deslocamento meridional da ZCIT durante os eventos Bond (B.E) evidencia a relação antifásica entre as monções asiáticas e Sul-americanas em alguns eventos, como em 8.2 kys BP (Cheng et al., 2009).

Espera-se nesse trabalho contribuir para o estudo da variabilidade paleoclimática na região centro-oeste brasileiro dentro do contexto continental.

2. Área de estudo e climatologia moderna

2.1 Localização e geologia

O presente estudo utilizou espeleotemas catalogados como CER21, CER22, RND01, RND02, RND03 e RND04 coletados na Gruta da Cerquinha (14°S26'35,8"/ 56°W01'19,3", figura 1), localizada no município de Nobres (MT), borda norte da região do Pantanal mato-grossense.

A área de estudo abrange a parte setentrional (MT) com formações carbonáticas geologicamente situadas na porção sudeste do Cráton Amazônico e faz parte de sequências de metassedimentos dobrados e metamorfizados, por vezes recobertos por formações das bacias sedimentares pós ordovicianas do Paraná, Parecis e Pantanal (Alvarenga & Trompette, 1993).

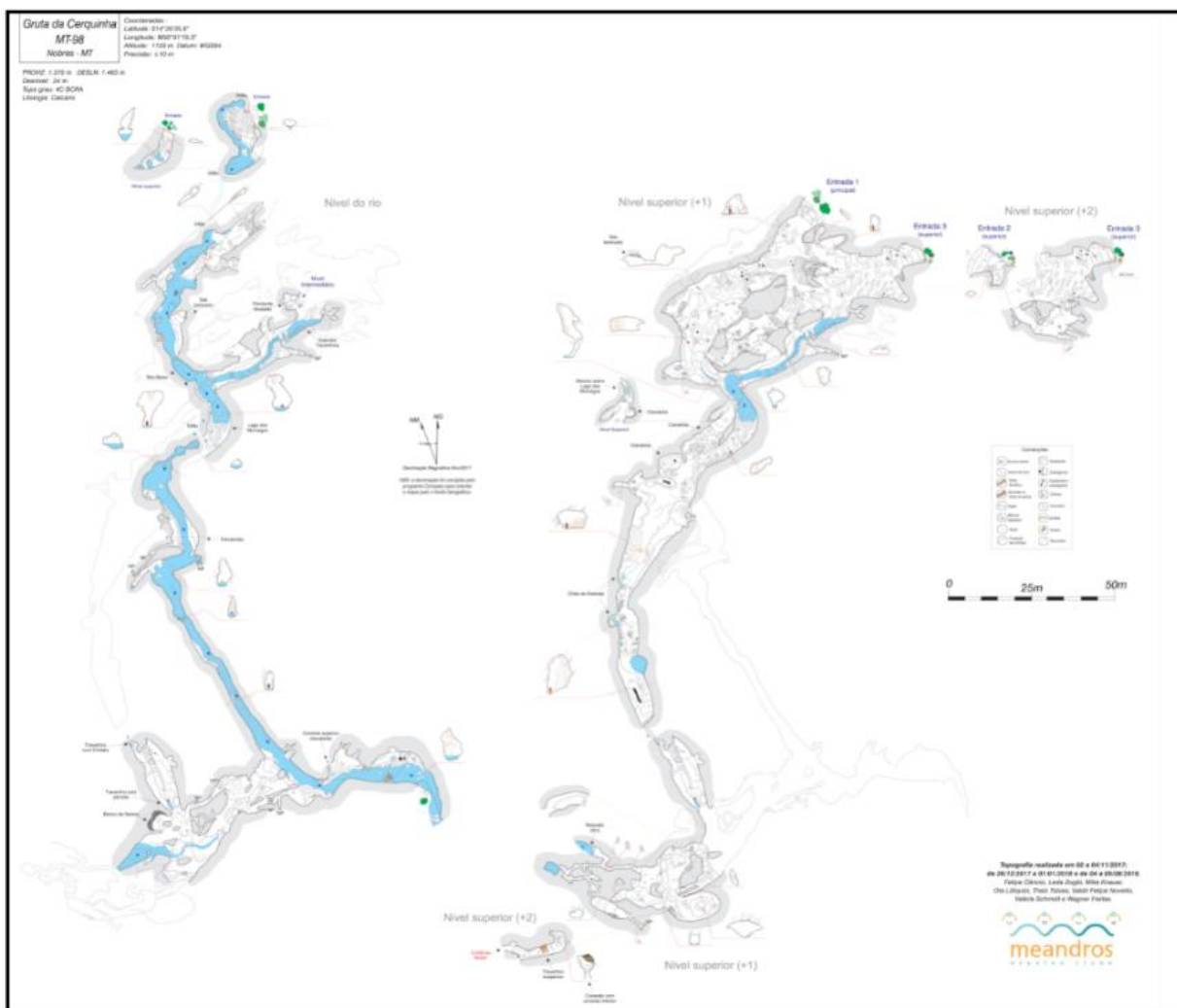


Figura 1: Mapa da gruta Cerquinha, Nobres – MT, realizado por Meandros Espeleo Clube entre novembro de 2017 e agosto de 2018.

A caverna estudada, indicada na estrela amarela na Figura 1.1, foi desenvolvida em rochas carbonáticas do Grupo Araras no estado do Mato Grosso (MT). Este grupo se subdivide em duas formações, Formação Guia (porção inferior) do Grupo Araras e Formação Araras (porção superior), de acordo com Alvarenga e Trompette, (1993).

A formação Guia apresenta-se como rochas calcárias predominantemente calcíticas e argilosas sobre dolomitos róseos, com estromatólitos estratiformes por vezes recobertos por depósitos de tálus (Nogueira, 2003). Já a Formação Araras, apresenta rochas predominantemente dolomíticas depositadas em um ambiente raso geralmente silicificadas (Nogueira, 2003).

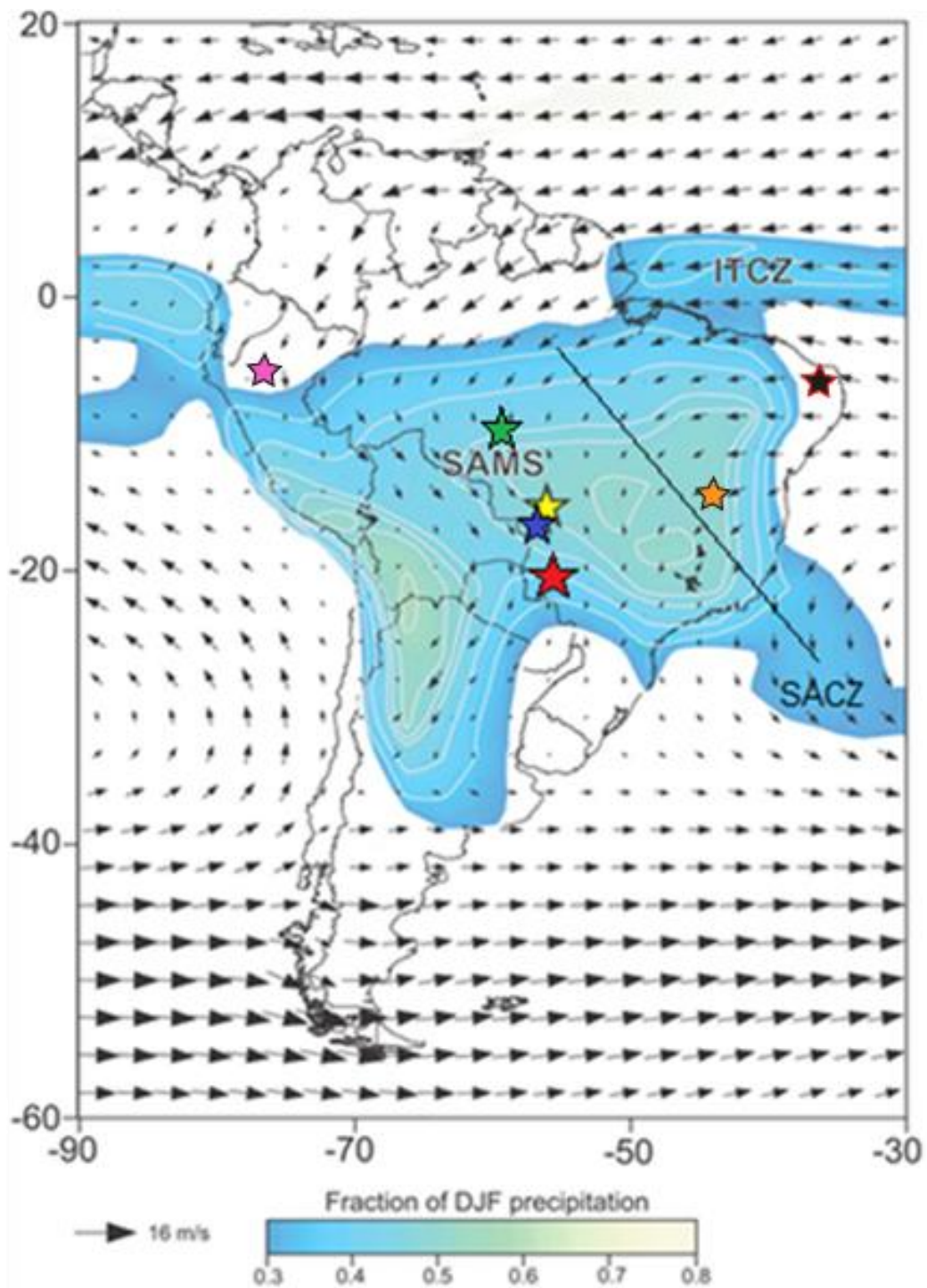


Figura 1.1: Área de estudo com destaque para localização da Gruta Cerquinha em Nobres, representada pela estrela amarela. A estrela azul refere-se a caverna Pau d’alho, a vermelha a Caverna Jaraguá, a verde a Gruta da Cuíca, a laranja refere-se a caverna Lapa Sem Fim- MG, a rosa a Caverna Shatuca – Peru, enquanto a preta refere-se a cavernas com espeleotemas no Rio Grande do Norte. A escala em tons azuis a amarelados representa a precipitação em dezembro, janeiro e fevereiro para o SMSA e ZCIT, além de destaque ao eixo NW-SE da ZCAS, linha preta. Modificado de Novello et al. (2016).

2.2 Climatologia da Área de Estudo

O clima predominante na região é o tropical sazonal de inverno seco, cuja temperatura regional varia entre 20°C e 30°C ao longo do ano. Além disso, o regime pluviométrico possui um ciclo semianual bem definido, onde as chuvas ocorrem entre os meses de dezembro e março e um período de seca de abril ao final de agosto, possuindo áreas sujeitas a longos períodos de deficiência hídrica (Souza, 2017).

O Centro-Oeste encontra-se sob influência das massas de ar equatoriais, tropicais atlânticas e continentais e da massa polar atlântica. Devido a essa configuração, há condições quentes e úmidas no verão e quentes e secas no inverno, com quedas pontuais na temperatura na estação “fria” do ano (Mendonça & Danni-Oliveira, 2007).

Dentro da estação chuvosa, a região apresenta períodos anômalos úmidos e secos. Os períodos úmidos estão relacionados a fluxos de massas de ar de noroeste e leste dos Andes os quais convergem para a região. Os períodos secos têm relação com ventos oriundos do Paraguai e norte da Argentina e anomalias de ventos de leste sobre o Brasil central (Gan et al., 2004).

O município de Nobres apresenta clima tropical típico do Brasil central, com quatro a cinco meses secos (Figura 2). Este subtipo climático é caracterizado pela redução dos totais pluviométricos durante a estação de inverno prolongado, entre maio e setembro. Por se localizar em uma região mais continental e estar situada em uma posição inferior do relevo, apresenta condições mais quentes em relação a outros municípios de mesmo subtipo climático. A Figura 2 é referente aos dados coletados na estação pluviométrica do município de Rosário Oeste, vizinho a Nobres-MT.

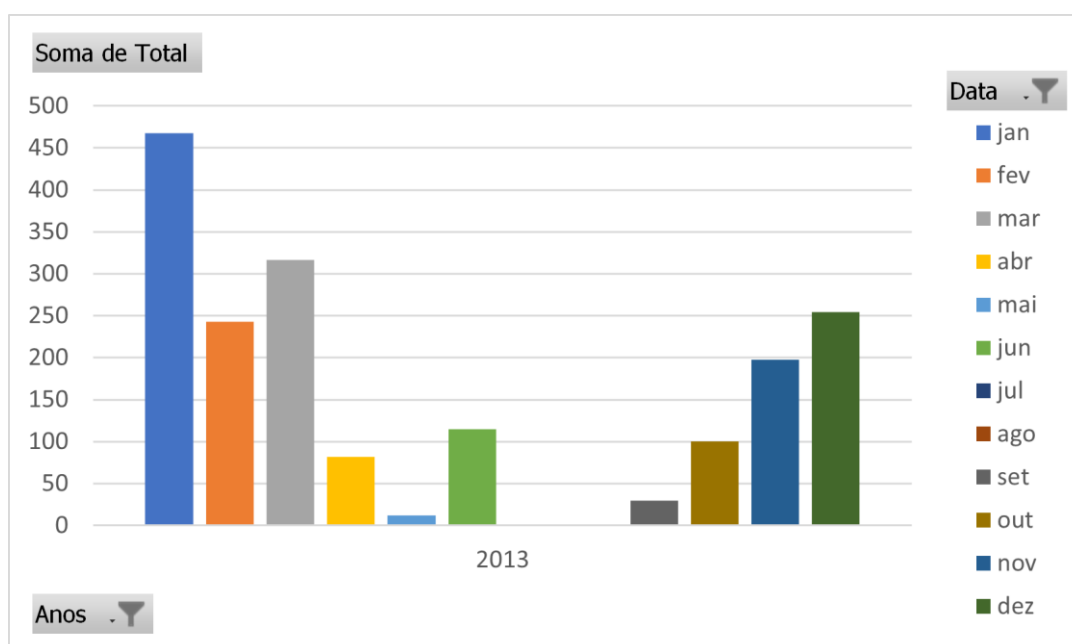


Figura 2: Média mensal de precipitação na estação Rosário Oeste em 2013, próximo a Gruta Cerquinha, Nobres – MT, dados de HIDROWEB - SNIRH.

3. Revisão Bibliográfica

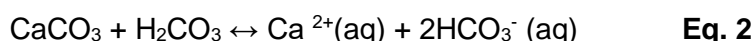
A pesquisa bibliográfica neste projeto serviu como base para melhor entendimento de como os dados isotópicos e geocronológicos de espeleotemas podem ser utilizados em estudos paleoclimáticos, particularmente como registros de eventos de chuva. Outros exemplos são a aplicação de dados isotópicos para registros da temperatura da superfície do mar e eventos de resfriamento (aquecimento) atmosféricos do planeta.

3.1. Uso de espeleotemas para obtenção de dados paleoclimáticos

Espeleotemas são depósitos minerais secundários formados em cavernas a partir de uma sequência de processos químicos que ocorrem desde o solo até o interior da caverna. Esse processo se inicia com a dissolução do gás carbônico (CO_2) na água meteórica quando esta entra em contato com o solo, formando ácido carbônico (H_2CO_3) e aumentando sua pressão parcial de CO_2 (P_{CO_2}) conforme percola solo abaixo, como na reação:

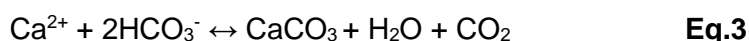


Eventualmente essa água enriquecida em H_2CO_3 atinge a rocha carbonática e a dissolve, transportando uma solução rica em hidrogeno carbonato (HCO_3^-) através da relação



pela zona vadosa do terreno cárstico através de condutos e fraturas até atingir a atmosfera da caverna (Fairchild e Baker, 2012).

Quando a P_{CO_2} da atmosfera da caverna é menor (insaturada em CO_2) do que a água de gotejamento (saturada em CO_2), ocorre a degaseificação do CO_2 e a consequente precipitação do CaCO_3 :



Dessa maneira, os espeleotemas vão se formando pela deposição sucessiva de camadas de CaCO_3 (registros geoquímicos) que refletem as condições climáticas e geológicas da época em que houve a precipitação, permitindo o estudo das condições externas acima da caverna a partir de análises isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e análises de elementos-traço (Lauritzen e Lundberg, 1999).

Para tanto, utilizam-se valores de $\delta^{18}\text{O}$, por exemplo, expressos como a diferença entre a razão medida da amostra e do padrão de referência (equação 4). Para simplificar a leitura e interpretação dos dados, esses valores aparecem em parte per mil com relação ao padrão de referência.

$$\delta = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} - 1 \right] \times 1000 \quad \text{Eq. 4}$$

O padrão para carbonatos é conhecido como PDB (*Pee Dee Belemnite*), e para a análise de águas é o SMOW (*Standart Mean Ocean Water*), sendo atualmente acompanhados pelo prefixo “V” (Lachniet., 2009), já que os padrões são atualmente produzidos e distribuídos pela Agência Internacional de Energia Atômica (AIEA), situada em Viena, Áustria.

O fracionamento isotópico ocorre nas mudanças de estado físico, para o oxigênio. Assim, uma substância de mesma composição química pode apresentar diferentes proporções de isótopos leves e pesados entre suas fases (Novello, 2012).

A base físico-química desse processo é a diferença quanto às forças de ligação entre os isótopos de um composto, que refletem maior ou menor reatividade química. Isto é, quanto mais leve é um isótopo, menor é a energia necessária para quebrar suas ligações; visto que a energia requerida para romper ligações entre as moléculas difere de compostos moleculares de massas distintas (Clark e Fritz, 1997).

Para melhores medições e cálculos, o fracionamento isotópico é considerado em situações de equilíbrio, atmosfera próxima à saturação (umidade relativa em 100%), visto que nesse momento as taxas de conversão, água-vapor/vapor-água, são iguais.

Para o oxigênio, o fracionamento isotópico ocorre nessa transformação, na qual ligações mais fortes perduram mais que aquelas associadas a isótopos leves. Os isótopos pesados estão incorporados em maior quantidade na fase líquida durante a evaporação e por consequência menor quantidade na fase gasosa durante a sublimação. Desse modo, quando em condições de equilíbrio, atmosfera 100% saturada em H₂O, ou próximas ao equilíbrio, ocorre o fracionamento deste isótopo.

Percebe-se então que devido a diferença entre as forças de ligação para cada isótopo ocorre o fracionamento isotópico, no qual moléculas mais pesadas tendem a estar em maior proporção na fase líquida que aquelas de menor massa atômica.

Desse modo, as nuvens tornam-se cada vez mais empobrecidas em seus isótopos pesados conforme contínuas precipitações acontecem. Esse empobrecimento progressivo é conhecido como destilação de Rayleigh.

Outro fenômeno relevante é o *Amount effect* no qual se observa o empobrecimento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água meteórica com o aumento da quantidade de precipitação (Dansgaard, 1993). Esse fenômeno possibilita estabelecer a relação entre a isotopia do sistema e a variação da paleopluviosidade.

3.2. Eventos Bond e Ciclos de Milankovitch

Dados de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas da região do Peru (Bustamante et al., 2016) mostram uma intensificação do sistema de monção de acordo com o aumento da insolação de verão no continente. A variabilidade da insolação é dependente do ciclo de precessão do eixo terrestre, que corresponde ao equivalente de um bamboleio do planeta em torno de seu eixo. Visto que sua periodicidade é de 23.000 anos (Ruddiman, 2008), é claramente uma força

do SMSA para os últimos 12.000 anos (Cruz et al., 2009). A mudança nos valores de insolação incidente se dá pelo fato que o ciclo de precessão altera o ponto onde ocorrem os solstícios e equinócios, aumentando ou diminuindo a insolação que atinge determinada região (Ruddiman, 2008).

Outros eventos a serem estudados a partir dos dados compilados são aqueles conhecidos como eventos Bond. Em 1997, Bond e colaboradores reconstituíram, com alta resolução a temperatura da superfície do mar (TSM). Para o registro da variabilidade de parâmetros climáticos, foram utilizados índices como a concentração de sedimentos líticos, *Ice Raft Debris (IRD)* e variação de isótopos de carbono e oxigênio em foraminíferos. Nesse estudo, foram reconhecidos eventos de redução abrupta da TSM, associados à concentração de sedimentos líticos (IRD's) os quais vieram a ser conhecidos como eventos Bond (Strikis, 2015). São reconhecidos 6 eventos: Bond 1 (1.1-1.5 mil anos AP), Bond 2 (2.6-3.4 mil anos AP), Bond 3 (3.9 – 4.6 mil anos AP), Bond 4 (5.1 – 6.0 mil anos AP), Bond 5 (7.2 – 7.8 mil anos AP) e Bond 6 (9.2 – 9.5 mil anos AP) (Bond et al., 1997). Tais eventos são de difícil percepção, haja vista sua pequena amplitude e curta duração. Assim sendo, exigem registros paleoclimáticos sensíveis e robustos, de alta resolução e precisamente datados, como é o caso dos dados a serem apresentados neste trabalho.

A importância do entendimento nas variações de parâmetros como a temperatura da superfície do mar é saber que tais parâmetros influenciam padrões de circulação atmosférica que por consequência influenciam regimes de pluviosidade, por exemplo (Strikis et al., 2011).

A variação das condições climáticas em altas latitudes ocasiona, nesse cenário, a mudança dos alísios próximos a linha do equador, podendo ocasionar excesso de chuva em um dos hemisférios e escassez noutro. Num exemplo prático, pode-se citar o evento de 8.2 Kyr; enquanto condições anormalmente secas nos trópicos do hemisfério norte estão presentes (Fleitmann, 2003) o hemisfério sul apresenta condições úmidas (Cheng et al., 2009).

Os eventos Bond impactaram monções asiáticas (Wang et al., 2005; Fleitmann et al., 2003) e a chuva no norte da América do Sul (Haug et al., 2001). Para o continente Sul-Americano, o resfriamento do Atlântico Norte causou o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para sul, ocasionando aumento da paleopluviosidade, fato que foi documentado pelo $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites de Minas Gerais (Strikis et al., 2011).

No que se refere aos eventos orbitais, destacam-se os ciclos de Milankovitch: excentricidade, obliquidade e precessão (Ruddiman, 2008). Ao longo do quaternário, a variação do gelo polar esteve ligada intrinsecamente a tais ciclos onde a excentricidade descreve a alteração da órbita terrestre de circular a mais elíptica, sob influências gravitacionais de planetas como Júpiter e Saturno (Berger, 1980), apresentando um ciclo médio de 100.000 anos e um de menor frequência a cada 413.000 anos (Ruddiman, 2008). A obliquidade faz menção à alteração na inclinação do eixo de rotação terrestre, ocorrendo com

uma periodicidade de 41.000 anos. Por fim, o ciclo de precessão é causado pela revolução do eixo de rotação em torno de si mesmo. Esse ciclo poderá ser notado nos dados a serem apresentados, visto que sua periodicidade é de 23.000 anos, com isso, os dados apresentados para os últimos 12.000 anos podem destacar metade deste ciclo (Strikis, N. M., 2015).

No que se refere ao controle climático global, o ciclo de excentricidade modula a precessão dos equinócios (Imbrie & Imbrie, 1980) sendo isso caracterizado por uma antecipação do equinócio, onde a iluminação solar encontra-se igualmente distribuída em ambos os hemisférios.

Já o ciclo de obliquidade amplifica ou reduz a sazonalidade anual de temperatura, tendo maior influência em zonas de altas latitudes (Strikis, 2015).

Em terceira instância, e mais relevante para o estudo, o ciclo de precessão altera o ponto onde ocorrem os solstícios e equinócios, aumentando a insolação que atinge a estação.

Por fim, ressalta-se que ao longo do Holoceno, mudanças climáticas de ordem multissecular em monções asiáticas e o resfriamento durante o LIA tem sido frequentemente relacionados a fases de mínima irradiância solar (Van Geel et al., 1996; Haase-Schramm et al., 2005; Polissar et al., 2006; Yoshimori et al., 2006; Lozano-García, 2007)

4. Materiais e métodos

4.1 Amostras CER's e RND's

As estalagmites estudadas se encontravam no acervo do Instituto de Geociências (IGC – USP), tendo sido coletada anteriormente ao início deste projeto.

Os dados apresentados foram produzidos ao longo da iniciação científica (2019/10718-2 FAPESP) em 2020. As novas datações processadas no laboratório de geocronologia da Universidade de Minnessota nos EUA já se encontram em posse do orientado, completando a lacuna de dados que foi apresentada no relatório inicial do Trabalho de Formatura.

Esse estudo, além de dados presentes na literatura, conta com seis estalagmites coletadas na caverna Cerquinha localizada no município de Nobres no Mato Grosso (Figuras 3 e 4). Essas amostras foram previamente datadas e cobrem a maior parte do período do Holoceno.

Para o processo de amostragem, as estalagmites foram cortadas longitudinalmente com a serra *Well Diamond Wire Saws (Modelo 7230-480)*. Posteriormente, realizou-se o polimento das faces para que fosse possível visualizar os estratos de crescimento com nitidez. Nesta etapa, selecionam-se as estalagmites sem alterações na estratigrafia ou qualquer feição de dissolução.

Feito isso, faz-se a extração de pó para datação através do método $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ e define-se o perfil isotópico, de acordo com seu eixo de crescimento, Figuras 3 e 4.

4.2 Datação – Método U/Th

No que se refere ao método de datação por meio da razão isotópica de U/Th (Edwards et al., 1987), a datação radiométrica por meio da série de decaimento do urânio é a mais precisa. Tal técnica permite a datação de espeleotemas em centenas de milhares de anos, como mostrado por (Cheng et al. 2013).

Devido a solubilidade do urânio (U) no carbonato, tal elemento é incorporado nos espeleotemas em sua forma iônica. Em sua série de decaimento, o urânio (^{238}U) transforma-se em uma série de elementos sendo um deles o tório (^{230}Th). O ^{230}Th , por sua vez, é praticamente insolúvel e não é incorporado na formação do CaCO_3 , com exceção do seu transporte junto a argilominerais (Novello, 2016). Dessa forma, entende-se que a fração de tório presente em espeleotemas advém do urânio inicial que se concentrou na precipitação de CaCO_3 quando da formação do espeleotema. Tal sistema é considerado fechado, então, quando não existem sinais de redissolução e recristalização (Novello, 2016).

Para as análises de U/Th, extrai-se aproximadamente 0.15 gramas (g) de CaCO_3 em camadas perpendiculares ao eixo de crescimento, Figuras 3 e 4, com uso de uma broca acoplada a uma micro-retífica manual.

De maneira resumida, tal método consiste na dissolução em ácido nítrico (HNO_3) e mistura a um *Spike* (^{235}U - ^{233}U - ^{229}Th em razão conhecida). Essa solução é seca em ambiente quente com acréscimo de HClO_4 . O resíduo seco é dissolvido então em 2N HCl sendo adicionado gotas de ferro (Fe) concentrado. O urânio e o tório são então extraídos a partir de um co-precipitado de ferro concentrado. (Novello, 2016).

Feito isso, centrifuga-se três vezes lavando-se com água super limpa em cada uma delas. Este material é dissolvido mais uma vez com 7N HNO_3 e então transferido para colunas com uma resina que possibilita trocas iônicas. Nessas colunas, o Fe e matérias contaminantes são eliminados quando se adiciona ácido nítrico (7N HNO_3). Neste recipiente, o U/Th é separado em eluições independentes.

No fim deste processo, o resíduo é misturado a solução de água super limpa na qual se medem as razões de U/Th por meio de espectrômetros de massa ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), Finnigan Neptune (Novello, 2016).

4.3 Análises isotópicas

Após da datação geocronológica, faz-se a coleta de aproximadamente 0.2 microgramas de CaCO_3 , com intervalo amostral submilimétrico, com uso de um micro amostrador 5400 da Sherline, acoplado a um medidor digital de distância.

O carbonato coletado foi analisado no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGeo) com espectrômetro de massa de fonte gasosa, modelo DeltaPlus Advantage (Thermo Finnigan), acoplado a um sistema semi-automático de preparação de amostra do tipo Gas-Bench.

Tal procedimento consiste na análise das razões isotópicas de carbono e oxigênio através do CO_2 liberado na hidrólise ácida do CaCO_3 com H_3PO_4 , em temperatura aproximada e controlada de 72°C . Este gás é liberado e transportado dos tubos de ensaio através de um fluxo de hélio para o Thermo Finnigan, onde é separado do vapor de água e outros gases. Dentro do equipamento, um triplo coletor determina as razões isotópicas do oxigênio e carbono do gás carbônico por meio de uma fonte iônica (Strikis, 2015).

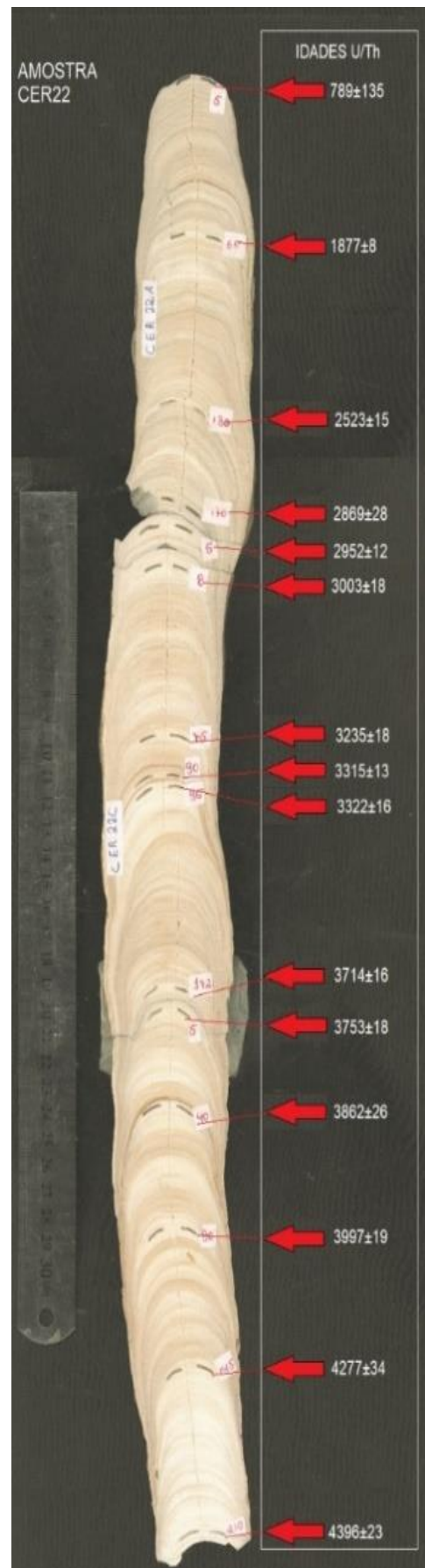
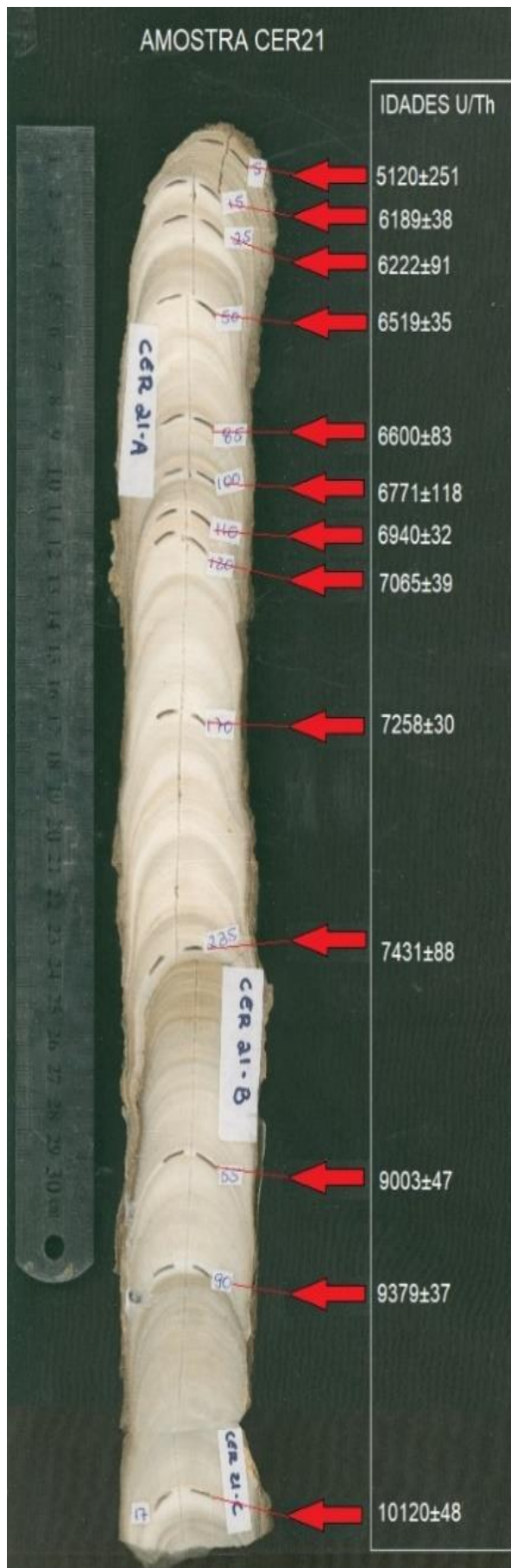


Figura 3: Amostras CER21/22, idades U/Th listadas ao lado de cada datação.

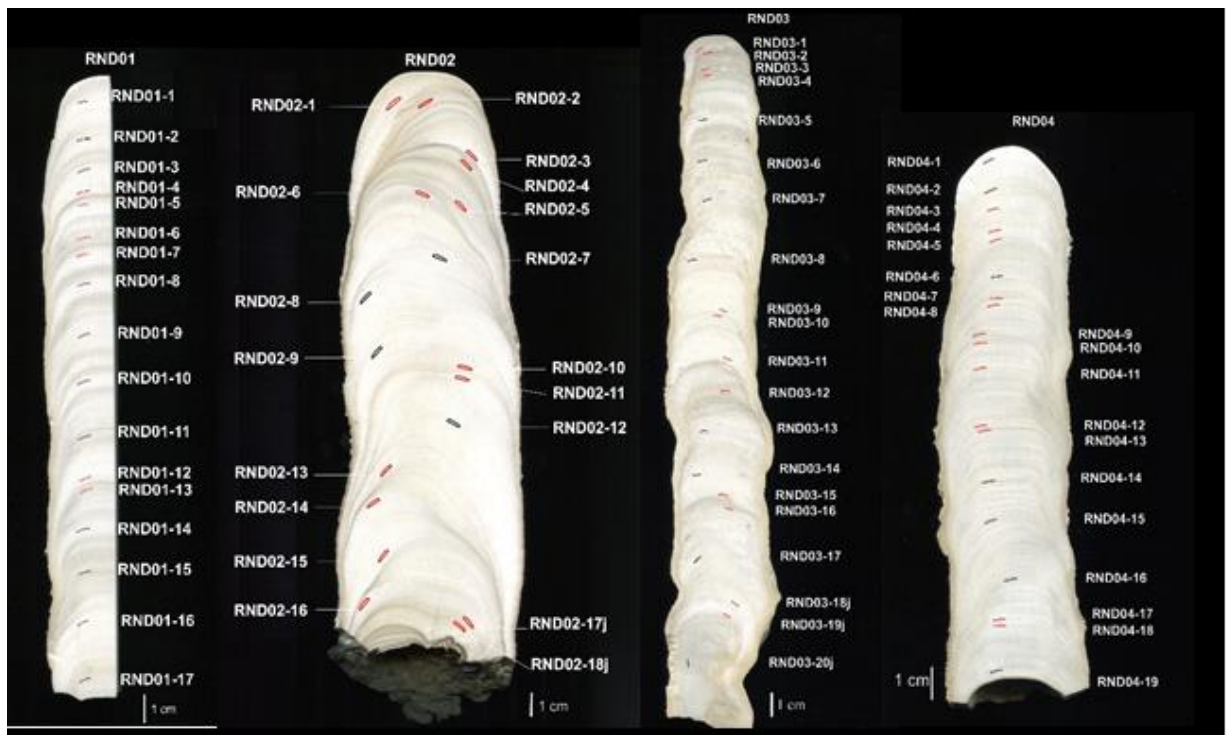


Figura 4: Amostras RND – notam-se os pontos de amostragem para datação pelo método U-Th.

4.4 Atividades realizadas

As principais atividades realizadas pelo aluno consistiram no levantamento bibliográfico de pesquisas sobre o clima do passado, preparação de amostras e no processamento e tratamento gráfico dos dados isotópicos e geocronológicos.

Durante a etapa de pesquisa, o aluno trabalhou nos laboratórios de Sistemas Cársticos na preparação de amostras de espeleotemas CER21 e CER22 para análise isotópica no Laboratório de Sistemas Cársticos e Laboratório de Isótopos Estáveis de todas as amostras. O aluno também participou da amostragem de espeleotemas para datação pelo método U/Th.

Nesse processo de amostragem no Laboratório de Isótopos Estáveis do IGc-USP foram preparadas 564 amostras em pó das estalagmites CER22 e 823 para CER21, com 1387 amostras ao todo.

Para as amostras RND's, os resultados obtidos foram obtidos a partir do grupo de pesquisa do prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior, por meio da pós-doutoranda Giselle Utida.

5. Resultados

5.1 Geocronologia

As estalagmites estudadas contemplam a maior parte do holoceno, sendo o registro até aproximadamente 11.300 anos. As estalagmites RND01, RND02, RND03 e RND04, cobrem aproximadamente os últimos 4.000 anos e advém do total de 24 datações, sendo elas divididas em 5 para a RND01, 5 para a RND02, 8 para a RND03 e 6 para a RND04. No que

se refere as amostras RND01 e RND02, cobrem aproximadamente os últimos 2.000 anos enquanto as RND03 e RND04 incluem registros até os últimos 4,000 anos. A Figura 5, extraída do manuscrito não publicado (Utida, G., 2017), exibe o modelo linear de crescimento desses espeleotemas.

Exibe-se também a tabela de precipitação para estes espeleotemas juntamente com suas idades, Tabela 1.

Tabela 1: Taxa de crescimento e resolução das estalagmites RND's

Precipitação das estalagmites e resolução amostral								
Espeleotema	Amostra	Posição (mm)	Idade (anos)		erro	Taxa de Crescimento (mm/yr)	Resolução (anos/mm)	Resolução por amostra (0.5mm/amostra)
			AP	BC/AD				
RND01	RND01-T	0	93	1857 AD	±14			
	RND01-05	45	648	1302 AD	±31	0,08	12,3	6,2
	RND01-10	111	1022	928 AD	±7	0,18	5,7	2,8
	RND01-14	163	1232	718 AD	±7	0,25	4,0	2,0
	RND01-B	227	1596	354 AD	±19	0,18	5,7	2,8
RND02	RND02-T	0	169	1781 AD	±9			
	RND02-06	52	650	1300 AD	±7	0,11	9,2	4,6
	RND02-10	128	873	1077 AD	±4	0,34	2,9	1,5
	RND02-13	168	970	980 AD	±5	0,41	2,4	1,2
	RND02-B	249	1662	288 AD	±69	0,12	8,5	4,3
RND03	RND03-T	0	1746		±42			
	RND03-04	18	2794		±51			
	RND03-06	53	2541		±12			
	RND03-08	101	1988	38 BC	±33			
	RND03-11	138	2452	502 BC	±17	0,08	12,5	6,3
	RND03-15	197	2946	996 BC	±11	0,12	8,4	4,2
	RND03-18	240	3258	1308 BC	±11	0,14	7,3	3,6
RND03-B	297	3845	1895 BC	±35	0,10	10,3	5,1	
RND04	RND04-T	0	2070	120 BC	±16			
	RND04-04	26	2100	150 BC	±12	0,86	1,2	0,6
	RND04-09	60	2305	355 BC	±11	0,17	6,0	3,0
	RND04-14	107	2367	417 BC	±13	0,75	1,3	0,7
	RND04-16	139	2705	755 BC	±13	0,09	10,6	5,3
	RND04-B	170	3031	1081 BC	±45	0,10	10,5	5,3

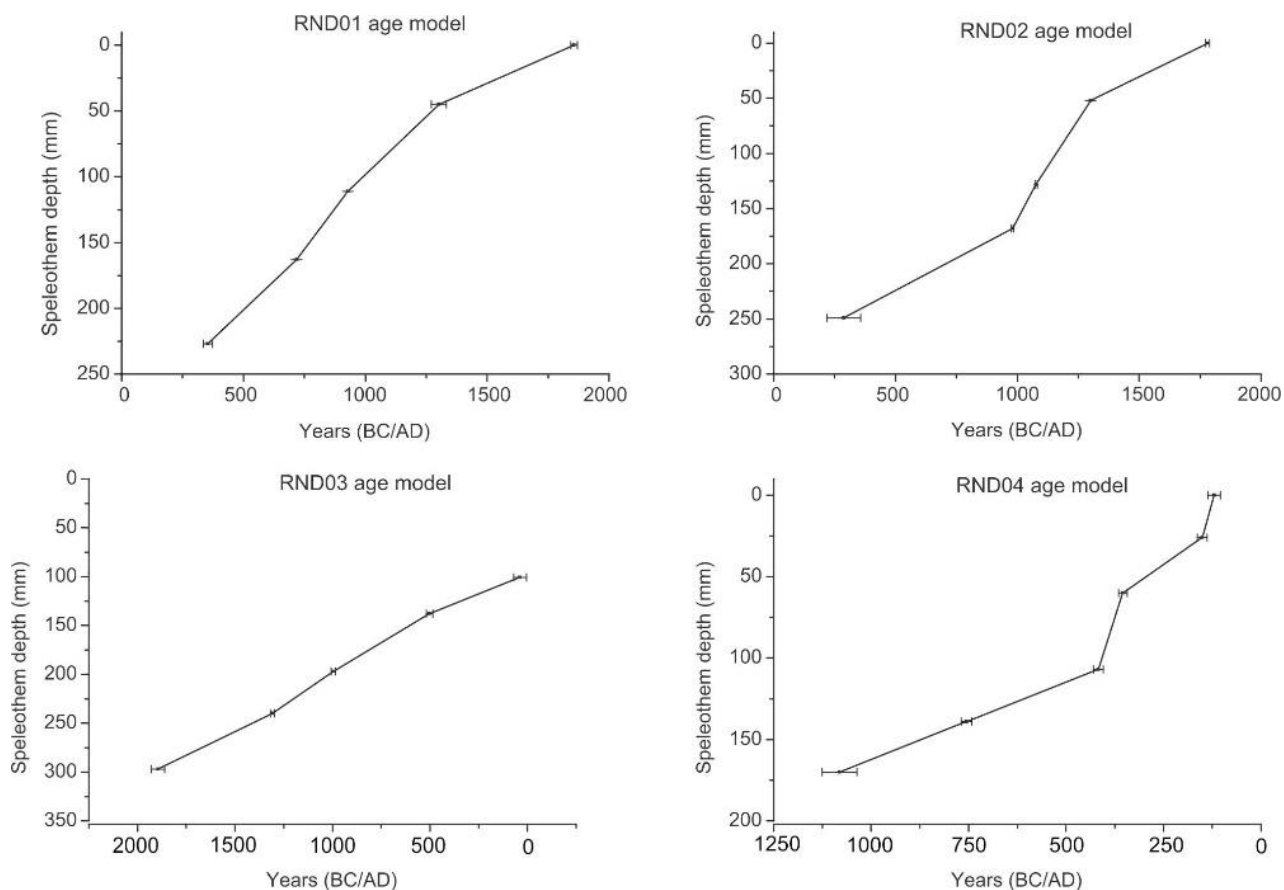


Figura 5: Modelo de idade linear dos espeleotemas RND's.

Para as estalagmites analisadas neste estudo, CER's (21 e 22), as amostras cobrem a maior parte dos últimos 11,300 anos. No que se refere ao espeleotema CER21, o registro incluído nas datações, conforme a Tabela 2, iniciam-se em aproximadamente 10,120 anos e estende-se até 5,120 anos. Já a amostra CER22 apresenta idades que vai de 4,400 anos até aproximadamente 790 anos. Para a amostra CER21 são exibidas 13 datações enquanto para a amostra CER22 têm-se 15 datações U/Th.

Nas figuras 6 e 7, exibe-se a taxa de crescimento do carbonato em forma de mm/ano.

Tabela 2: Datação pelo método U/Th das amostras CER21 e CER22.

²³⁰ Th dating results. The error is 2σ error.										
Sample Number	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppt)	²³⁰ Th / ²³² Th (atomic x10 ⁶)	δ ²³⁴ U* (measured)	²³⁰ Th / ²³⁸ U (activity)	²³⁰ Th Age (yr) (uncorrected)	²³⁰ Th Age (yr) (corrected)	δ ²³⁴ U _{initial} ** (corrected)	²³⁰ Th Age (yr BP)** (corrected)	
CER22A-5	495,8 ±1,0	3573 ±72	24 ±1	107,4 ±1,7	0,0106 ±0,0002	1047 ±18	857 ±135	108 ±2	789 ±135	
CER22A-65	2624,0 ±5,3	181 ±4	4672 ±104	105,8 ±1,8	0,0196 ±0,0001	1946 ±8	1945 ±8	106 ±2	1877 ±8	
CER22A-130	2942,8 ±4,8	526 ±11	2393 ±53	103,2 ±1,7	0,0260 ±0,0001	2596 ±14	2591 ±15	104 ±2	2523 ±15	
CER22A-170	3420,4 ±12,1	1846 ±38	896 ±20	98,6 ±3,1	0,0293 ±0,0002	2951 ±26	2937 ±28	99 ±3	2869 ±28	
CER22B-5	3062,9 ±4,8	454 ±10	3327 ±74	94,1 ±1,5	0,0299 ±0,0001	3024 ±12	3020 ±12	95 ±1	2952 ±12	
CER22C-8	3245,8 ±5,6	877 ±19	1866 ±42	98,2 ±1,7	0,0306 ±0,0002	3079 ±18	3071 ±18	99 ±2	3003 ±18	
CER22C-75	3196,7 ±4,6	567 ±12	3059 ±68	100,1 ±1,5	0,0329 ±0,0002	3308 ±18	3303 ±18	101 ±2	3235 ±18	
CER22C-90	3501,2 ±7,6	110 ±4	17601 ±633	97,3 ±1,8	0,0335 ±0,0001	3384 ±13	3383 ±13	98 ±2	3315 ±13	
CER22C-95	3382,5 ±7,0	319 ±8	5870 ±156	94,4 ±1,8	0,0335 ±0,0001	3392 ±16	3390 ±16	95 ±2	3322 ±16	
CER22C-172	3101,8 ±4,2	342 ±8	5603 ±128	96,2 ±1,3	0,0374 ±0,0001	3785 ±16	3782 ±16	97 ±1	3714 ±16	
CER22D-5	3169,0 ±7,9	1516 ±31	1302 ±27	92,6 ±2,1	0,0378 ±0,0001	3833 ±16	3821 ±18	94 ±2	3753 ±18	
CER22D-40	3425,4 ±4,6	1223 ±25	1791 ±39	92,7 ±1,4	0,0388 ±0,0002	3959 ±25	3930 ±26	94 ±1	3862 ±26	
CER22D-90	3094,7 ±8,9	1439 ±29	1412 ±29	85,1 ±2,3	0,0398 ±0,0001	4077 ±17	4065 ±19	86 ±2	3997 ±19	
CER22D-145	2963,3 ±5,2	3522 ±71	596 ±12	90,9 ±1,6	0,0429 ±0,0002	4377 ±25	4345 ±34	92 ±2	4277 ±34	
CER22D-210	3082,0 ±8,2	821 ±17	2718 ±56	92,1 ±1,7	0,0439 ±0,0002	4471 ±22	4464 ±23	93 ±2	4396 ±23	
CER21A-5	949,8 ±1,1	12232 ±246	69 ±2	97,1 ±1,3	0,0543 ±0,0007	5530 ±69	5188 ±251	99 ±1	5120 ±251	
CER21A-15	1978,6 ±2,4	2967 ±60	674 ±14	92,1 ±1,4	0,0613 ±0,0002	6297 ±26	6257 ±38	94 ±1	6189 ±38	
CER21A-25	1704,6 ±2,0	7854 ±158	223 ±5	91,2 ±1,4	0,0624 ±0,0002	6413 ±27	6290 ±91	93 ±1	6222 ±91	
CER21A-50	2476,9 ±3,5	2061 ±42	1274 ±26	91,8 ±1,5	0,0643 ±0,0003	6609 ±31	6587 ±35	94 ±2	6519 ±35	
CER21A-85	2167,8 ±4,0	9179 ±184	257 ±5	95,2 ±1,8	0,0661 ±0,0002	6780 ±23	6668 ±83	97 ±2	6600 ±83	
CER21A-100	2240,4 ±2,9	13649 ±274	184 ±4	94,7 ±1,5	0,0681 ±0,0002	7000 ±28	6839 ±118	97 ±1	6771 ±118	
CER21A-110	2442,0 ±7,4	1295 ±26	2136 ±43	100,4 ±2,5	0,0687 ±0,0002	7022 ±30	7008 ±32	102 ±3	6940 ±32	
CER21A-120	2200,0 ±3,1	3144 ±63	804 ±16	94,0 ±1,4	0,0697 ±0,0003	7171 ±29	7133 ±39	96 ±1	7065 ±39	
CER21A-170	2350,3 ±3,5	337 ±7	8167 ±182	91,6 ±1,6	0,0710 ±0,0003	7330 ±30	7326 ±30	93 ±2	7258 ±30	
CER21A-235	2308,8 ±3,0	10307 ±207	273 ±6	95,7 ±1,5	0,0740 ±0,0002	7618 ±28	7499 ±88	98 ±2	7431 ±88	
CER21B-55 @	2350,6 ±3,8	4814 ±97	721 ±15	113,6 ±1,6	0,0895 ±0,0002	9124 ±29	9071 ±47	117 ±2	9003 ±47	
CER21B-90	2257,9 ±3,1	525 ±12	6538 ±149	108,2 ±1,4	0,0921 ±0,0003	9453 ±37	9447 ±37	111 ±1	9379 ±37	
CER21C-17	798,0 ±0,9	439 ±9	2947 ±62	98,9 ±1,3	0,0983 ±0,0004	10202 ±47	10188 ±48	102 ±1	10120 ±48	

U decay constants: λ₂₃₈ = 1.55125x10⁻¹⁰ (Jaffey et al., 1971) and λ₂₃₄ = 2.82206x10⁻⁶ (Cheng et al., 2013). Th decay constant: λ₂₃₀ = 9.1705x10⁻⁶ (Cheng et al., 2013).

*δ²³⁴U = ((²³⁴U/²³⁸U)_{activity} - 1) x 1000. **δ²³⁴U_{initial} was calculated based on ²³⁰Th age (T), i.e., δ²³⁴U_{initial} = δ²³⁴U_{measured} x e^{λ₂₃₄T}.

Corrected ²³⁰Th ages assume the initial ²³⁰Th/²³²Th atomic ratio of 4.4 ±2.2 x10⁻⁶. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth ²³⁰Th/²³⁸U value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

***B.P. stands for "Before Present" where the "Present" is defined as the year 1950 A.D.

Segue abaixo os gráficos referentes a taxa de crescimento das estalagmites de modo que algumas interpretações sobre a evolução do espeleotema podem ser discutidas. Nas figuras 6 e 7, nota-se a variação de crescimento, através da deposição de carbonato, nos espeleotemas interpoladas pelas idades.

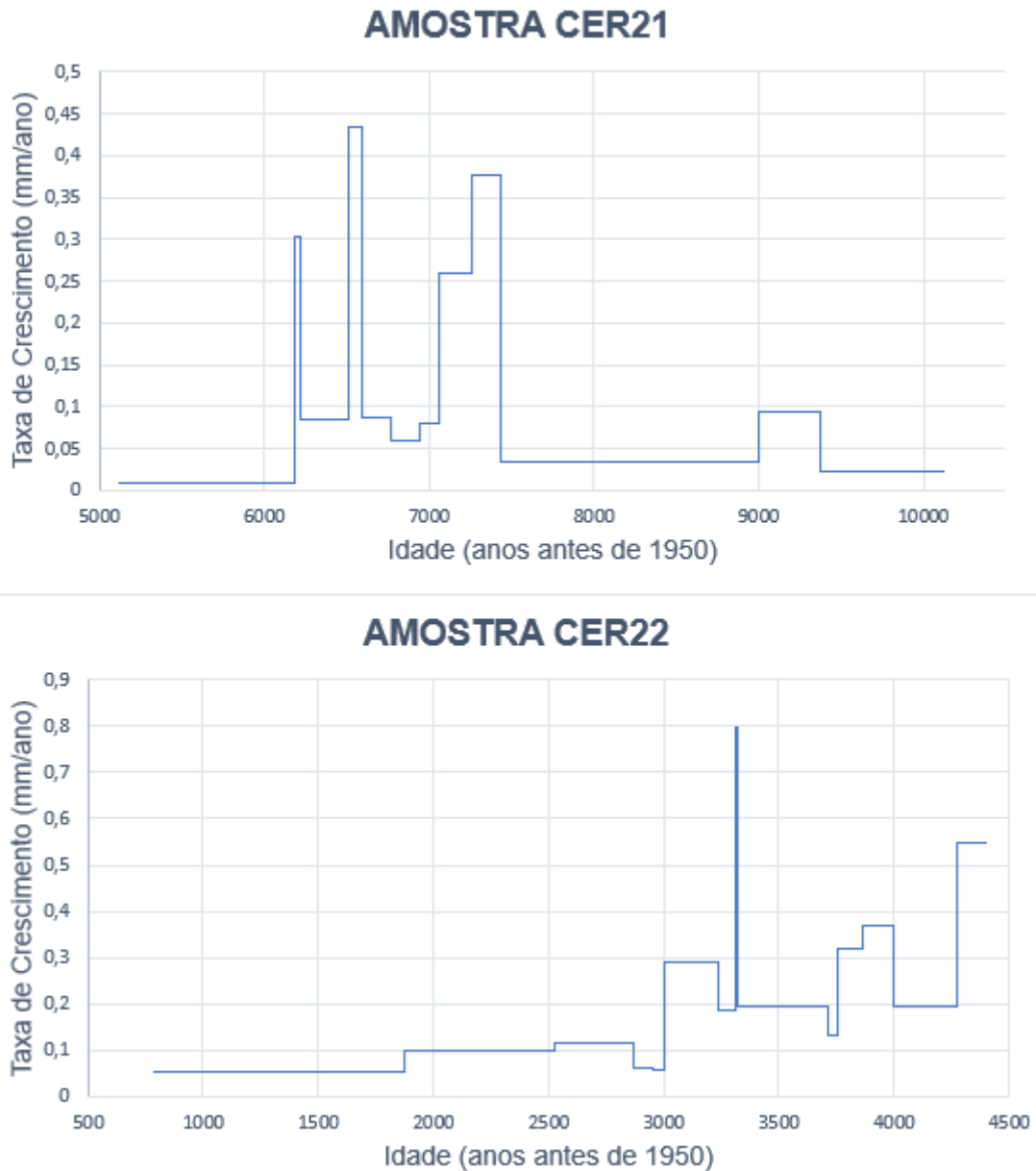


Figura 6: Taxa de crescimento (mm/ano) x Idade, para os espeleotemas CER21 e CER22.

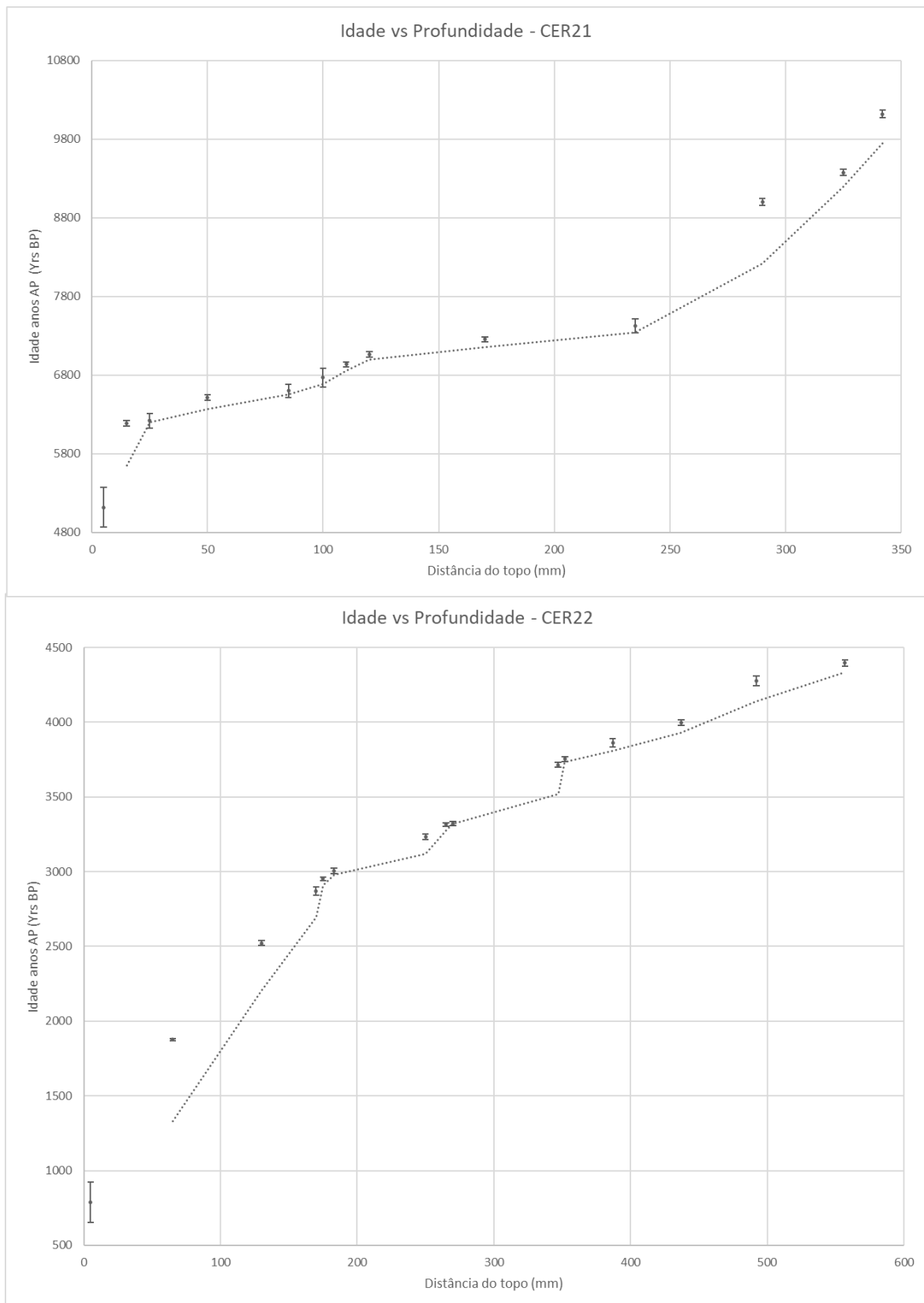


Figura 7: Distância do topo (mm) x Idade (anos Antes do Presente), para os espeleotemas CER21 e CER22.

5.2 Séries Isotópicas de carbono e oxigênio de espeleotemas

As séries isotópicas das amostras analisadas nesse estudo foram subdivididas em dois períodos temporais, um deles, sendo o mais antigo incluindo o registro da CER21, de 12.000 a 5.000 anos, e o outro, o qual contempla as RND's e CER22, de 5.000 anos até o presente. Todos os dados foram plotados em função da idade interpolada com as datações U/Th. Foram comparados aos dados isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ também em função das idades U/Th para os espeleotemas RDN (01-04) e CER's com outros dados da literatura JAR's (Novello et al., 2017), LSF19 (Azevedo et al., 2021) e um espeleotema (PIM) referente a Gruta da Cuíca, estado de Rondônia (RO) (Godoy, 2021).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite CER21 (Fig. 8), que contempla de 5.000 a 12.000 anos, variam de $\sim -4,0\text{‰}$ a $\sim -7,1\text{‰}$ com amplitude de $\sim 3,0\text{‰}$. O evento mais negativo se situa na idade de 6.600 anos antes do presente enquanto o valor mais positivo do registro encontra-se na idade de ~ 9.010 anos antes do presente. Conforme se analisa o registro dos últimos 6.000 anos, percebe-se um aumento nos valores isotópicos, atingindo o máximo valor de $\sim -4,0\text{‰}$ na idade aproximada de 9.000 anos a partir de onde decai para valores equivalentes a $\sim -6,7\text{‰}$ em ~ 9.080 anos. Após esse *shift* os valores apresentam oscilações de amplitude de $\sim 2,3\text{‰}$.

Já para a estalagmite CER22, que cobre os primeiros 5.000 anos, os valores isotópicos encontram-se entre $\sim -5,3\text{‰}$ e $\sim -8,5\text{‰}$ com amplitude aproximada de $3,2\text{‰}$. O evento mais negativo está localizado em ~ 3.160 anos antes do presente enquanto o valor mais positivo está situado em ~ 2.070 anos antes do presente. Na Figura 9, referente às RND's e o espeleotema CER22, percebe-se que os valores mais positivos aparecem conforme se aproximam do presente. Na porção mais antiga percebe-se certa estabilidade no sinal, mantendo-se no patamar de $\sim -7,0\text{‰}$, após atingirem seu mínimo na idade de ~ 3.160 anos os valores tendem a ser mais positivos em um patamar de $\sim -6,4\text{‰}$.

Tal partição temporal dos gráficos referentes a Gruta Cerquinha tem como objetivo extrair informações mais detalhadas no espaço-tempo com intuito de notar o comportamento isotópico na escala de anos, décadas e/ou séculos.

Na figura 9, para o intervalo de tempo de 0 a 5.000 anos, percebe-se que estalagmites situadas na mesma caverna apresentam sinais isotópicos diferentes, sendo aqueles em vermelho (RND's) mais positivos que aqueles em preto (CER's).

Para as RND's o sinal isotópico varia no alcance de $-6,4\text{‰}$ a $-2,3\text{‰}$, com amplitude de $\sim 4,0\text{‰}$. Os valores mais negativos encontram-se na idade aproximada de 942 anos antes do presente, enquanto os valores mais positivos estão em 170 anos.

Analisando os dados relativos ao oxigênio (Fig. 10) percebe-se o decréscimo de seus valores nos primeiros 1000 anos antes de 1950. Nesse período, o registro atinge seu mínimo com valores de $\sim -6,4\text{‰}$. Tal valor é referente a amostra RDN02. A partir de 1000 anos do registro, os valores de oxigênio começam a aumentar onde em 1600 apresentam $-2,8\text{‰}$. De

1670 a 2070 há um hiato de dados. O registro volta a aparecer em 2070 onde volta a ser contínuo até o fim do período analisado. Para a idade de 2070 anos antes de 1950, encontram-se valores de -3,8‰. Esses dados voltam a decrescer até a idade de 2800 onde atingem -6,1‰ voltando a aumentar até o fim do registro em 3000 anos.

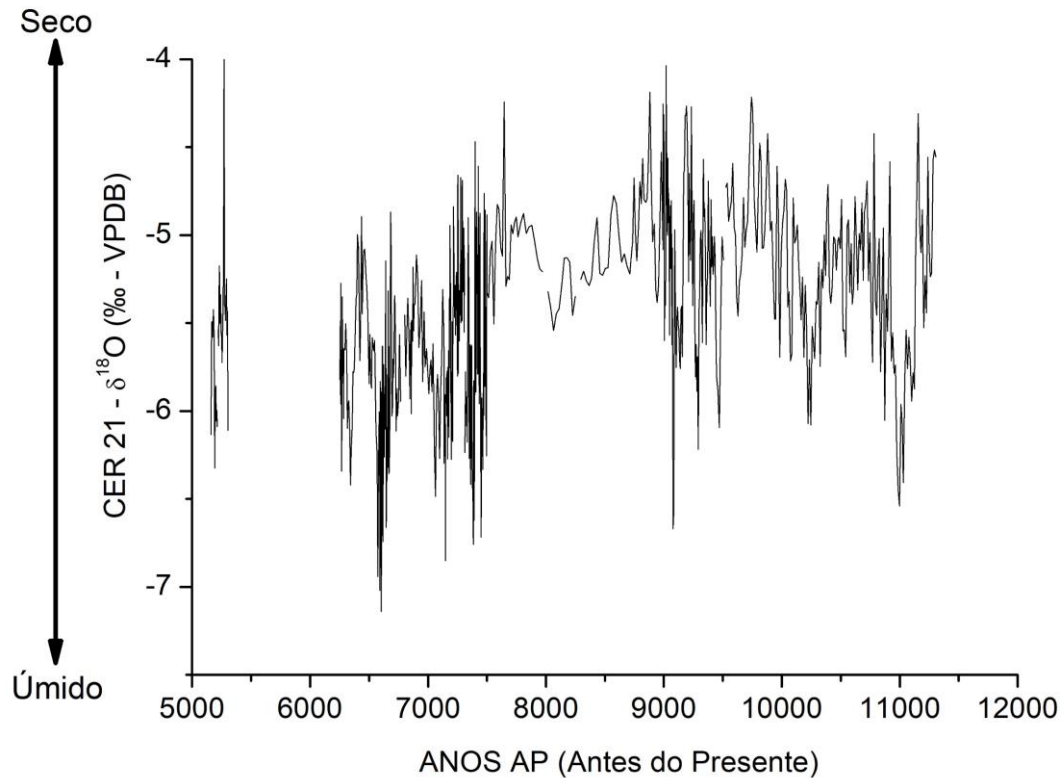


Figura 8: Gráfico para o intervalo de 5000 – 12000 anos contemplando apenas a amostra contida nesse período (CER21).

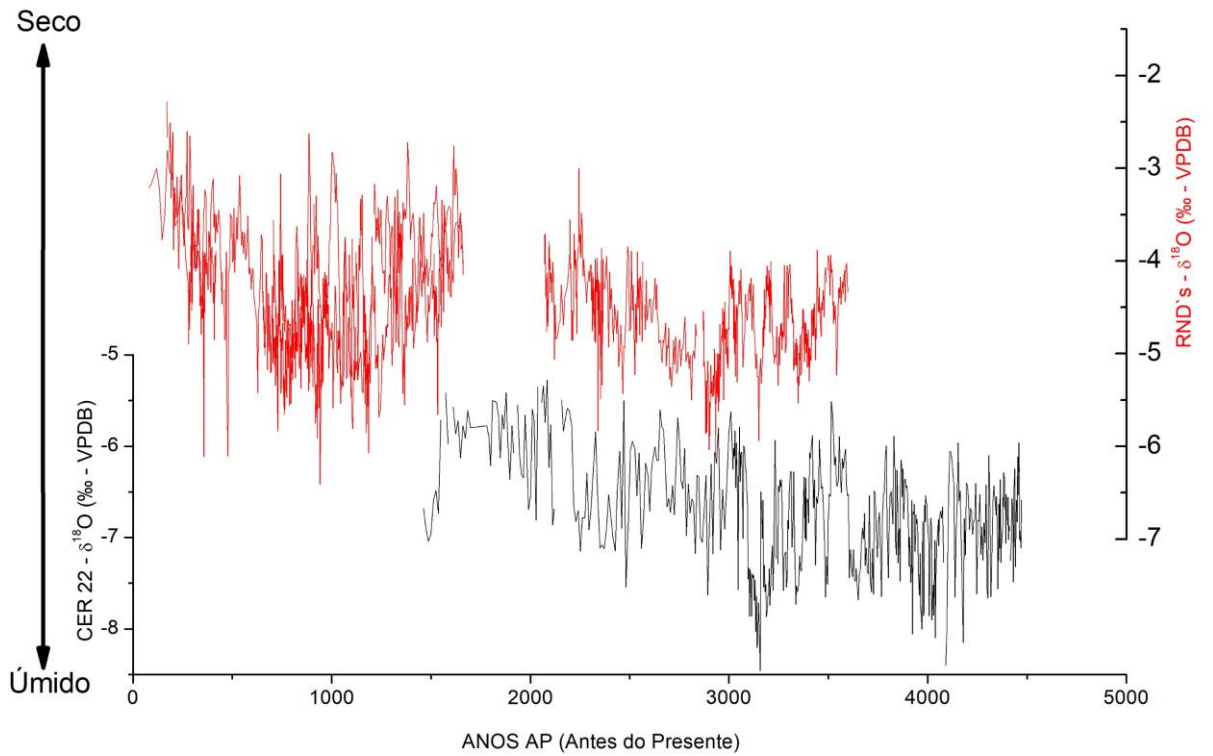


Figura 9: Gráfico comparativo entre dados de espeleotemas da Gruta Cerquinha – MT para o intervalo de 0 – 5000 anos. Para essa escala, plotam-se as amostras CER's e RND's.

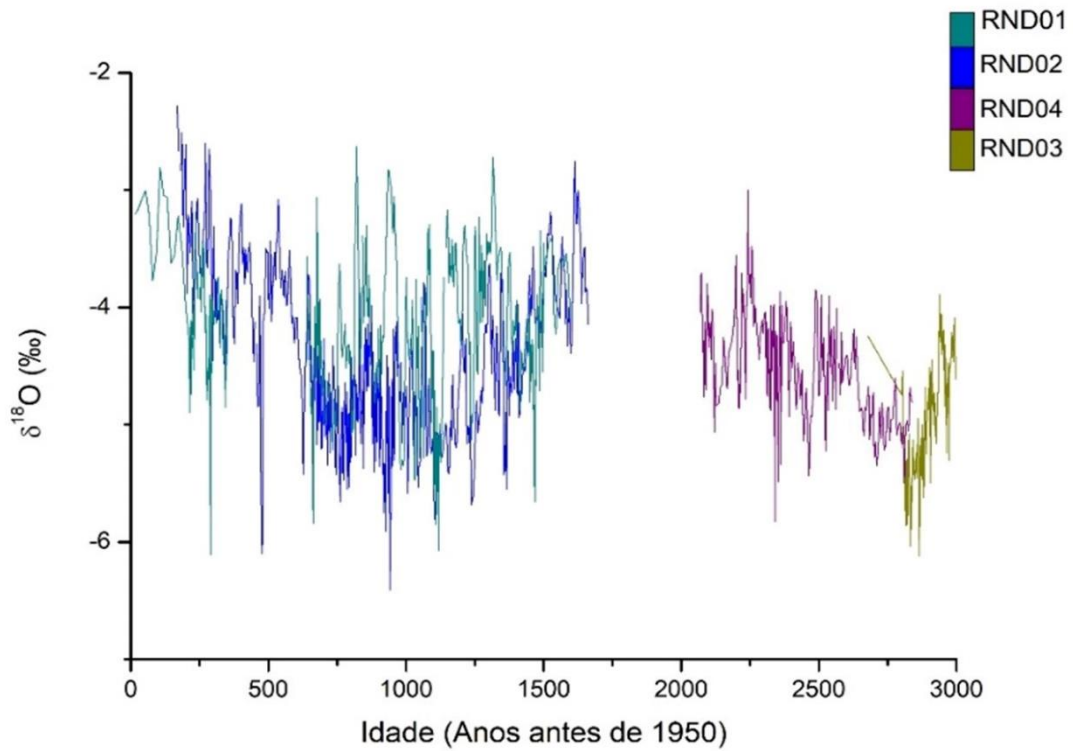


Figura 10: Curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) para os 4 espeleotemas RND coletados na Gruta Cerquinha.

6. Discussão

6.1 Valores isotópicos e taxas de crescimento dos espeleotemas da Gruta Cerquinha.

A amostra CER21 apresenta variações em sua taxa de crescimento bem como a presença de um hiato, conforme pode ser visto na ausência de deposição para o intervalo de 5.300 a 6.200 anos (Fig. 11). Conforme o gráfico da taxa de crescimento da amostra, interpolado aos valores isotópicos da amostra, no intervalo aproximado de 10.120 a 9.380 anos, sua taxa de deposição de carbonato foi de aproximadamente 0,023 mm/ano. Já no período de ~9.380 a 9.000 anos ocorre aumento em sua taxa de crescimento, passando para 0,092 mm/ano o qual decai para uma média de 0,036 até 7.430 anos. No intervalo de 7.430 anos a 6.190 anos ocorrem múltiplas variações nessa taxa, sendo elas de 0,376 (7.430 a 7.249 anos), 0,26 (7.249 a 7.065 anos), 0,080 (7.065 a 6.927 anos), 0,060 (6.927 a 6.773 anos), 0,086 (6.773 a 6.604 anos), 0,430 (6.604 a 6.512 anos), 0,082 (6.512 a 6.220 anos), 0,302 (6.220 a 6.190 anos) e 0,011 mm/ano até o fim do registro dessa amostra. Apesar da diferença de resolução entre os dados da Figura 11, nota-se que as maiores taxas de deposição estão associadas a períodos de valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ entre 7.800 e 6.300 anos AP, quando ocorreram os eventos de maior umidade na região.

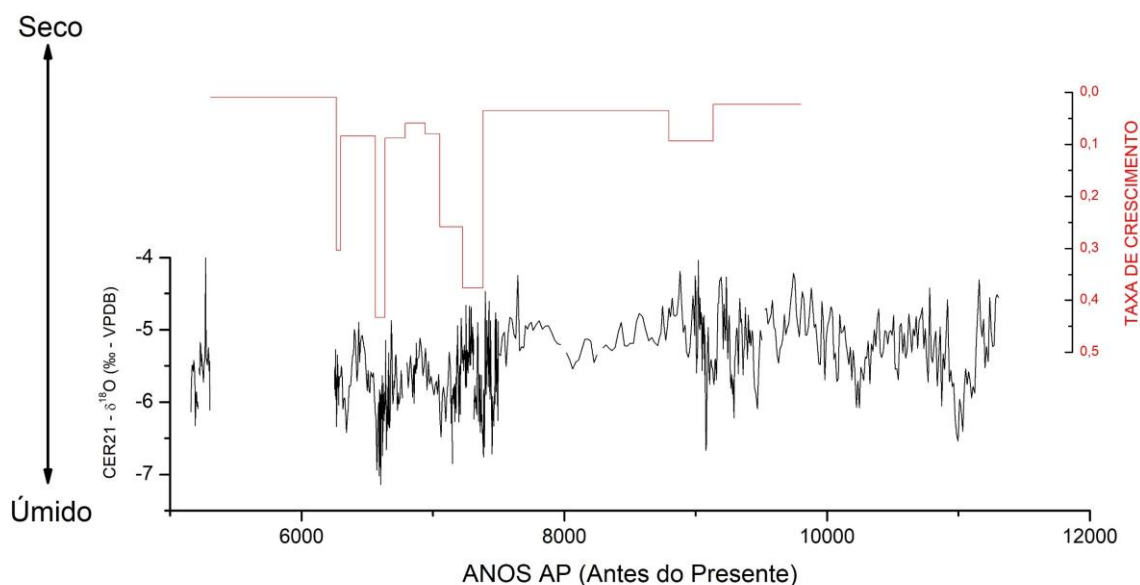


Figura 11: Gráfico comparativo entre os valores isotópicos da estalagmite CER21 e sua taxa de crescimento, para o intervalo de 5,000 a 12,000 anos AP.

A partir da análise da taxa de crescimento da Figura 12 não são perceptíveis hiatos deposicionais. A amostra CER22 apresenta diminuição da taxa de deposição conforme os dados se aproximam do presente, visto que as taxas de crescimento diminuem após 3.000

anos de história desse espeleotema (Fig. 12). Estes dados são em geral coerentes com o aumento nos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ após 3.000 anos AP, os quais sugerem uma diminuição da taxa de crescimento com a diminuição das chuvas na região estudada. O contrário é válido para o período entre 4.000 e 5.000 anos AP. Conforme o gráfico de crescimento, interpolado aos valores isotópicos, percebe-se que dos ~4.400 anos até ~4.277 anos a taxa de deposição carbonática foi de aproximadamente 0,550 mm/ano, aproximando-se do presente está taxa diminui para 0,196 mm/ano no intervalo de ~4.277 a ~4.000 anos. De 4.000 anos até 3.863 anos a taxa se mantém constante em 0,370 mm/ano a partir de onde diminui para 0,322 mm/ano até ~3.751 anos. Essa taxa volta a diminuir, conforme destacado anteriormente ao longo do registro (diminuição da taxa de crescimento ao longo do registro) para 0,128 mm/ano na idade de ~3.751 anos até ~3.708 anos. Têm-se então um período de aumento pontual na deposição associado a maior umidade regional conforme se nota no registro isotópico para o intervalo de ~3.708 anos a ~3.000 anos. Destaca-se nesse intervalo de tempo a maior taxa de deposição do espeleotema com valores de 0,6 mm/ano. Esse pico de crescimento está intrinsecamente ligado aos valores mais negativos da região. Após esse período a taxa de crescimento passa a diminuir até o fim do registro.

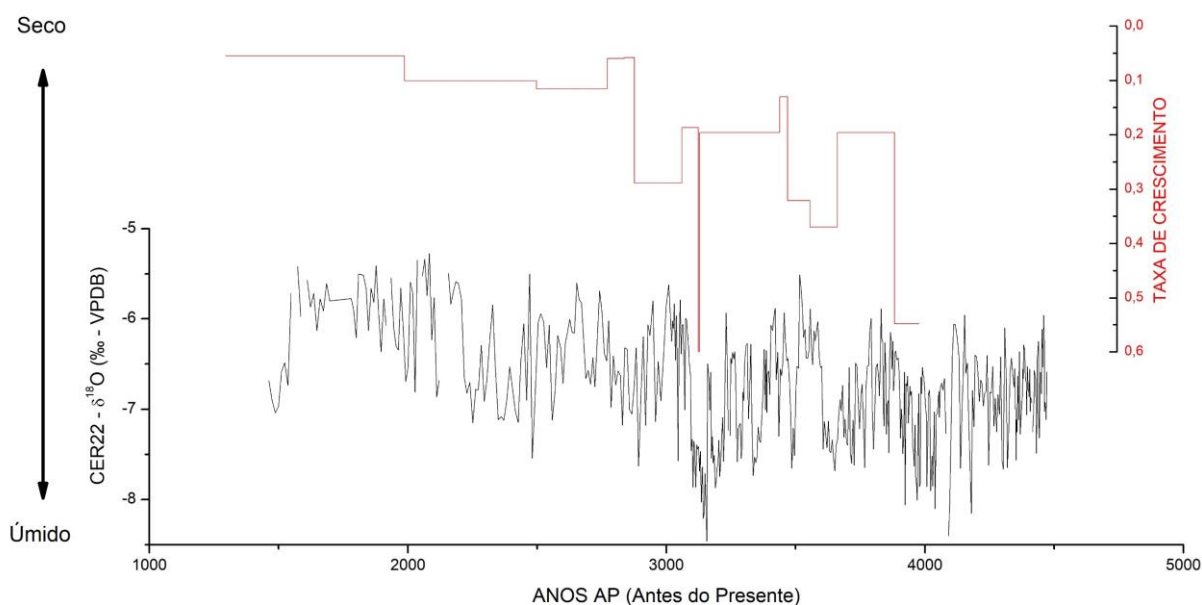


Figura 12: Gráfico comparativo entre os valores isotópicos da estalagmite CER22 e sua taxa de crescimento, para o intervalo de 1.000 a 5.000 anos AP.

6.2 Comparação dos dados da Gruta Cerquinha e Eventos Bond (B.E)

No que se refere a variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites CER 21 e CER 22 durante o período associado aos eventos Bond, foram elaboradas as Figuras 13 e 14. No

primeiro segmento (12.000-5.000 anos AP), nota-se um hiato deposicional para o B.E 4. Foi observada uma forte variabilidade nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ durante os períodos coincidentes com os eventos B.E 6 e B.E 5, entre 9.600 e 9.000 e 7.800 e 7.200 anos AP, respectivamente. Nestes períodos, existe uma forte flutuação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ entre 1 e 2 ‰, o que caracteriza uma sequência de eventos abruptos, úmidos seguidos de secos, com intervalos de poucas a várias décadas (Fig. 13).

No segundo segmento, que corresponde aos últimos 5.000 anos AP, notam-se variações muito importantes que ocorrem nos períodos destacados em cinza nas figuras. Foram analisados os valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos intervalos associados aos eventos B.E 3, B.E 2, MCA e LIA, e, que ocorrem entre 4.500-3.900; 3.300-2.600, 1.100-800 e 500-250 anos AP, respectivamente. A cronologia se baseia nos estudos de Bond et al., 1997; Strikis et al., 2011 e Novello et al., 2018. Durante estes intervalos de tempo, verificou-se valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ entre 4.100 e 3.900 em B.E 3 e uma forte variabilidade isotópica caracterizada em todo o intervalo correspondentes aos eventos B.E 2, MCA e LIA. No entanto, existe um predomínio de valores mais negativos no evento MCA e mais altos no evento LIA, ao contrário do que foi descrito para espeleotemas de Bonito-MS por Novello et al. (2018).

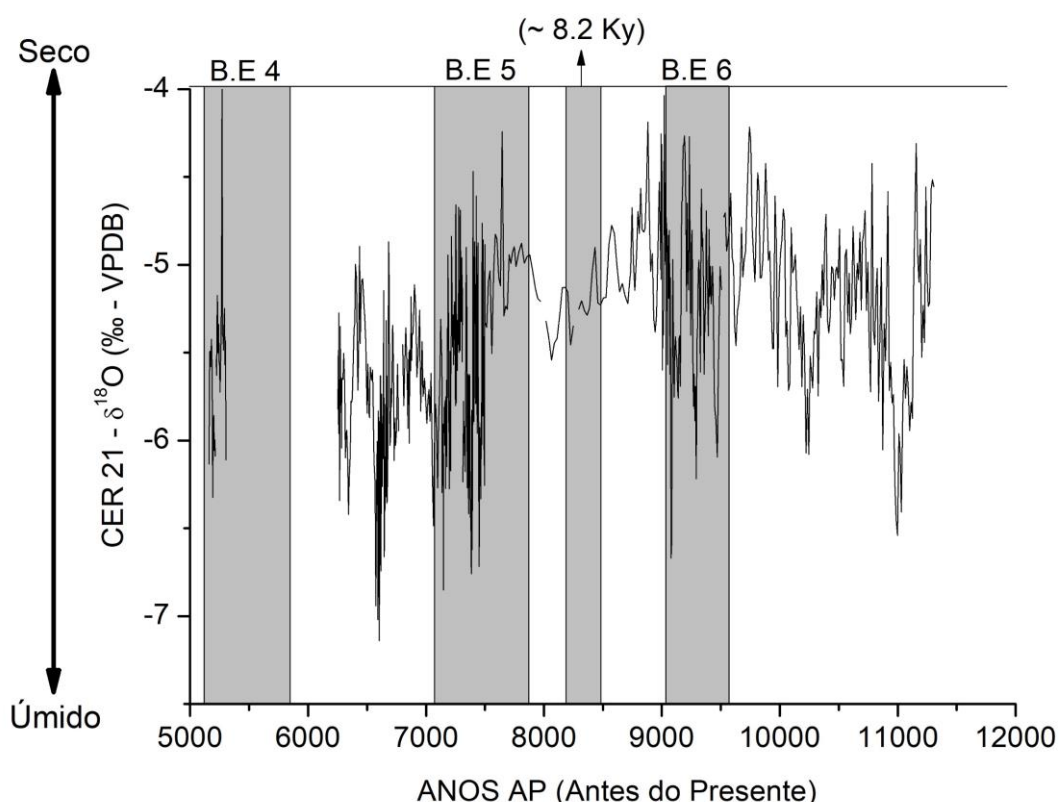


Figura 13: Gráfico comparativo para o intervalo de 5.000 – 12.000 anos, contemplando apenas a amostra CER21 (contida nesse período). Barras Verticais acinzentadas refletem eventos abruptos de variação de temperatura no atlântico norte – EVENTOS BOND (B.E) 4, 5, 6 definidos como base no estudo de Bond et al (1997).

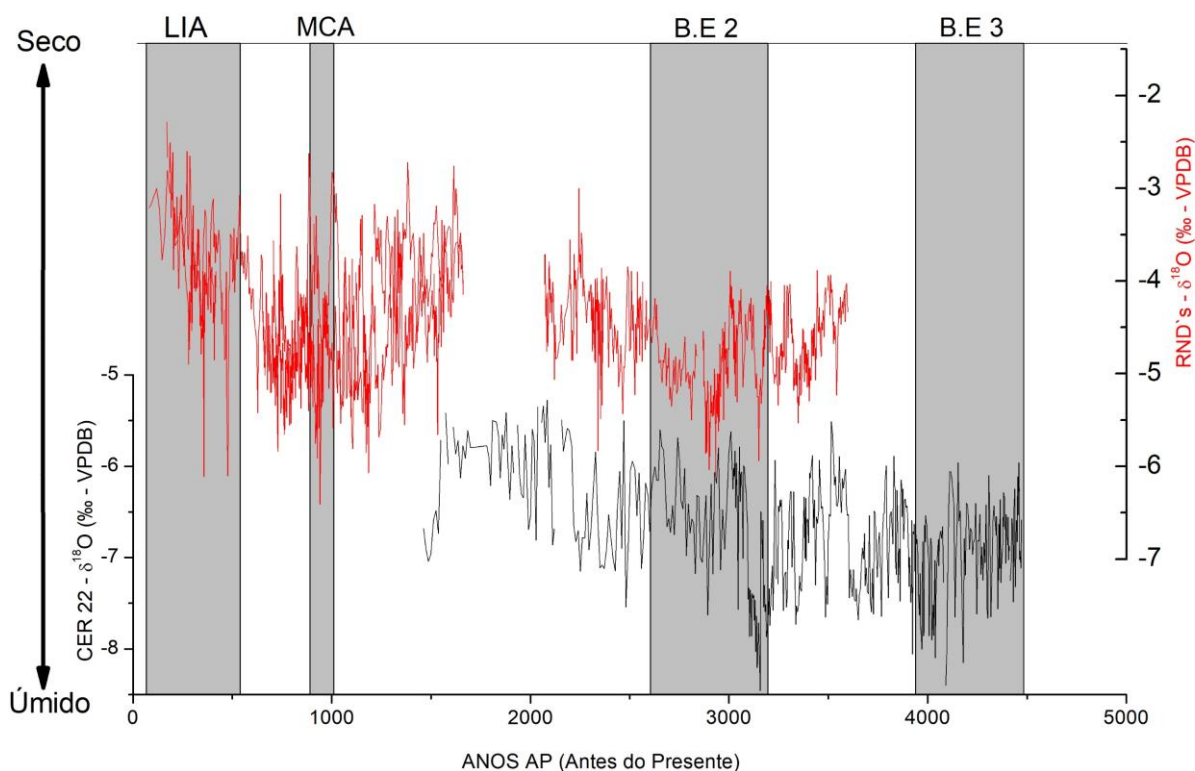


Figura 14: Gráfico comparativo entre dados de espeleotemas da Gruta Cerquinha – MT para o intervalo de 0 – 5,000 anos. Para essa escala, plotam-se as amostras CER's e RND's. Barras verticais acinzentadas refletem eventos abruptos de variação da temperatura do Atlântico Norte, *Little Ice Age* (LIA), *Medieval Climate Anomaly* (MCA) e eventos Bond (B.E) 2, 3.

6.3 Comparação dos dados da Gruta Cerquinha e espeleotemas diversos.

As curvas de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) referentes aos espeleotemas da Gruta Cerquinha (RND's e CER's), objetos do presente estudo, foram comparadas a outras curvas de diferentes espeleotemas já publicados, como da caverna Jaraguá (Novello et. al, 2017), Pau d'alho (Novello et al., 2016), Shatuca (Peru) (Bustamante et. al, 2016), LSF19 (MG) (Azevedo et al., 2021), Gruta da Cuíca (RO) (Godoy, 2021), e amostras do Rio Grande do Norte (RN) (Cruz et al., 2009) (ver figuras 15, 16, 17 e 18).

Para o intervalo de deposição entre 12.000 e 5.000 anos AP (Fig. 15), as curvas isotópicas de Mato Grosso foram comparadas com as curvas isotópicas de Minas Gerais (LSF19 - Azevedo et al., 2021) e da caverna Jaraguá, no Mato Grosso do Sul (Novello et al., 2017).

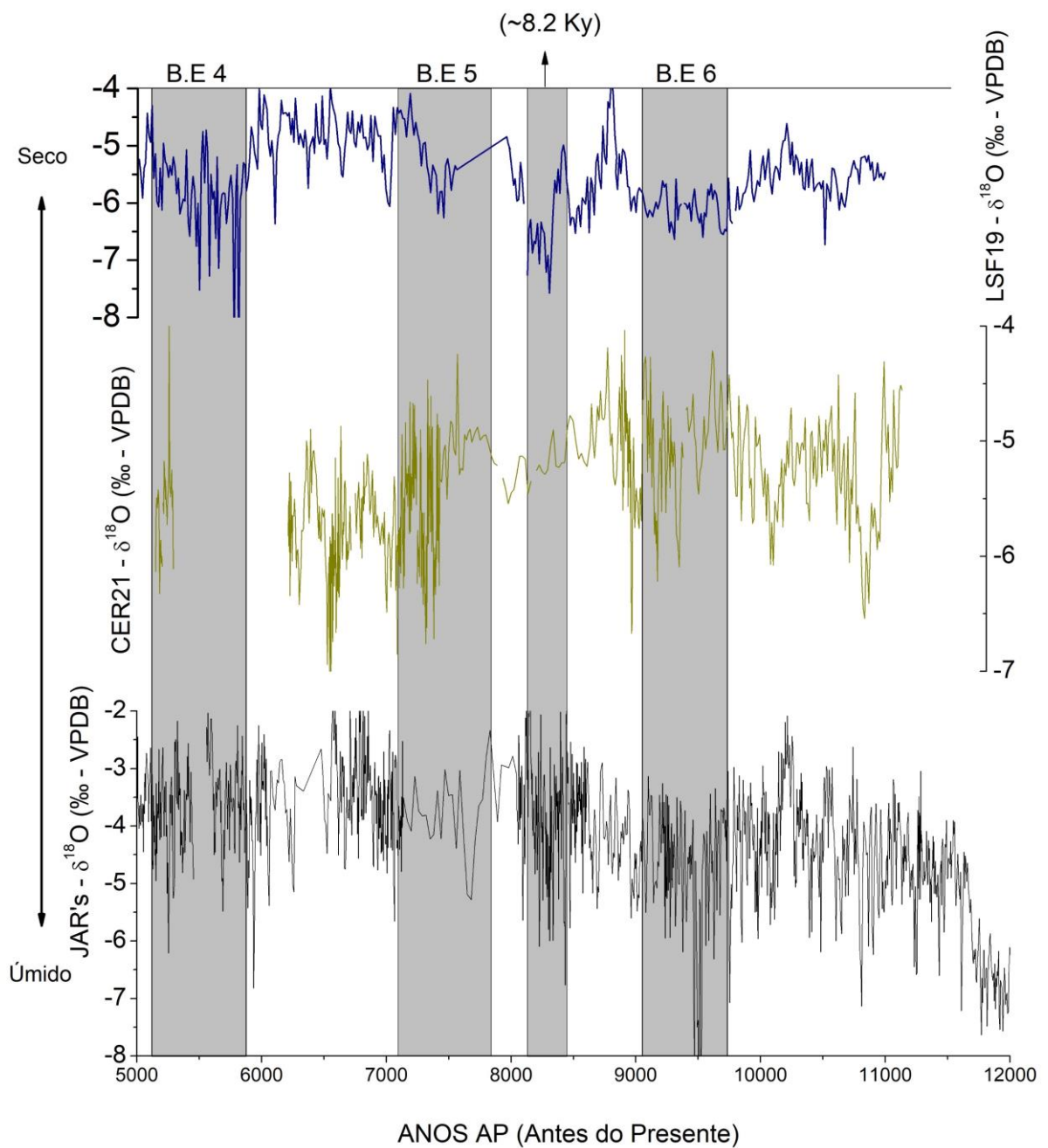


Figura 15: Gráfico comparativo entre espeleotemas de Minas Gerais (LSF19 - Azevedo et al., 2021), o espeleotema CER21, objeto de estudo, e o registro da caverna Jaraguá, Bonito-MS (Novello et al., 2017).

O espeleotema LSF-19 está situado mais próximo ao eixo da ZCAS no norte de Minas Gerais, região com maiores índices pluviométricos durante o verão austral e exibe uma menor variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, cuja média de $-5,460\text{‰}$. Já o espeleotema CER21 do Mato Grosso e a curva isotópica das JAR's encontram-se a oeste desse eixo, sendo a CER21 em uma latitude mais a norte que as estalagmites da caverna Jaraguá, no Mato Grosso do Sul (Fig. 1.1). Na comparação dos dados, é perceptível uma maior variação dos valores de

$\delta^{18}\text{O}$ na CER 21. Enquanto o registro das JAR's apresenta valores mais positivos ao se aproximar da idade de 5.000 anos, os valores da CER21 apresentam decréscimo de valores isotópicos na mesma análise de tempo (conforme se aproxima da idade mais jovem).

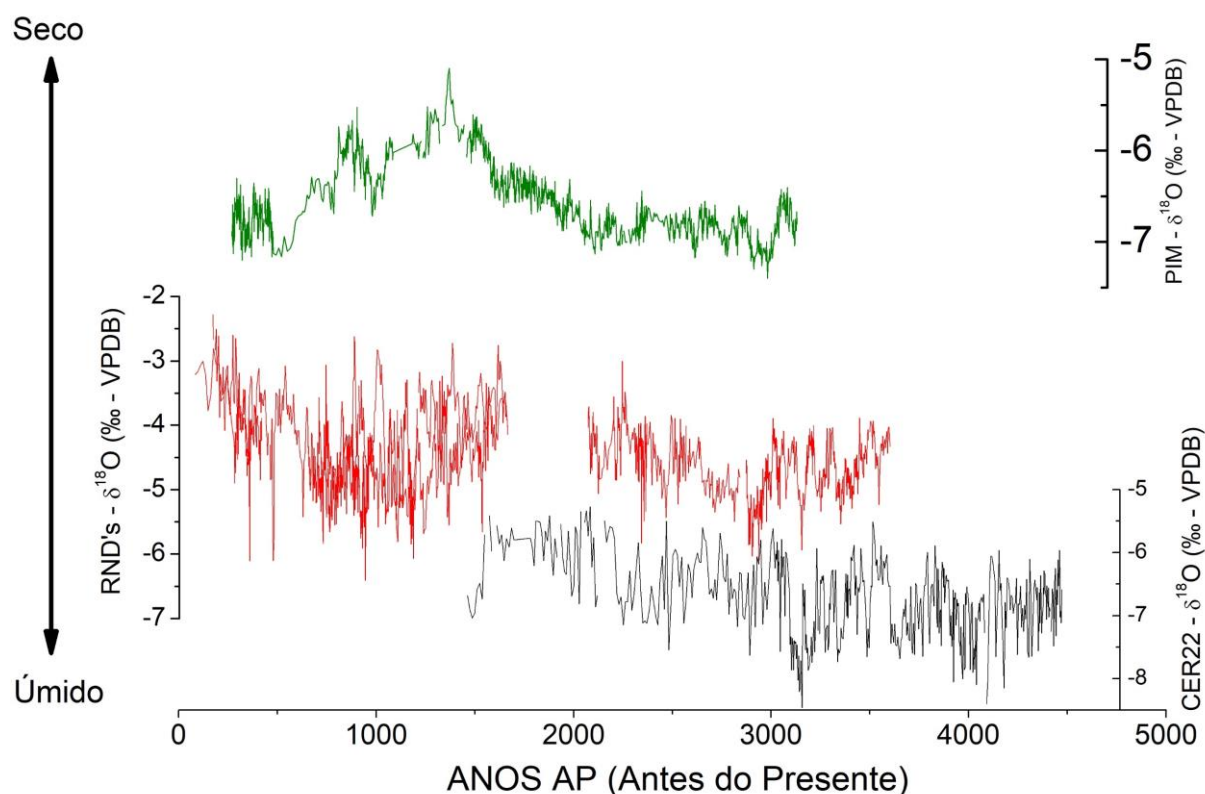


Figura 16: Gráfico comparativo entre espeleotemas de Rondônia (Gruta da Cuíca – RO) e os espeleotemas CER22 e RND's, objetos de estudo.

Existe uma diferença marcante nas tendências dos valores isotópicos entre os dados de espeleotemas da caverna Cerquinha em Mato Grosso e da caverna Cuíca - Rondônia (Godoy, 2021), apesar das cavernas não estarem tão distante uma da outra, cerca de 800 km (Fig. 16).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra PIM mantêm-se no patamar de $\sim -6,8\text{‰}$ até a idade de 1.810 anos a partir de onde atinge seu máximo por volta de ~ 1.180 anos com valores aproximados de $-5,1\text{‰}$. Após alcançarem valores máximos, os dados de $\delta^{18}\text{O}$ decrescem atingindo seu mínimo em ~ 265 anos. Tal tendência nas variações nas curvas isotópicas é aparentemente contrária ao que se observa nos das amostras RND's e CER22, situadas mais a sul que a gruta da cuíca (RO).

Para as amostras RND+(01,02) em análise mais específica para os últimos 2.000 anos, foram comparados dados das cavernas Jaraguá (MS), gruta da Cuíca (RO) e caverna Pau d'elho, figura 17.

Para a figura 17, a análise do gráfico possibilita perceber a discordância das estalagmites RND's em relação aos outros espeleotemas também no eixo a oeste da ZCAS. Nota-se que os valores se tornam mais negativos até o período de 1.000 anos antes de 1950 os quais podem ser interpretados como fases mais úmidas. Tais valores voltam a aumentar até o período aproximado de 1.600 anos.

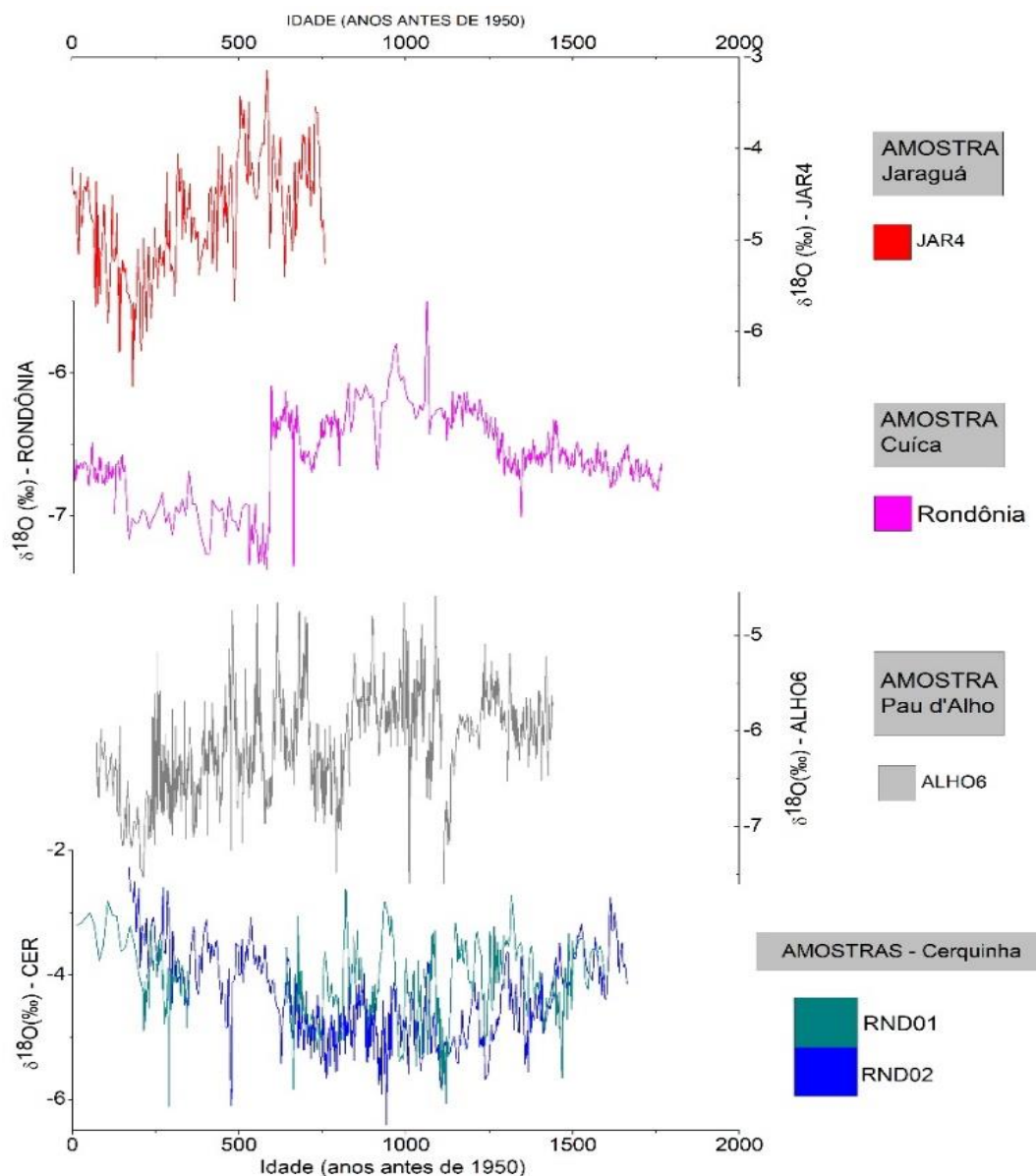


Figura 17: Gráfico comparativo de perfis isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ ‰)

6.4 Variabilidade climática de acordo com o ciclo de insolação de verão

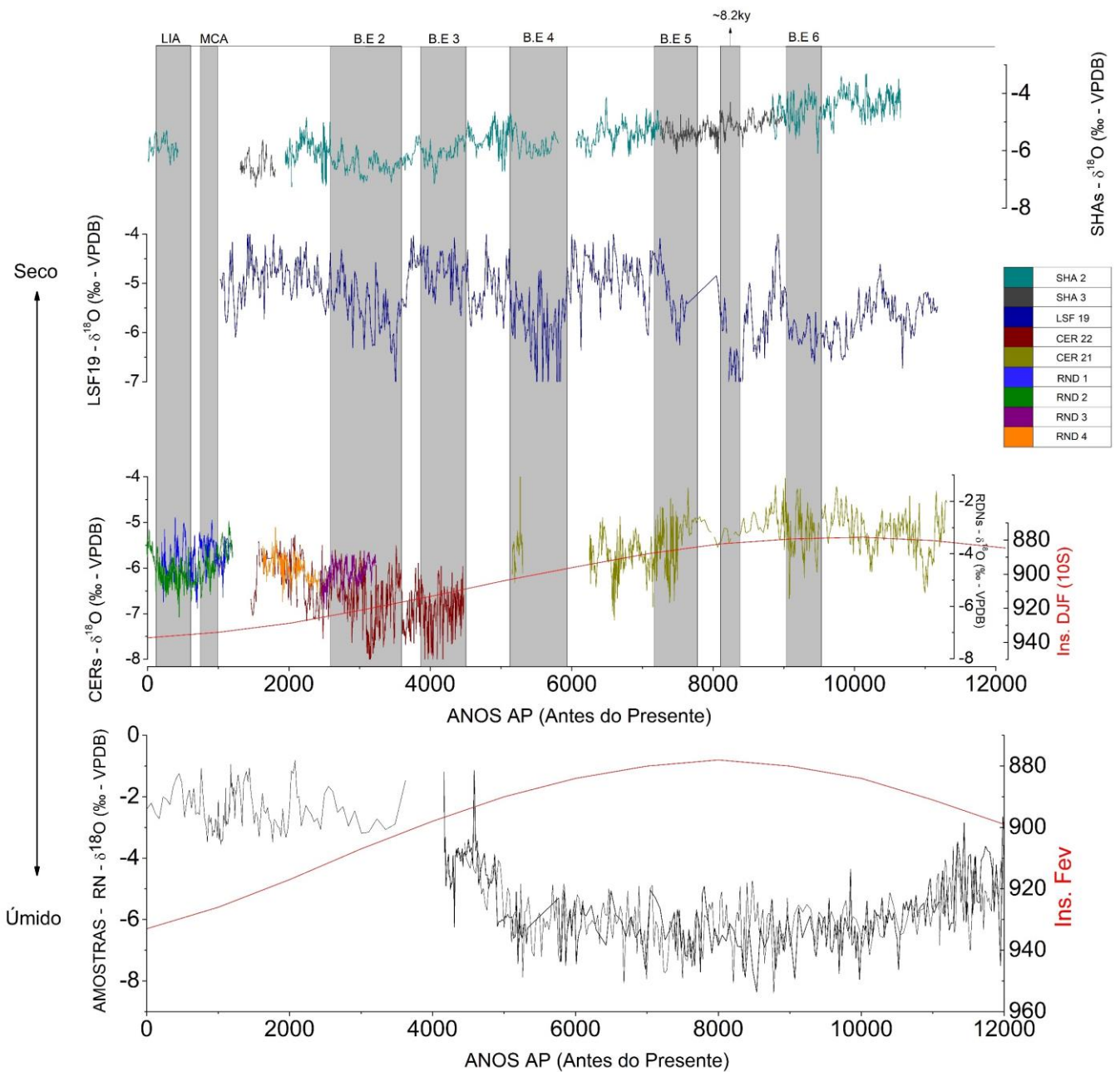


Figura 18: Gráfico comparativo entre dados de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas do Mato Grosso (CER's e RND's), Minas Gerais (LSF19, Azevedo et al., 2021), Peru (SHA, Bustamante et al., 2016) e Rio Grande do Norte (RN, Cruz et. Al. 2009) em preto. As curvas de insolação são apresentadas em Rosa e Vermelho, para os meses de verão nas latitudes 10°S nas curvas do MT e RN respectivamente (Cruz et al., 2009). Barras verticais acinzentadas refletem eventos abruptos de variação descritos nos gráficos apresentados anteriormente.

Na figura 18, as curvas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ dos diferentes espeleotemas foram comparadas entre si, juntamente com as curvas de insolação para as latitudes do Mato Grosso e do Rio Grande do Norte, e ressaltam um dipolo climático entre as duas regiões. Ao longo

dos últimos 11 mil anos, estalagmites CER's juntamente com outras estalagmites a oeste (SHA's) da área de estudo apresentam valores variando de -7,27 ‰ a -3,32 ‰ (Figura 18). Nota-se, entretanto, uma tendência de valores 1‰ a 2,5 ‰ mais negativos, o que indica intensificação das chuvas de monção após 4.000 anos AP. Comparativamente, existe uma tendência similar de valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ nas curvas isotópicas de espeleotemas SHA do Peru (Bustamente et al., 2016). No entanto, estes últimos dados apresenta uma variação mais gradativa nos dados isotópicos. Essa tendência é oposta ao observado nas curvas isotópicas do nordeste brasileiro, nos dados dos espeleotemas RN.

Já os dados de Minas Gerais não apresentam tendência de insolação muito evidente; estando no meio do dipolo a monção na região apresenta sinais neutros em relação a essa forçante climática de insolação. Apesar disso, os dados de Minas Gerais apresentam maior ciclicidade relacionada aos eventos Bond, como descrito anteriormente, o que por sua vez ressalta que a variabilidade climática nesta região está mais associada a variações na temperatura da superfície do mar nas altas latitudes do hemisfério norte (Strikis et al., 2011). Para os novos dados compilados, nota-se comportamento semelhante àqueles do Peru (SHA's) os quais apresentam valores mais positivos conforme se avança para o holoceno tardio. Os indicadores para essa região têm origem em 6 espeleotemas CER's e RND's, apresentando valores que oscilam entre -8,46 ‰ e -4,03 ‰.

7. Conclusões

A partir dos resultados e discussões, algumas conclusões podem ser obtidas no que tange ao padrão de crescimento, à variabilidade da região de estudo em relação a eventos abruptos de temperatura do atlântico norte (Eventos Bond), à variabilidade em relação a espeleotemas diversos, situados no continente Sul-Americano e sua variabilidade em relação a padrões de insolação quando são comparados locais em lados opostos ao eixo da ZCAS.

No que se refere a taxa de crescimentos dos espeleotemas CER 21 e CER 22, notam-se diferenças quando comparadas entre si.

Na estalagmite CER21 existe um hiato deposicional o qual está associado a um intervalo sem dados de precipitação durante o período de 5.300 a 6.200 anos. Através da análise da Figura 11, nota-se também que a taxa de crescimento varia consideravelmente ao longo do registro, seguindo padrões de maior (menor) precipitação conforme se verifica no registro isotópico da mesma figura.

Já a estalagmite CER 22 não possui hiatos deposicionais notáveis, Figura 12, na qual seu registro isotópico é contínuo, acompanhando a taxa de crescimento. Além disso, percebe-se um padrão de diminuição da taxa de deposição conforme o registro se aproxima do presente.

Apesar das diferenças, como presença (ausência) de hiatos entre ambas, nota-se para os dois espeleotemas a relação entre a paleopluviosidade regional e o crescimento de ambas de modo que, quando ocorrem maiores eventos de umidade, aparecem picos de deposição em ambos os gráficos.

Quanto aos eventos Bond, para eles (CER 21 e CER 22), a segmentação em dois períodos permite concluir com maior assertividade o comportamento para os eventos abruptos de temperatura no atlântico norte. Na Figura 13 referente aos últimos anos de deposição (12.000 a 5.000) é perceptível um hiato deposicional no B.E 4 enquanto para os eventos B.E 5 e B.E 6 ocorrem flutuações relevantes no registro, sendo elas interpretadas como sequências de eventos abruptos úmidos e secos com variação na escala de décadas. Já na Figura 14, referente aos últimos 5.000 anos do registro, nota-se que durante os intervalos de tempo destacados (B.E 3, B.E 2, MCA e LIA) ocorrem importantes variações. Durante o B.E 3 encontram-se os valores mais negativos referentes a Gruta Cerquinha para o espeleotema CER22. Ademais, percebe-se forte variabilidade dos dados ao longo de todo o registro tanto para RND's quanto para CER's. Ainda, nota-se que predominam valores mais negativos no MCA e mais positivos no LIA – contrário àquilo descrito para espeleotemas no Mato Grosso do Sul (Novello et al., 2018).

Quanto a comparação desses dados e de outros localizados a oeste da ZCAS, percebe-se a falta de correlação. A variação dos valores isotópicos para carbono e oxigênio mostram-se em anti-fase a dados localizados na mesma porção da ZCAS, de modo que tais dados mostram-se discordantes das amostras ALHO6 e JAR4. Períodos de valores mais negativos na área de estudo são vistos como períodos de valores mais positivos para amostras localizadas na porção a oeste da ZCAS (fig. 1.1) e vice-versa. Na amostra JAR4 percebe-se um aumento de seus valores até o fim do registro, essa variação positiva é notada nos dados referentes a Gruta da Cuíca e para a amostra ALHO6, entretanto, quando se analisa os indicadores para a Gruta Cerquinha para o mesmo período, percebe-se que os valores refletem períodos mais úmidos em vez de mais secos como os outros registros, Figura 17.

A comparação das curvas isotópicas, mostra uma heterogeneidade nos dados isotópicos entre espeleotemas de cavernas localizadas na mesma longitude, mas em latitudes diferentes, os quais sugerem deslocamento da posição média da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante os últimos 11 mil anos.

Para os dados da mesma caverna no MT, RND's e CER22, os dados das RND's são mais positivos que os da CER22. Mesmo com essa diferença, a análise das curvas permite notar a concordância no comportamento do sinal para os espeleotemas coletados na mesma caverna (RND's e CER's).

Já para o ciclo de insolação evidenciado na Figura 18, nota-se a existência de um dipolo climático entre a parte oeste e leste do continente, assim como descrito em Cruz et al., 2009. Os novos dados de espeleotemas do Mato Grosso, confirmam que os valores dos dados

isotópicos diminuem para o lado oeste do continente sul-americano, conforme a insolação de verão se intensifica, como ocorre nos últimos 4000 anos (Fig. 18). Essa tendência nos dados isotópicos é contrária ao que se observa a leste, no nordeste do Brasil, onde existe uma diminuição das chuvas nos últimos 4000 anos.

Na figura 18, dados do Rio Grande do Norte (RN, Cruz et al. 2009) foram apresentados (Amostras RN) juntamente com a curva de insolação para a latitude dessas amostras. Com base em sua análise, foi possível constatar que os dados da Gruta Cerquinha seguem exatamente o comportamento esperado pela insolação, enquanto os dados do Rio Grande do Norte não o seguem como o esperado. Com o aumento da insolação, há intensificação da monção e o $\delta^{18}\text{O}$ fica mais negativo, isso acontece para maior parte do continente, principalmente para a porção oeste.

Conclui-se, pois, que o sinal isotópico referentes à Gruta Cerquinha apresenta discordâncias quando comparado a espeleotemas situados na porção oeste da ZCAS, na qual está inserida. Além disso, quando analisados os padrões de insolação para os espeleotemas da área de estudo e aqueles ao nordeste brasileiro, infere-se que tal região apresenta um clima em anti-fase, o que faz com que essa região tenha o sinal oposto em relação as demais regiões.

8. Referências Bibliográficas

- Alvarenga, C. J., & Trompette, R. (1993). Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Brazilian Journal of Geology*, 23(3), 18-30.
- Azevedo, V., Strikis, N. M., Novello, V. F., Roland, C. L., Cruz, F. W., Santos, R. V., ... & Edwards, R. L. (2021). Paleovegetation seesaw in Brazil since the Late Pleistocene: A multiproxy study of two biomes. *Earth and Planetary Science Letters*, 563, 116880.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., ... & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *science*, 278(5341), 1257-1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., ... & Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *science*, 294(5549), 2130-2136.
- Berger, A. (1980). The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. *Vistas in Astronomy*, 24, 103-122.
- Bustamante, M. G., Cruz, F. W., Vuille, M., Apaéstegui, J., Strikis, N., Panizo, G., ... & Edwards, R. L. (2016). Holocene changes in monsoon precipitation in the Andes of NE Peru based on $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records. *Quaternary Science Reviews*, 146, 274-287.
- Campos, J. L. P. S., Cruz, F. W., Ambrizzi, T., Deininger, M., Vuille, M., Novello, V. F., & Strikis, N. M. (2019). Coherent South American Monsoon variability during the last millennium revealed through high-resolution proxy records. *Geophysical Research Letters*, 46(14), 8261-8270.
- Cheng, H., Fleitmann, D., Edwards, R. L., Wang, X., Cruz, F. W., Auler, A. S., ... & Matter, A. (2009). Timing and structure of the 8.2 kyr BP event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology*, 37(11), 1007-1010.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., ... & Auler, A. S. (2013). Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature communications*, 4(1), 1-6.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Shen, C. C., Polyak, V. J., Asmerom, Y., Woodhead, J., ... & Alexander Jr, E. C. (2013). Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 371, 82-91.
- Clark, I., P. Fritz. *Environmental Isotopes in Hydrology*. CRC Press, Boca Raton, 1997, 328 p.

- Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., ... & Nguyen, H. (2009). Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience*, 2(3), 210-214.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., ... & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *nature*, 364(6434), 218-220.
- Edwards, R. L., Chen, J. H., & Wasserburg, G. J. (1987). ²³⁸U/²³⁴U/²³⁰Th/²³²Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(2-3), 175-192.
- Fairchild, I. J., & Baker, A. (2012). *Speleothem science: from process to past environments* (Vol. 3). John Wiley & Sons.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., & Matter, A. (2003). Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *science*, 300(5626), 1737-1739.
- Gan, M. A., Kousky, V. E., & Ropelewski, C. F. (2004). The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *Journal of climate*, 17(1), 47-66.
- Godoy, M. E. D. L. D. (2021). Climate and environmental changes in southwestern Amazon Basin over the last 3000 years based on speleothem isotope records, Brazil (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Haase-Schramm, A., Böhm, F., Eisenhauer, A., Garbe-Schönberg, D., Dullo, W. C., & Reitner, J. (2005). Annual to interannual temperature variability in the Caribbean during the Maunder sunspot minimum. *Paleoceanography*, 20(4).
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Röhl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293(5533), 1304-1308.
- Imbrie, J., & Imbrie, J. Z. (1980). Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207(4434), 943-953.
- Hidroweb - Séries Históricas. **Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH)**. Página de download. Disponível em: <<https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>>. Acesso em: 25 de dez. de 2021.
- Lachniet, M. S. (2009). Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6), 412-432.
- Lauritzen, S. E., & Lundberg, J. (1999). Speleothems and climate: a special issue of The Holocene. *The Holocene*, 9(6), 643-647.
- Lozano-García, M.S., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., & Sosa, S. (2007). Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern

- Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(41), 16200-16203.
- Mendonça, F.; Danni-Oliveira, I. M. *Climatologia*. 1ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.
- Novello, V. F. (2012). Reconstituição paleoclimática do holoceno recente com base em estalagmites da região central do Estado da Bahia (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Novello, V. F. (2016). Paleoclima do Centro-Oeste do Brasil desde o último período glacial com base em registros isotópicos de espeleotemas. In *Geoquímica e Geotectônica*. Universidade de São Paulo São Paulo, SP, Brazil.
- Novello, V. F., Vuille, M., Cruz, F. W., Stríkis, N. M., De Paula, M. S., Edwards, R. L., ... & Moquet, J. S. (2016). Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Scientific reports*, 6(1), 1-8.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Vuille, M., Stríkis, N. M., Edwards, R. L., Cheng, H., ... & Santos, R. V. (2017). A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific reports*, 7(1), 1-8.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Moquet, J. S., Vuille, M., de Paula, M. S., Nunes, D., ... & Campos, J. L. P. S. (2018). Two millennia of South Atlantic Convergence Zone variability reconstructed from isotopic proxies. *Geophysical Research Letters*, 45(10), 5045-5051.
- Polissar, P. J., Abbott, M. B., Wolfe, A. P., Bezada, M., Rull, V., & Bradley, R. S. (2006). Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(24), 8937-8942.
- Ruddiman, W.F. *Earth's climate: past and future*. 2ª edição. Nova Iorque: W.H. Freeman. 2008, 465 p
- Souza, J. P. S. P. D. (2017). Centro-Oeste brasileiro: os caminhos da ocupação e do desenvolvimento.
- Stríkis, N. M., Cruz, F. W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R. L., Vuille, M., ... & Auler, A. S. (2011). Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology*, 39(11), 1075-1078.
- Stríkis, N. M. (2015). *Atividade do Sistema de Monção Sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Utida, G. 2017. Production of scientific data: Processing and analysing, writing up results of Nobres & Cocalinho speleotherms, Mato Grosso state, Brazil/reconstruct

climate during Holocene at University of São Paulo, São Paulo - SP. Manuscrito não publicado.

- van Geel, B., Buurman, J., & Waterbolk, H. T. (1996). Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 11(6), 451-460.
- Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B. W., Abbott, M. B., ... & Novello, V. F. (2012). A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8(4), 1309-1321.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., He, Y., Kong, X., An, Z., ... & Li, X. (2005). The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308(5723), 854-857.
- Wong, C. I., & Breecker, D. O. (2015). Advancements in the use of speleothems as climate archives. *Quaternary Science Reviews*, 127, 1-18.
- Yoshimori, M., Raible, C. C., Stocker, T. F., & Renold, M. (2006). On the interpretation of low-latitude hydrological proxy records based on Maunder Minimum AOGCM simulations. *Climate dynamics*, 27(5), 493-513.