

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CAUSAS E EFEITOS DE VARIAÇÕES NA DESCARGA DA BACIA DE DRENAGEM
AMAZÔNICA DURANTE A *TERMINAÇÃO II*

THALIA ARIADNA DO VALE MONTOYA

SÃO PAULO
2024

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TF-24/46

**CAUSAS E EFEITOS DE VARIAÇÕES NA DESCARGA DA BACIA DE DRENAGEM
AMAZÔNICA DURANTE A *TERMINAÇÃO II***

THALIA ARIADNA DO VALE MONTOYA

Trabalho de Formatura apresentado à Comissão de Trabalho de Formatura (CTF) do Instituto de Geociências como parte dos requisitos de obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi

Co-orientadora: Dra. Fernanda Costa
Gonçalves Rodrigues

SÃO PAULO
2024

AGRADECIMENTOS

Por meses, imaginei o momento de agradecer a cada pessoa que fez parte da minha delicada jornada na Geologia e na vida, mas este relato é de última hora, então talvez não seja emocionante. Ainda assim, aqui vamos nós:

Agradeço a mim mesma; a Angela do Vale (minha melhor amiga que me dá forças diariamente de algum lugar *baladeiro* do céu), Enrique Montoya (que sempre me deu amor e paciência inesgotável), Daari Montoya (que amo em sua completude e sempre esteve ao meu lado em todas as nossas lutas) e Lucinda do Vale (vovó coruja pisciana), que sempre acreditaram em mim mais do que eu mesma (até hoje); a Jujuba, Manuzinha, Will e Suzi, que são, sem dúvida, pilares fundamentais na minha vida; à tia Calu e à tia Célia, que, nas maiores dificuldades, sempre me acolheram com muito amor; aos meus melhores amigos de todo este minúsculo e altamente entrópico universo: Carlinha, Gabriskinho, Soberana do Universo, Gabi e Cris, que me deixam sem palavras para expressar o quanto sou infinitamente grata, ainda assim agradeço por todas as risadas, lágrimas, danças, canções, comidas e passeios (apesar de quase raros); à Camilinha, Pri e Igor da Física, que me lembram que a vida vai além dos estudos e do trabalho (mesmo que indiretamente, pois são pessoas que não se dão intervalos); à Maria Andoyiki, por ser uma constante inspiração em buscar o melhor em nós e para nós; à Raquelzinha e ao Lu, por todas as conversas fritas e profundas que tivemos; à Tibby (*meh!*), Albin, Nunu e Aisha, que, apesar da diferença cromossômica, foram/são O pilar fundamental da minha saúde mental; ao Pre, Derby, Malik e Guigo, que me mostraram que é possível ter amigos verdadeiros em um curso que exige tanta socialização para uma pessoa introvertida; a Juh e a Dressa, pela amizade de mais de 10 anos e companhia nos intervalos do CRT; a profa. Tetê, Marcinha e Willem, os melhores professores do meu ensino fundamental/médio; ao meu terapeuta, que me recebe desde 2021 e me ensina, continuamente, a lidar comigo mesma e com os outros; a dona Lenice pelas conversas aleatórias e sem rumo (apesar de sempre nos emocionarmos em alguns momentos) e a dona Luzia, que sempre me levou comidinhas gostosas e, por fim mas extremamente importante, eu agradeço a *Stefani Germanotta* (por me ensinar a me aceitar do jeito que sou) e ao *Half Alive* (por me incentivar a ser quem eu sou)!

Também agradeço à minha orientadora, Dra. Fernanda Rodrigues, por sua paciência em me auxiliar (mesmo com minhas entregas e dúvidas, frequentemente, de última hora); ao Prof. Cristiano Chiessi, que demonstra amor e ternura singulares pela paleoclimatologia; à Jô, à Dra. Thais Desiree, ao Prof. André Sawakuchi e à Profa. Marília Campos, que foram essenciais na minha introdução à pesquisa científica e em todo o suporte laboratorial; e ao Rodrigo e Stefano do P2L, por todas as análises e prazos cumpridos.

Sou grata à Fundação de Amparo à Pesquisa Científica de São Paulo (FAPESP), que deu o pontapé inicial para esta monografia, concedendo a bolsa de iniciação científica (processo 2023/05338-1) e apoiando outros projetos em Paleoclimatologia e Paleoceanografia (processos 2018/15123-4, 2019/24349-9, 2022/05520-1 e 2023/15448-9); ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pelo processo 312458/2020-7; e ao Comitê Francês de Avaliação da Cooperação Universitária com o Brasil da Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (programa CAPES/COFECUB), pelos processos 8881.712022/2022-1 e 49558SM.

'Don't panic!'

(Douglas Adams, 'O Guia Definitivo do Mochileiro das Galáxias')

RESUMO

A Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (*Atlantic meridional overturning circulation*, AMOC) desempenha um papel crucial na regulação dos padrões oceanográficos e climáticos do planeta, sendo responsável por transportar águas superficiais aquecidas e salinas para as altas latitudes do Atlântico Norte e, simultaneamente, levar águas frias e profundas de volta para o Atlântico Sul. Diversos estudos sugerem um possível colapso da AMOC no futuro, o que alteraria os padrões de precipitação no continente sul-americano e, conseqüentemente, afetaria o bioma amazônico. Registros sedimentares marinhos indicam que desacelerações e colapsos da AMOC já ocorreram no passado, especialmente durante as transições entre períodos glaciais e interglaciais, denominadas *Terminações*, no final do Quaternário. Este trabalho de formatura visou caracterizar as mudanças na estratificação da porção superior da coluna de água do oeste do Atlântico equatorial e as variações na precipitação amazônica durante a *Terminação II*, buscando compreender como as mudanças nos padrões de precipitação e, conseqüentemente, descarga fluvial na bacia amazônica influenciam ou são influenciadas por variações na intensidade da AMOC. Para tanto, foi analisado o testemunho sedimentar marinho CDH-79 (coletado a NE da desembocadura do Rio Amazonas) para a sensibilidade de luminescência opticamente estimulada (indicadora da fonte dos sedimentos siliciclásticos) e para a composição dos isótopos estáveis de oxigênio dos foraminíferos planctônicos *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neogloboquadrina dutertrei* e *Globorotalia truncatulinoides* dextral (indicador da estratificação da porção superior da coluna de água). Os resultados sugerem que a descarga fluvial da bacia amazônica aparentemente não teve impacto significativo nas variações do transporte de calor e salinidade pela AMOC. Por outro lado, a variabilidade da AMOC influencia diretamente os padrões climáticos da porção tropical da América do Sul, de modo que nos períodos de enfraquecimento desta corrente, observa-se um aumento da precipitação no nordeste brasileiro, enquanto que em períodos de fortalecimento, a precipitação no norte amazônico é favorecida.

PALAVRAS-CHAVE: Paleoclimatologia, Paleoceanografia, Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico, Luminescência e Foraminíferos.

ABSTRACT

The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) plays a crucial role in regulating Earth's oceanographic and climatic patterns, as it is responsible for transporting warm and saline surface waters to the high latitudes of the North Atlantic while simultaneously returning cold and deep waters to the South Atlantic. Recent studies suggest an AMOC slow down and potential collapse in the near future, which could change precipitation patterns in South America, affecting the Amazon biome. Marine sediment records indicate that AMOC slowdowns and collapses have occurred in the past, especially during Quaternary glacial-interglacial transitions, known as *Terminations*. The aim of this study was to characterize changes in the stratification of the upper water column in the western equatorial Atlantic and variations in Amazonian precipitation during *Termination II*, seeking to understand how changes in precipitation patterns and, consequently, river discharge in the Amazon basin influence or are influenced by variations in the intensity of the AMOC. Therefore, the marine sediment core CDH-79 (collected at NE of the Amazon river mouth) was analyzed for optically stimulated luminescence sensitivity (indicating the source of siliciclastic sediments) and stable oxygen isotope composition of the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neogloboquadrina dutertrei* and *Globorotalia truncatulinoides dextral* (indicator of the stratification of the upper water column). The results suggest that the discharge from the Amazon basin apparently had no significant impact on variations in the transport of heat and salinity by the AMOC. On the other hand, the variability of the AMOC directly influences the climate patterns of the tropical portion of South America, such that during periods of weakening of this current, an increase in precipitation is observed in northeastern Brazil, whereas during periods of strengthening, precipitation in the northern Amazon is favored.

KEYWORDS: Paleoclimatology, Paleoceanography, Atlantic Meridional Overturning Circulation, Luminescence and Foraminifera.

LISTA DE FIGURAS

- FIG. 1.** Esquema da Circulação Termohalina Global. Em amarelo, são destacadas regiões onde ocorre a convecção ou subducção de massas de água, em que correntes superficiais aquecidas são resfriadas e densificadas e, por isso, afundam; em azul, representam as correntes profundas frias e densas formadas em altas latitudes (regiões polares) direcionadas à menores latitudes, em que, posteriormente, serão ressurgidas e seguirão como correntes superficiais aquecidas rumo às regiões polares (linhas vermelhas) (Kuhlbrodt et al., 2007)..... 16
- FIG. 2.** Mapa mostrando a quantidade relativa de precipitação em dois períodos: A) verão austral (dezembro a fevereiro) e B) verão boreal (junho a agosto) na América do Sul. No verão austral, intensifica-se a dinâmica da monção da América do Sul com o deslocamento para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), aumentando a umidade nas regiões tropicais e subtropicais da América do Sul, como o oeste da Amazônia e o nordeste brasileiro. No inverno austral, a ZCIT se desloca para o norte, favorecendo os máximos de precipitação no norte da região amazônica. Principais componentes climáticos: ITCZ (sigla em inglês para Intertropical Convergence Zone - Zona de Convergência Intertropical) e South American Summer Monsoon (Sistema de Monção da América do Sul - SAMS). Adaptado de Flantua et al., (2015)..... 17
- FIG. 3.** Representação esquemática do fenômeno da luminescência e a Teoria de Banda dos Sólidos. As armadilhas são representadas por linhas pretas na banda proibida, enquanto os elétrons e buracos são tratados como esferas pretas e brancas, respectivamente. A) Exposição à radiação ionizante, gerando elétrons, buracos e armadilhas livres que podem ser recombinados na banda proibida; B) Elétron e buraco aprisionados em armadilhas, estado metaestável; C) Estímulo do material com calor ou luz, permitindo a liberação de buracos e elétrons que, quando recombinados, emitem luz (luminescência) ou calor (termoluminescência). Retirado de Sawakuchi, (2011)..... 19
- FIG. 4.** Gráficos de emissão de luz característicos do quartzo sob diferentes estímulos (calor e luz). A) Curva de sinal TL do quartzo, com picos de emissão de luz em 110 °C e 325 °C, correspondentes às armadilhas de par elétron-buraco que requerem essa energia de ativação para liberar essas partículas; B) Curva de sinal OSL do quartzo, apresentando decaimento rápido da emissão de luz nos primeiros 5 segundos. Esta curva é composta pela soma das componentes rápidas, médias e lentas do decaimento do sinal de OSL. Retirado de Sawakuchi, (2011)..... 20
- FIG. 5.** Esquema ilustrativo do aumento na sensibilidade de luminescência OSL ao longo de ciclos de soterramento e erosão do quartzo. A) Em 'I', observa-se a irradiação ionizante resultante do decaimento radioativo dos elementos U, K e Th em minerais adjacentes, além da radiação cósmica, para cada ciclo de soterramento do grão de quartzo; B) Em 'F', ocorre o fotoesvaziamento da energia acumulada devido à exposição do grão à luz solar (erosão); C) A cada ciclo de soterramento e erosão (irradiação e fotoesvaziamento, respectivamente), há o incremento na intensidade do sinal OSL do grão de quartzo ($S_n - S_{n-1}$), refletindo a sua história sedimentar. Retirado de Sawakuchi, (2011).....21
- FIG. 6.** Ciclo isotópico do oxigênio nos principais reservatórios de água terrestre. A) Durante os períodos glaciais, o fracionamento isotópico do oxigênio promove o acúmulo de ^{16}O e ^{18}O em calotas polares, levando ao enriquecimento relativo de ^{18}O na água do mar, resultando em valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos. B) Nos períodos interglaciais, o derretimento das calotas polares e escoamento de água para o oceano promovem o restabelecimento do equilíbrio isotópico entre ^{16}O e ^{18}O do mar, o que resulta em valores negativos ou próximo a zero de $\delta^{18}\text{O}$. Retirado de Zerfass et al., (2011)..... 22

- FIG. 7.** Localização da coleta do testemunho sedimentar marinho CDH-79 e as principais correntes superficiais do Oeste do Atlântico Sul. As linhas pontilhadas com pontos arredondados mostram a localização aproximada da Zona de Convergência Intertropical ao longo do oceano Atlântico durante o verão austral (dezembro a fevereiro) e boreal (junho a agosto). CNB - Corrente Norte do Brasil; CCNE - Contra Corrente Norte Equatorial (Adaptado de Peterson & Stramma, 1991).....24
- FIG. 8.** Alíquotas preparadas das amostras poliminerálicas do CDH-79 encaixadas no carrossel do leitor de luminescência Risø TL/LOE DA-20..... 25
- FIG. 9.** Exemplos de gráficos plotados para cada amostra analisada. As curvas plotadas referem-se à amostra a 96 cm de profundidade do CDH-79. A) Curva OSL e IRSL ao longo de 100 segundos de análise (passo 6 e 5 do protocolo, respectivamente). Notar que o número de contagens registrados na curva IRSL é maior que OSL; B) Curva TL medida no passo 10 e 11.....26
- FIG. 10.** Seleção de testas de foraminíferos planctônicos carbonáticos ao longo do testemunho sedimentar marinho CDH-79. A) Testas de Globigerinoides sacculifer trilobus, de três câmaras de tamanhos quase semelhantes e abertura umbilical lateral; B) Testas de Globorotalia truncatulinoides dextral, com enrolamento anti-horário visto na parte umbilical; C) Vista umbilical das testas de Neoglobobulimina dutertrei, com quatro ou mais compartimentos estruturados; D) Carapaças de Globigerinoides sacculifer com uma câmara em formato irregular (saco), evita-se selecionar estas espécies; E) Testa contaminada/manchada de Globigerinoides sacculifer trilobus.....27
- FIG. 11.** Espectrômetro de massas de razão isotópica Thermo Fisher Scientific MAT253 acoplado a uma unidade automática de preparação de carbonatos, Thermo Fisher Scientific Kiel IV. A) Equipamento utilizado para a análise isotópica, Kiel IV e MAT253, respectivamente; B) Thermo Fisher Scientific Kiel IV utilizado para preparação de carbonatos antes da análise isotópica.....28
- FIG. 12.** Reconstrução da sensibilidade de luminescência do testemunho sedimentar marinho CDH-79, durante a Terminação II. A) Curva de sensibilidade OSL, correspondendo a sensibilização e enriquecimento/empobrecimento do material analisado em quartzo; B) Razão entre as sensibilidades IRSL/OSL (em eixo 'Y' invertido), representando a contaminação por feldspato nas amostras poliminerálicas estudadas; C) Curva de sensibilidade TL, associada a história térmica e sedimentar do material. Estágios isotópicos marinhos baseados em Railsback et al., (2015).....30
- FIG. 13.** Reconstituição isotópica em foraminíferos planctônicos do testemunho sedimentar marinho CDH-79 ao longo da Terminação II. A) Variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$ em testas de Globigerinoides ruber, Globigerinoides sacculifer, Neoglobobulimina dutertrei e Globorotalia truncatulinoides dextral, em que é possível observar a estratificação marinha; B) Diferença isotópica entre G. sacculifer e G. ruber ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sac-rub}}$), correspondente ao registro da pluma de baixa salinidade vinda do Rio Amazonas; C) Diferença isotópica entre G. dutertrei e G. ruber ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$), em que, em termos gerais, está relacionada a variação da profundidade do topo da termoclina marinha e a intensidade local da AMOC; D) Diferença isotópica entre G. truncatulinoides dextral e G. ruber ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{trunca-rub}}$), também associada a variabilidade local da intensidade da AMOC em maiores profundidades.....32
- FIG. 14.** Correlação entre curvas de sensibilidade de luminescência, paleoprecipitação e proveniência sedimentar no Oeste do Atlântico Equatorial. A) Curva de sensibilidade OSL; B) Razão entre as sensibilidades IRSL/OSL; C) Curva de sensibilidade TL; D) Variação de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotema do oeste amazônico (NAR) associado aos ciclos de insolação de verão do HN, em que períodos úmidos (menores valores de $\delta^{18}\text{O}$) e secos (maiores valores

de $\delta^{18}\text{O}$) (Cheng et al., 2013); E) Proporção entre sedimentos andinos e cratônicos depositados na foz do Amazonas associado a ciclos de insolação de verão do HN e paleoprecipitação (Govin et al., 2014). Dados dos ciclos de insolação foram retirados de Berger et al., (1991)..... 34

FIG. 15. Curvas de decaimento dos sinais OSL, IRSL e TL do testemunho sedimentar CDH-79 ao longo da Terminação II. A) A curva OSL (azul) e a IRSL (vermelha) mostram contagem de fótons a cada 0,1 segundo por 100 segundos. Observa-se que a contagem de fótons das amostras quando estimuladas por IRSL é maior do que OSL, indicando uma contaminação por feldspato. Essas curvas foram geradas nos passos 6 e 5 do protocolo utilizado, respectivamente. B) A curva TL apresenta contagem de fótons a cada 0,5 °C ao longo de 250 °C. Esta curva se mostra pouco definida nas amostras analisadas e não apresenta um pico em 110 °C, característico da ativação de defeitos cristalinos no quartzo. Esta curva foi gerada nos passos 10 e 11 do protocolo usado. A integração desses três gráficos sugere que as amostras analisadas apresentam uma significativa contribuição de feldspato e empobrecimento em quartzo. Com isso, possivelmente, o sinal OSL registrado é originário do feldspato.....35

FIG. 16. Comparação dos sinais de luminescência nos principais rios da bacia amazônica com os registros encontrados do núcleo sedimentar CDH-79. Observa-se correlação entre a sensibilidade de luminescência do CDH-79 e os sinais dos sedimentos transportados pelo Rio Amazonas, assim como dos rios que drenam rochas andinas (Solimões e Madeira). No gráfico, os resultados de luminescência são organizados conforme as regiões de proveniência sedimentar: Cráton das Guianas (Rio Negro), Andes (rios Madeira e Solimões), Escudo do Brasil Central (rios Tapajós e Xingu), e a mistura de todos esses sedimentos no Rio Amazonas. A relação $\text{OSL}_f/\text{OSL}_{\text{total}}$ representa a fração de decaimento rápido do sinal OSL dividida pela curva total do sinal, enquanto o IRSL é expresso em contagem de fótons. Dados retirados de Sawakuchi et al. (2018)..... 36

FIG. 17. Integração dos dados de sensibilidade de luminescência e variação isotópica no testemunho sedimentar CDH-79 durante a Terminação II. A) Curva de sensibilidade OSL; B) Curva da razão entre as sensibilidades IRSL/OSL ; C) Variação de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotema no oeste amazônico (NAR) e ciclos de insolação de verão, onde períodos úmidos estão relacionados à atuação do SMAS e períodos secos ao deslocamento sul da ZCIT (Cheng et al., 2013); D) Proporção de sedimentos andinos versus cratônicos na foz do Amazonas associada aos ciclos de insolação do HN, em que a produção sedimentar andina coincide com os períodos de maior precipitação no oeste amazônico (Govin et al., 2014). A integração das curvas construídas de sensibilidade de luminescência com o registro de umidade no W Amazônico e variabilidade na produção sedimentar armazenado no Oeste do Atlântico Equatorial sugerem descarga de sedimentos andinos nos períodos de 145-132 ka AP, 130-110 ka AP e 100-90 ka AP; E) Diferença entre a composição dos isótopos estáveis de oxigênio de Neoglobobulimina dutertrei e Globobulimina ruber ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$); F) Diferença isotópica entre Globobulimina truncatulinoides dextral e G. ruber ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{trunca-rub}}$). Valores mais altos (baixos) na diferença isotópica indicam uma termoclina rasa (profunda) associados ao enfraquecimento (fortalecimento) do transporte de calor e salinidade pela AMOC. Altos (baixos) valores de insolação de verão boreal sugerem uma redução (aumento) na zonalidade dos ventos alísios. Em geral, a influência da AMOC ocorre nos períodos de 165-157 ka AP, 155-142 ka AP, 129-110 ka AP, 100-96 ka AP e 93-88 ka AP. As barras verticais azuis indicam possíveis períodos de transporte de calor e salinidade no oeste do Atlântico Equatorial para o Atlântico Norte e sua influência no hidroclima na bacia de drenagem amazônica, registrados no CDH-79 durante a Terminação II. Ciclos de insolação baseados em Berger et al., (1991)..... 40

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. Estratificação da porção superior da coluna d'água da Corrente Norte do Brasil...	17
TABELA 2. Protocolo adotado para a medida de sensibilidade OSL e TL nas amostras do testemunho CDH-79, adaptado de Sawakuchi et al. (2018) e Mendes et al. (2019).....	25
TABELA 3. Espécies de foraminíferos que serão analisados e suas principais características.....	28

LISTA DE EQUAÇÕES

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

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

% - Por cento

‰ - Por mil

°C - Graus Celsius

Al - Alumínio

AP - Antes do presente

AT - Água Tropical

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

AIA - Água Intermediária Antártica

AMOC - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

BOSL - *Blue Light Optically Stimulated Luminescence*

CCSE - Contra Corrente Sul Equatorial

CCOP - Corrente de Contorno Oeste Profundo

CB - Corrente do Brasil

CNB - Corrente Norte do Brasil

CSE - Corrente Sul Equatorial

Cts - Contagem

E - Leste

Fe - Ferro

FIG - Figura

G. ruber - *Globigerinoides ruber*

G. sacculifer - *Globigerinoides sacculifer*

G. trunca - *Globorotalia truncatulinoides dextral*

Gy - Gray

H - Hidrogênio

HS - Hemisfério sul

HN - Hemisfério norte

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change

IRSL - Infrared Light Optically Stimulated Luminescence

K - Potássio

ka - mil anos

km - Kilômetro

km² - Kilômetro quadrado

m³/s - Metros cúbicos por segundo

MIS - Marine Isotopic Stage

mg - miligrama

N. dutertrei - Neogloboquadrina dutertrei

NE - Nordeste

N - Norte

O - Oxigênio

OSL - Optically Stimulated Luminescence

S - Sul

Si - Silício

SiO₂ - Dióxido de silício

SMAS - Sistema de Monção da América do Sul

P - Fósforo

Ti - Titânio

TL - Thermoluminescence

Th - Tório

U - Urânio

W - Oeste

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. OBJETIVOS	14
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	14
3.1. Geologia Regional	14
3.1.1. Bacia amazônica	14
3.1.2. Bacia do Parnaíba	15
3.2. Feições oceanográficas e climáticas atuais na América e Atlântico Sul	16
3.3. Termoluminescência e luminescência opticamente estimulada	18
3.3.1. Defeitos cristalinos e sinais TL/OSL no quartzo	19
3.3.2. Sensibilização do quartzo e do feldspato	20
3.4. Ciclo isotópico do oxigênio	21
3.4.1. Isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em foraminíferos	22
4. MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1. Testemunho marinho CDH-79	23
4.2. Métodos	24
4.2.1. Análises de sensibilidade de luminescência	24
4.2.1.1. Preparação de amostras	24
4.2.2.2. Medida de sensibilidade de luminescência	24
4.2.2. Análises isotópicas	26
5. RESULTADOS OBTIDOS	29
5.1. Resultados de sensibilidade de luminescência	29
5.2. Resultados isotópicos	30
6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	32
6.1. Sensibilidade de luminescência: proveniência sedimentar e paleoprecipitação	32
6.2. Variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$ e intensidade da AMOC	35
6.3. Variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$ e pluma de baixa salinidade	36
6.4. Integração dos resultados obtidos com o estado da arte	37
7. CONCLUSÕES	40
8. BIBLIOGRAFIA	41

1. INTRODUÇÃO

A Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (*Atlantic meridional overturning circulation*, AMOC) é um dos principais mecanismos responsáveis pela manutenção dos padrões oceanográficos e climáticos no Oceano Atlântico e das áreas continentais adjacentes (e.g., Schmitz, 1995; Hazeleger & Drijfhout, 2006; Zhang et al., 2011). Assim, variações na sua intensidade, como desaceleração acentuada ou colapso total, afetariam substancialmente a precipitação sobre o continente sul-americano, incluindo o bioma amazônico (Marshall et al., 2014; Jackson et al., 2015; Good et al., 2022; Ciemer et al., 2021). Mudanças nos padrões de precipitação amazônica podem induzir a substituição da floresta tropical por ecossistemas não florestais, como savanas (Malhi et al., 2009) e, por consequência, afetar a distribuição de chuvas em boa parte da América do Sul (Lovejoy & Nobre, 2018). O sexto relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC 2023) indica um possível enfraquecimento da AMOC ao longo do século XXI, mas classifica seu colapso como muito improvável. No entanto, diversos estudos indicam a superestimação da estabilidade da AMOC (e.g., Bakker et al., 2016; Liu et al., 2017; Weijer et al., 2020) e que ela está a caminho do colapso (Caesar et al., 2021; Ditlevsen & Ditlevsen, 2023).

No final do período Quaternário, a AMOC sofreu diversas desacelerações e colapsos (Hofmann & Rahmstorf, 2009; Böning et al., 2016), especialmente durante as transições glacial-interglacial, denominadas *Terminações*. Variações na intensidade da AMOC alteraram o transporte de calor e sal no Oceano Atlântico (Santos et al., 2022), influenciaram a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Mulitza et al., 2017) e a circulação do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (Chiessi et al., 2009), ambos responsáveis pela precipitação na bacia amazônica. Variações na precipitação sobre a bacia, por sua vez, alteram as taxas de produção sedimentar e descarga dos sistemas fluviais amazônicos (Crivellari et al., 2018), os quais se acumulam em seu sítio deposicional.

Este trabalho de formatura visou caracterizar as mudanças na estratificação da porção superior da coluna de água do oeste do Atlântico equatorial e as variações na precipitação amazônica na transição dos estágios isotópicos marinhos (*Marine Isotopic Stages*, MIS) 6 e 5, ao longo da *Terminação II*, a fim de compreender como as mudanças nos padrões de precipitação e, consequentemente, descarga fluvial na bacia amazônica influenciam ou são influenciadas pelas variações na intensidade da AMOC. Para isso, foi analisado o testemunho sedimentar marinho CDH-79, coletado a NE da desembocadura do Rio Amazonas, em que foram realizadas as análises de sensibilidade de luminescência opticamente estimulada em sedimentos siliciclásticos (indicador de proveniência sedimentar e variação da descarga fluvial) e isótopos estáveis de oxigênio em carapaças de foraminíferos com calcificação aparente em diferentes níveis da coluna de água, *i.e.* *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neoglobobulimina dutertrei* e *Globobulimina*

truncatulinoides dextral (para a reconstrução da estratificação da coluna de água e da variabilidade da intensidade da AMOC).

2. OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho foi determinar as variações na proveniência de sedimentos siliciclásticos e descarga fluvial da bacia amazônica, bem como investigar as mudanças na estratificação da porção superior da coluna de água no oeste do Atlântico equatorial durante a *Terminação II*, a fim de verificar se existe uma relação entre estes fenômenos. Para atingir o objetivo principal, foram propostos os seguintes objetivos específicos:

(i) Caracterizar a sensibilidade de luminescência dos sedimentos siliciclásticos do testemunho sedimentar marinho CDH-79 em 75 amostras, cobrindo o período de 170 a 80 ka;

(ii) Caracterizar variações de proveniência e descarga fluvial obtidos a partir dos dados sensibilidade;

(iii) Determinar a composição de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de quatro espécies de foraminíferos planctônicos, i. e. *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neogloboquadrina dutertrei* e *Globorotalia truncatulinoides dextral* em 30 amostras do testemunho CHD-79, no mesmo intervalo temporal;

(iv) Determinar a diferença na composição isotópica entre as espécies analisadas, para reconstruir a estratificação da coluna d'água e, por sua vez, a variabilidade da AMOC;

(v) Interpretar o conjunto de dados com base no estado-da-arte da literatura internacional a respeito do tema.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Geologia Regional

A Bacia Pará-Maranhão é exclusivamente marinha, situada na margem equatorial brasileira, entre os meridianos 47°W e 44°W e paralelos de 10°N a 10°S, compreendendo uma área de 48.000 km² (Soares et al., 2007). Esta região é significativamente influenciada pelos sistemas hidrográficos do Amazonas e Parnaíba, responsáveis pelo transporte fluvial de sedimentos e posterior deposição.

3.1.1. Bacia amazônica

A Bacia de Drenagem Amazônica abrange uma área de aproximadamente 7 milhões de km², compartimentada pela Cordilheira dos Andes a oeste, pelos Crátons da Guiana e Brasil Central ao norte e ao sul, respectivamente, e Planície Amazônica (Putzer, 1984). O sistema fluvial amazônico drena rochas metassedimentares paleozóicas e mesozóicas e ígneas terciárias da Cordilheira dos Andes (Putzer, 1984); rochas ígneas, sedimentares e

metamórficas de alto grau dos crátons da Guiana e Brasil Central (Putzer, 1984); e rochas sedimentares e cenozóicas da Planície Amazônica (Bigarella, 1973; Putzer, 1984).

O Rio Amazonas é o principal rio desta bacia hidrográfica com extensão de 3000 km, aproximadamente, responsável pela descarga média anual de até 200.000 m³/s (Meade, 1994). Seus maiores tributários, são os rios: (i) Solimões e Madeira, classificados como de águas brancas por transportar grande quantidade de material em suspensão (Gibbs, 1967); (ii) Negro, definido como de águas pretas, devido à grande quantidade de matéria orgânica dissolvida e pouco sedimento em suspensão (Konhauser et al., 1994); e (iii) Tapajós e Xingu, de águas claras com baixa concentração de sedimentos orgânicos e inorgânicos (Moreira-Turcq et al., 2003).

Estudos demonstram que a Cordilheira dos Andes é o principal contribuinte sedimentar neste sistema fluvial (Filizola & Guyot, 2009; Höppner et al., 2018; Sawakuchi et al., 2018). Os materiais transportados pelo Rio Amazonas são depositados na porção nordeste da margem continental da América do Sul sob a influência da Corrente Norte do Brasil (CNB) (Kineke & Sternberg, 1995). Uma menor quantidade desta carga sedimentar é direcionada para leste pela Contra Corrente Sul Equatorial (CCSE) e para sudeste pela Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCOP) (Petschick et al., 1996; Richardson & Fratantoni, 1999).

3.1.2. Bacia do Parnaíba

A Bacia hidrográfica do Parnaíba abrange uma área de, aproximadamente, 330 mil km², sendo o Rio Parnaíba seu principal efluente, com extensão de até 1400 km. Localizada nos estados do Piauí, Maranhão e Ceará, a bacia apresenta uma diversidade de feições climáticas, que vão de semi-áridas e sub-úmidas a úmidas.

Caracterizada como uma bacia intracratônica, a Bacia do Parnaíba é delimitada pelos crátons São Luís ao norte e São Francisco a sudeste, ambos com uma história geológica que remonta ao Pré-Cambriano (Klein et al., 2005; Sial et al., 2009).

De acordo com Almeida & Cordeiro (2004), a Bacia do Parnaíba desenvolve-se sobre um embasamento continental, constituído por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, do final do Proterozóico e início do Paleozóico, durante a Estabilização da Plataforma Sul Americana (Caputo, 1984; Cordani et al., 1984). A subsidência inicial da bacia é relacionado a eventos térmicos pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro, ocorridos no Neoproterozóico (Cordani et al., 1984; Vaz et al., 2007). Posteriormente, a sucessão de rochas sedimentares e magmáticas na bacia é composta por cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera e Neocarbonífera-Eotriássica, associadas ao Estágio de Estabilização e as flutuações dos níveis eustáticos dos mares epicontinentais Eopaleozóicos e, Jurássica e Cretácea, que estão ligadas à abertura do Atlântico equatorial (Vaz et al., 2007).

3.2. Feições oceanográficas e climáticas atuais na América e Atlântico Sul

O sistema de circulação oceânica global é fortemente influenciado pela AMOC, responsável pelo transporte de calor, salinidade e massas de água superficiais originadas em regiões tropicais, destinadas a regiões de maiores latitudes do hemisfério norte (HN), retornando com águas profundas e frias ao hemisfério sul (HS) (Bryden et al, 2005; Zhang et al., 2011). Esta dinâmica desempenha um papel fundamental na regulação do clima do planeta, distribuindo o calor dos oceanos para áreas continentais adjacentes e influenciando diretamente os padrões climáticos regionais e globais (e.g., Schmitz, 1995; Hazeleger & Drijfhout, 2006; Zhang et al., 2011).

A dinâmica oceânica global é impulsionada pela dinâmica atmosférica e pela diferença de densidade das massas de água, conhecida como Circulação Termohalina, compreendendo (FIG. 1): i) zonas de ressurgência, onde águas profundas são transportadas para a superfície; ii) zonas de subducção, ocorrem em regiões polares, onde as massas de água se tornam mais densas e afundam; iii) correntes superficiais, quentes e menos densas, que se deslocam em direção a latitudes mais elevadas e iv) correntes profundas, mais frias e densas, fluindo em direção a latitudes mais baixas (Kuhlbrodt et al., 2007).

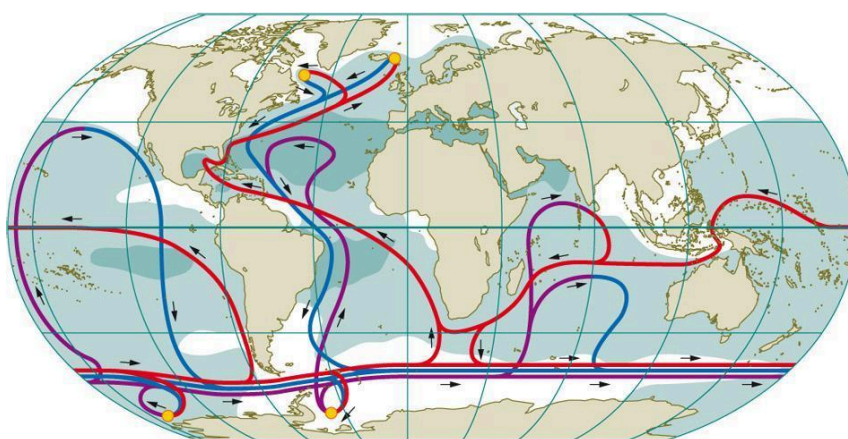


FIG. 1. Esquema da Circulação Termohalina Global. Em amarelo, são destacadas regiões onde ocorre a convecção ou subducção de massas de água, em que correntes superficiais aquecidas são resfriadas e densificadas e, por isso, afundam; em azul, representam as correntes profundas frias e densas formadas em altas latitudes (regiões polares) direcionadas à menores latitudes, em que, posteriormente, serão ressurgidas e seguirão como correntes superficiais aquecidas rumo às regiões polares (linhas vermelhas) (Kuhlbrodt et al., 2007).

O oceano Atlântico é particularmente afetado pela AMOC, em que águas superficiais são aquecidas nos trópicos e deslocadas em direção às regiões polares (Bryden et al, 2005; Zhang et al., 2011). A circulação superficial oceânica no Atlântico Sul é moldada pela interação entre os ventos e o efeito Coriolis (Ross, 1995), resultando na formação do sistema de giro subtropical (Peterson & Stramma, 1991). Este sistema exerce uma influência direta sobre a direção da Corrente Sul Equatorial (CSE), deslocando-a para oeste no

Atlântico Sul, onde bifurca-se e forma as principais correntes da margem sul-americana, sendo: Corrente Norte do Brasil (CNB), que segue ao longo da margem nordeste e norte do Brasil e, Corrente do Brasil (CB), que dirige-se para o sul do país (Peterson & Stramma, 1991). A CNB é verticalmente estruturada pelas massas de água (TABELA 1): Tropical, Central do Atlântico Sul e Intermediária Antártica.

TABELA 1. Estratificação da porção superior da coluna d'água da Corrente Norte do Brasil.

	Massa de água	Características gerais	Referências
<= 100 m (camada de mistura)	Água Tropical (AT)	Águas quentes e salinas	(Emilson, 1961; Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013)
de 100 a 500 m (termoclina permanente)	Água Central do Atlântico Sul (ACAS)	Águas com ampla variação de salinidade e temperatura	(Kroopnick, 1985; Locarnini et al., 2013; Zweng et al, 2013)
de 500 a 1200 m	Água Intermediária Antártica (AIA)	Águas frias e de baixa salinidade	(Kroopnick, 1985; Stramma & England, 1999)

O clima na região equatorial do continente sul-americano é influenciado pelo Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e pelas Zonas de Convergência Intertropical (ZCIT) e Atlântico Sul (ZCAS) (FIG. 2; Garreaud et al., 2009). O SMAS é um dos principais mecanismos de transporte de umidade para o continente, formado pelas variações sazonais no contraste térmico entre o continente sul-americano e o oceano Atlântico tropical (Vera et al., 2006), que resulta nas oscilações na intensidade do deslocamento sazonal de massas atmosféricas enriquecidas ou empobrecidas em umidade (Wallace & Hobbs, 2006).

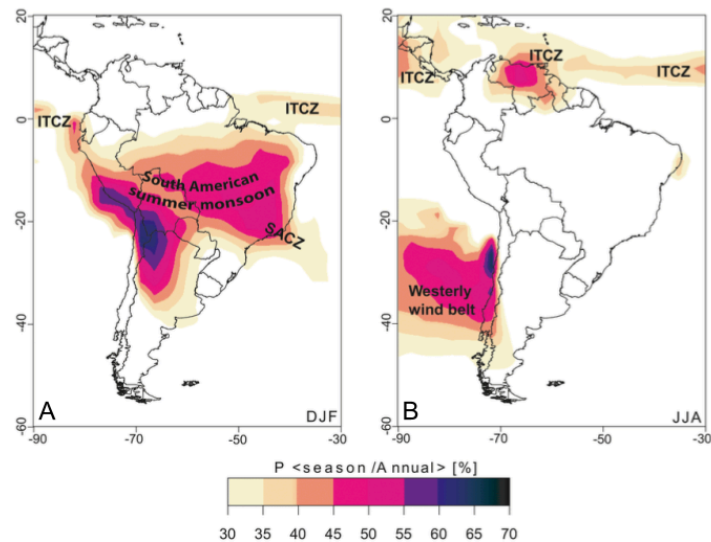


FIG. 2. Mapa mostrando a quantidade relativa de precipitação em dois períodos: A) verão austral (dezembro a fevereiro) e B) verão boreal (junho a agosto) na América do Sul. No verão austral, intensifica-se a dinâmica da monção da América do Sul com o deslocamento para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), aumentando a umidade nas regiões tropicais e subtropicais da América do Sul, como o oeste da Amazônia e o nordeste brasileiro. No inverno austral, a ZCIT se desloca para o norte, favorecendo os máximos de precipitação no norte da região amazônica. Principais componentes climáticos: ITCZ (sigla em inglês para *Intertropical Convergence Zone* - Zona de Convergência Intertropical) e *South American Summer Monsoon* (Sistema de Monção da América do Sul - SAMS). Adaptado de Flantua et al., (2015).

A convergência de massas de ar vindas de latitudes subtropicais de ambos os hemisférios resulta na formação da ZCIT e na precipitação a ela associada, alinhada ao equador (Grodsky et al., 2003), e a ZCAS, alinhada na direção noroeste/sudeste da América do Sul (Zhou & Lau, 1998), representados na FIG. 2. A ZCIT migra sazonalmente de acordo com a variação no gradiente meridional da temperatura da superfície do mar dos oceanos tropicais (Hastenrath, 1977; 2002; 2006), causada pela intensidade recebida de radiação solar, de modo que de agosto a setembro a ZCIT está alinhada à latitude 9°N e de março a abril, a ZCIT desloca-se até a latitude 2°S (Schneider et al. 2014). Já, a ZCAS também migra sazonalmente em concordância com o gradiente térmico do mar e a radiação solar, entretanto compreende momentos de intensa precipitação em períodos de tempo curtos, de modo a percorrer até 26°S, entre novembro e fevereiro, a até 10°S para junho a agosto (Zhou & Lau, 1998).

3.3. Termoluminescência e luminescência opticamente estimulada

A luminescência é a emissão de luz por materiais cristalinos, previamente submetidos à radiação ionizante, estimulado por um agente excitante, podendo ser luz azul ou infravermelho (luminescência opticamente estimulada por luz azul - *blue light optically stimulated luminescence*, BOSL ou luminescência opticamente estimulada por luz infravermelho - *infrared light optically stimulated luminescence*, IRSL, respectivamente) ou o calor (termoluminescência - *thermoluminescence*, TL).

A Teoria de Bandas dos Sólidos é fundamental para a elaboração de modelos que explicam o fenômeno da luminescência (FIG. 3; Yukihiro & McKeever, 2011). Em escala atômica, a radiação ionizante natural, proveniente do decaimento radioativo de elementos como K, U e Th em minerais presentes no sedimento, interage com os átomos do mineral. Esse processo resulta na criação de partículas com carga positiva (buracos) e negativa (elétrons), que se movem pelas bandas de condução e de valência. Esses portadores de carga podem ser aprisionados em armadilhas na banda proibida, as quais são associadas a defeitos na rede cristalina, como impurezas e vacâncias. Quando o mineral é estimulado por calor ou luz, a probabilidade de recombinação do par elétron-buraco aumenta, resultando na emissão de luz durante a recombinação. A intensidade da emissão de luminescência está relacionada à quantidade de pares elétron-buraco aprisionados e à eficiência de suas recombinações (Yukihiro & McKeever, 2011).

A luminescência é uma técnica científica moderna em desenvolvimento desde a década de 1960 (Aitken et al., 1964; Wintle & Huntley, 1979, 1980), amplamente utilizada nas geociências para a datação de depósitos sedimentares (Huntley, 1985; Sawakuchi et al., 2008; Pupim et al., 2017) e recentemente em estudos de proveniência sedimentar (Zular et al., 2015; Sawakuchi et al., 2018; Gray et al., 2019). As vantagens da aplicabilidade da luminescência na geociências incluem a abundância do quartzo e feldspato em diversos

contextos geológicos, além de suas características de resistência a erosão e intemperismo químico. No entanto, apesar de sua eficácia, esse *proxy* apresenta limitações e requer mais estudos e aprimoramentos para expandir suas aplicações (Davis & Fox, 2009; Sawakuchi et al., 2011; Campos et al., 2022).

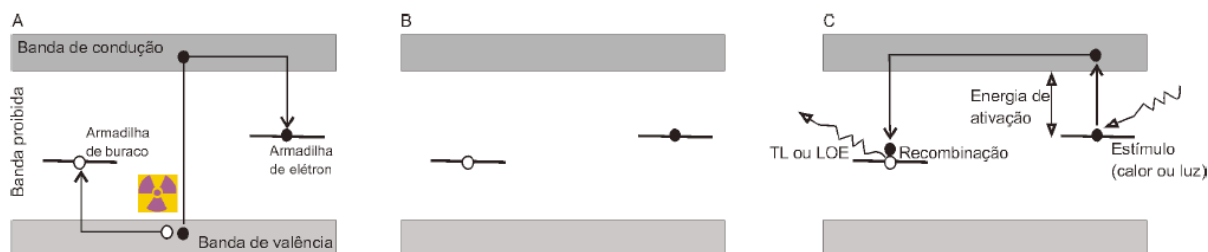


FIG. 3. Representação esquemática do fenômeno da luminescência e a Teoria de Banda dos Sólidos. As armadilhas são representadas por linhas pretas na banda proibida, enquanto os elétrons e buracos são tratados como esferas pretas e brancas, respectivamente. A) Exposição à radiação ionizante, gerando elétrons, buracos e armadilhas livres que podem ser recombinados na banda proibida; B) Elétron e buraco aprisionados em armadilhas, estado metaestável; C) Estímulo do material com calor ou luz, permitindo a liberação de buracos e elétrons que, quando recombinados, emitem luz (luminescência) ou calor (termoluminescência). Retirado de Sawakuchi, (2011).

3.3.1. Defeitos cristalinos e sinais TL/OSL no quartzo

O quartzo é o segundo mineral mais abundante da crosta continental da Terra (após o feldspato) e incorpora diversas rochas, tais como sedimentares, metamórficas e ígneas. Este mineral possui duas formas cristalográficas: i) quartzo- α , estável a temperatura ambiente e abundante no planeta e quartzo- β , estável a temperatura e pressão superior a 573 °C e 105 MPa, respectivamente (Deer et al., 2004). O cristal de quartzo é composto por tetraedros de silício (SiO_2) interligados, apresentando um sistema cristalino trigonal/hexagonal. O hábito típico do quartzo é caracterizado por formas prismáticas hexagonais e romboédricas inclinadas em relação ao eixo 'c' (Deer et al., 2004).

Os defeitos cristalinos mais comuns no quartzo incluem vacâncias de oxigênio e impurezas resultantes da substituição de Si^{4+} por Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} e P^{5+} . Essas substituições causam um desequilíbrio de cargas, permitindo a captura de elétrons e cátions monovalentes para compensação das cargas, o que resulta na formação de defeitos cristalinos intersticiais. Esses principais defeitos no quartzo criam as armadilhas para o par elétron-buraco, conforme descrito na Teoria de Bandas Sólidas. Tais defeitos são favorecidos pelo aumento da temperatura de cristalização do quartzo e ciclos de soterramento e exposição, o que, por sua vez, intensifica a luminescência do mineral (Preusser et al., 2009).

A intensidade TL é expressa em contagem de fótons emitidos em resposta ao aumento da temperatura. No quartzo, esta curva é principalmente caracterizada nos picos em 110 °C e 325 °C, que correspondem à energia necessária para a liberação do par

elétron-buraco correspondente às suas respectivas armadilhas (FIG. 4A). Já, os sinais de OSL são representados pela soma das componentes rápidas, médias e baixas do decaimento do sinal. A curva da intensidade de sinal OSL (FIG. 4B) e IRSL comumente apresentam um decaimento exponencial rápido da contagem de fótons emitidos, acompanhado posteriormente por um ruído constante. O feldspato também emite luz ao ser estimulado e, geralmente, a sua sensibilidade é maior do que em grãos de quartzo (Gliganic et al., 2017).

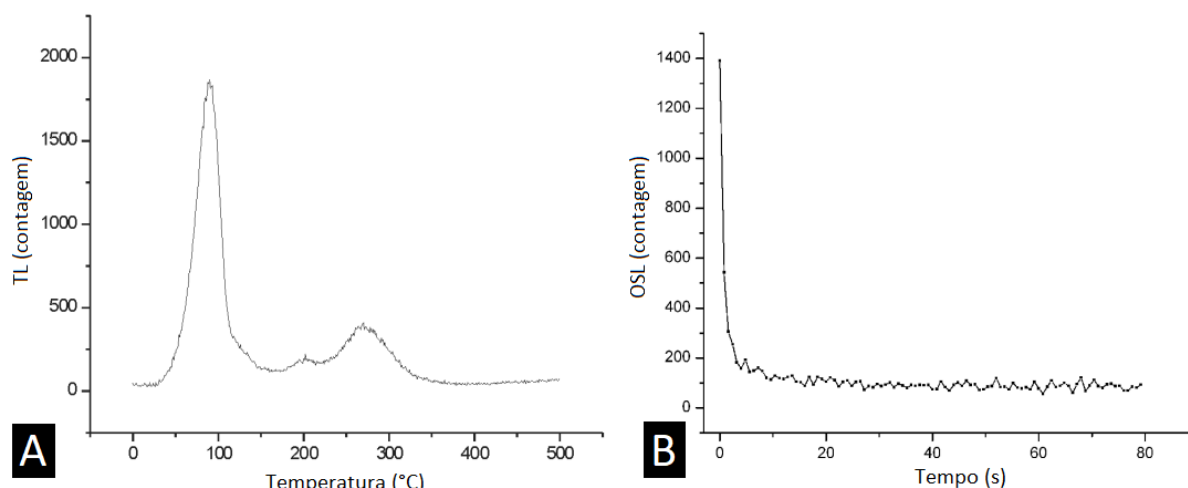


FIG. 4. Gráficos de emissão de luz característicos do quartzo sob diferentes estímulos (calor e luz). A) Curva de sinal TL do quartzo, com picos de emissão de luz em 110 °C e 325 °C, correspondentes às armadilhas de par elétron-buraco que requerem essa energia de ativação para liberar essas partículas; B) Curva de sinal OSL do quartzo, apresentando decaimento rápido da emissão de luz nos primeiros 5 segundos. Esta curva é composta pela soma das componentes rápidas, médias e lentas do decaimento do sinal de OSL. Retirado de Sawakuchi, (2011).

3.3.2. Sensibilização do quartzo e do feldspato

A sensibilidade de luminescência é definida como a intensidade de luz emitida por uma unidade de massa do material e unidade de dose de radiação absorvida, expressa em contagem de fótons por Gray por miligrama ($\frac{\text{contagem de fótons}}{\text{Gray} \cdot \text{mg}}$). Amostras de mesma massa, expostas à mesma radiação ionizante, podem exibir intensidades de luminescência variadas (e.g., Sawakuchi et al., 2011, Sawakuchi et al., 2020, Mineli et al. 2021), e esta variabilidade pode ser utilizada para estudos de proveniência sedimentar e paleotemperatura.

Experimentos laboratoriais mostram que as sensibilidades OSL e TL aumentam após ciclos de estímulo por luz e irradiação ionizante em um material (Pietsch et al., 2008). Na natureza, esses ciclos refletem períodos de deposição, quando o material é irradiado devido ao decaimento radioativo de minerais circundantes, e de erosão, quando ocorre o esvaziamento da energia acumulada (FIG. 5; Pietsch et al., 2008). Devido a geração e

reorganização de defeitos cristalinos, sucessivos ciclos favorecem o aumento na intensidade de luminescência (Preusser et al., 2009).

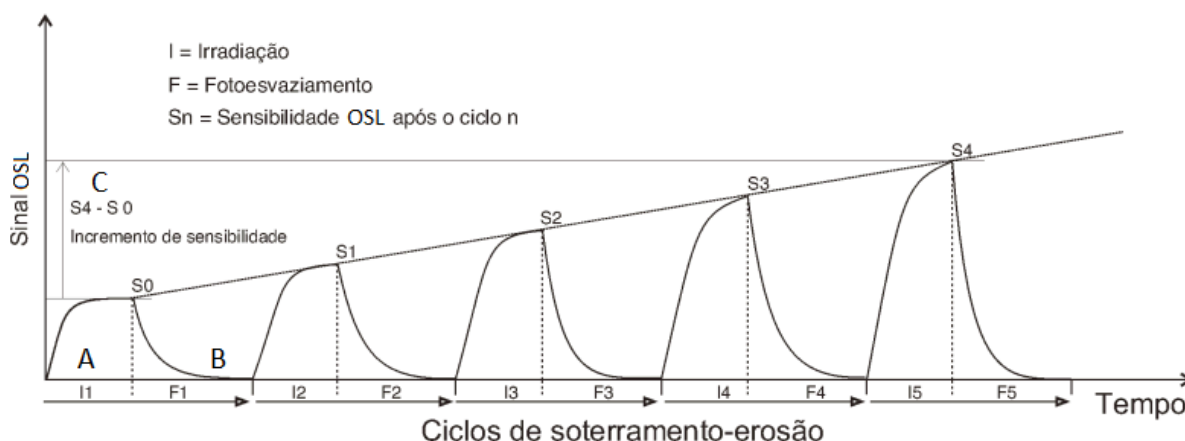


FIG. 5. Esquema ilustrativo do aumento na sensibilidade de luminescência OSL ao longo de ciclos de soterramento e erosão do quartzo. A) Em 'I', observa-se a irradiação ionizante resultante do decaimento radioativo dos elementos U, K e Th em minerais adjacentes, além da radiação cósmica, para cada ciclo de soterramento do grão de quartzo; B) Em 'F', ocorre o fotoesvaziamento da energia acumulada devido à exposição do grão à luz solar (erosão); C) A cada ciclo de soterramento e erosão (irradiação e fotoesvaziamento, respectivamente), há o incremento na intensidade do sinal OSL do grão de quartzo ($S_n - S_{n-1}$), refletindo a sua história sedimentar. Retirado de Sawakuchi, (2011).

A sensibilização do quartzo é influenciada por diversos fatores geológicos e geomorfológicos. Embora sucessivos ciclos de soterramento e erosão contribuam para a sensibilização dos grãos de quartzo, sedimentos fluviais tendem a apresentar sinais OSL mais baixos devido à sua curta trajetória sedimentar, ao contrário dos sistemas costeiros, que, com uma história sedimentar mais prolongada, possuem sinais OSL mais elevados (Sawakuchi et al., 2011). Além disso, a história térmica da rocha também desempenha um papel crucial, pois rochas formadas em temperaturas de cristalização mais altas tendem a gerar sinais OSL mais intensos, devido à criação de defeitos cristalinos e à incorporação de impurezas durante o processo de formação do quartzo (Sawakuchi et al., 2011). Fatores geomorfológicos, como a taxa de denudação, também influenciam a sensibilização dos grãos: em que regiões com taxas de denudação mais elevadas apresentam baixos sinais OSL em quartzo e altos sinais IRSL em feldspato (associados ao intemperismo), enquanto o contrário também pode ser observado (Sawakuchi et al., 2018).

3.4. Ciclo isotópico do oxigênio

O ciclo isotópico do oxigênio ocorre por meio de moléculas de água (H_2O) que fazem parte do sistema hidrológico planetário. O fracionamento isotópico dessas moléculas também envolve os isótopos estáveis de hidrogênio, com o prótio (1H) sendo o mais abundante, seguido pelo deutério (2H). Contudo, para efeitos de simplificação, nesta seção

considera-se apenas os isótopos estáveis de oxigênio, especificamente ^{16}O (mais leve) e ^{18}O (mais pesado), uma vez que são mais relevantes em estudos paleoclimáticos.

O fracionamento isotópico entre os isótopos ^{18}O e ^{16}O é quantificado pela razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, expressa como $\delta^{18}\text{O}$. Reservatórios relativamente enriquecidos em ^{16}O tendem a apresentar valores de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente mais negativo, enquanto valores menos negativos (i. e., mais positivos) indicam o contrário.

O ciclo isotópico do oxigênio nos reservatórios de água terrestres está ilustrado na FIG. 6. Durante a evaporação dos oceanos, há uma remoção preferencial das moléculas de água contendo ^{16}O , tornando os oceanos relativamente mais enriquecidos em ^{18}O . Na condensação da água, as moléculas mais pesadas, contendo ^{18}O , precipitam com maior facilidade, fazendo com que as nuvens se tornem isotopicamente mais leves (enriquecidas em ^{16}O). Durante a formação das calotas polares, os oceanos se tornam ainda mais enriquecidos em ^{18}O . No processo de degelo, estes reservatórios liberam ^{18}O e ^{16}O , restabelecendo uma proporção mais equilibrada entre os dois isótopos nos oceanos.

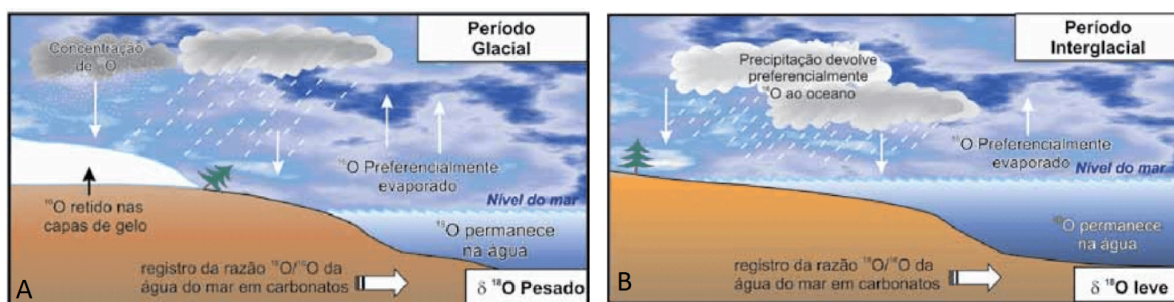


FIG. 6. Ciclo isotópico do oxigênio nos principais reservatórios de água terrestre. A) Durante os períodos glaciais, o fracionamento isotópico do oxigênio promove o acúmulo de ^{16}O e ^{18}O em calotas polares, levando ao enriquecimento relativo de ^{18}O na água do mar, resultando em valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos. B) Nos períodos interglaciais, o derretimento das calotas polares e escoamento de água para o oceano promovem o restabelecimento do equilíbrio isotópico entre ^{16}O e ^{18}O do mar, o que resulta em valores negativos ou próximo a zero de $\delta^{18}\text{O}$. Retirado de Zerfass et al., (2011).

Assim, durante os períodos glaciais, as águas marinhas possuem os valores $\delta^{18}\text{O}$ mais positivos, os quais estão associados à formação e evolução das calotas polares. Em contrapartida, nos períodos interglaciais, as águas dos oceanos são isotopicamente mais leves, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ negativos ou próximos a 0 ‰ (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007), refletindo, também, a elevação do nível do mar. As variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ no registro geológico definem os MIS do período Quaternário, em que os períodos glaciais ($\delta^{18}\text{O}$ menos negativo) são identificados por um sufixo numérico par e os interglaciais ($\delta^{18}\text{O}$ mais negativo) por números ímpares (Emiliani, 1955; Shackleton, 1969; Railsback et al., 2015).

3.4.1. Isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em foraminíferos

Foraminíferos são protozoários eucariontes unicelulares, tipicamente marinhos, que vivem na coluna d'água (planctônicos) ou no assoalho marinho (bentônicos) e têm origem no

Cambriano Inicial. Segundo a classificação de Brasier (1985), esses organismos pertencem ao Reino Protista, Filo Sarcodina, Classe Rhizopoda e Ordem Foraminiferida. Os foraminíferos se destacam por suas carapaças, chamadas de testas, que são frequentemente compostas por carbonato de cálcio, mas também podem ser orgânicas, silicosas ou formadas por materiais aglutinantes. As testas podem ser uniloculares (compostas por uma câmara) ou pluriloculares (compostas por várias câmaras), interconectadas por uma abertura umbilical chamada de forâmen. Através dos poros e do forâmen das carapaças, o ectoplasma desses organismos se estendem em forma de pseudópodes, que são utilizados para locomoção, alimentação, troca de gases, formação das testas, entre outras funções (Myers, 1943; Boersma, 1998; Pawlowski et al., 2003).

Os foraminíferos são amplamente utilizados na paleoclimatologia e paleoceanografia devido a sua capacidade de registrar as condições ambientais em que viveram através das características isotópicas e químicas de suas testas (Emiliani, 1955; Shackleton, 1967). A variação na composição isotópica dos foraminíferos, principalmente em relação aos isótopos estáveis de oxigênio, ^{18}O e ^{16}O , fornecem informações sobre a paleotemperatura e o nível da água do mar ao longo do tempo geológico.

Dados de $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos planctônicos são comumente utilizados para a reconstituição da estratificação da porção superior da coluna de água, uma vez que diferentes espécies apresentam profundidades aparentes de calcificação distintas (Mulitza et al., 1997; Chiessi et al., 2007). Estes microfósseis encontram-se bem preservados em sedimentos marinhos, são bem distribuídos geograficamente e sensíveis a mudanças ambientais (Berger, 1969; 1971). A calcificação de suas testas ocorre em equilíbrio isotópico com a água do mar (Rohling & Cooke, 1999) e é controlada pela temperatura e composição de $\delta^{18}\text{O}$ da água.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Testemunho marinho CDH-79

O testemunho sedimentar marinho CDH-79 foi coletado em um monte submarino na margem continental brasileira (FIG. 7; 00 39.6853 N, 44 20.7723 W; 2345 m de coluna d'água e 32,12 m de comprimento) durante a expedição R/V Knorr (KNR197-4), em fevereiro de 2010. O testemunho abrange os últimos 1,93 Ma, cobrindo do MIS-1 ao MIS-72, com taxa média de sedimentação de 3,35 cm/ka (Ferreira et al., 2021). Para este trabalho de formatura, foi analisado o intervalo do testemunho sedimentar entre 0,8 e 3,8 m de profundidade, que abrangem o período de 80 a 170 ka (MIS-5 e MIS-6), segundo o modelo de idades de Ferreira et al. (2021).

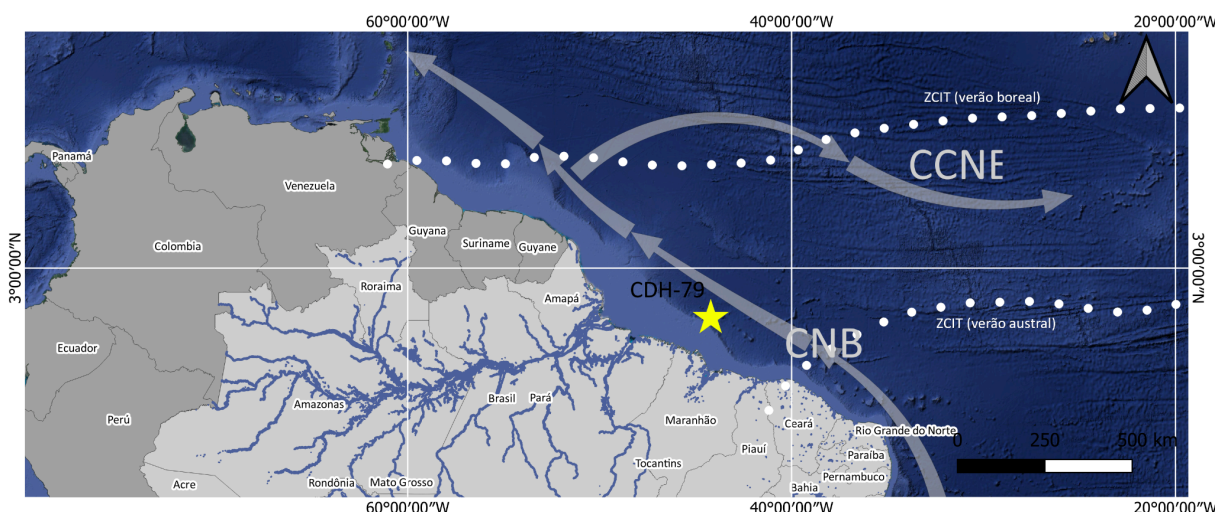


FIG. 7. Localização da coleta do testemunho sedimentar marinho CDH-79 e as principais correntes superficiais do Oeste do Atlântico Sul. As linhas pontilhadas com pontos arredondados mostram a localização aproximada da Zona de Convergência Intertropical ao longo do oceano Atlântico durante o verão austral (dezembro a fevereiro) e boreal (junho a agosto). CNB - Corrente Norte do Brasil; CCNE - Contra Corrente Norte Equatorial (Adaptado de Peterson & Stramma, 1991).

4.2. Métodos

4.2.1. Análises de sensibilidade de luminescência

4.2.1.1. Preparação de amostras

Para as análises de sensibilidade de luminescência, foram selecionadas amostras a cada 4 cm no intervalo 0,8 a 3,8 m do testemunho sedimentar marinho CDH-79. A preparação desses materiais foi realizada no Laboratório de Sedimentologia da Universidade de São Paulo e seguiu os seguintes passos: (i) peneiramento úmido em peneira de 63 μm , para seleção do material inferior a 63 μm ; (ii) ataque químico com H_2O_2 a 27 % para remoção de matéria orgânica; (iii) ataque químico com HCl a 10 % para remoção de carbonatos; e (iv) armazenamento do material preparado em solução de acetona. Após as etapas (i), (ii) e (iii), as amostras foram submetidas à centrifugação para concentração do material particulado e eliminação do excesso de água/solução antes de prosseguir para a etapa seguinte.

4.2.2.2. Medida de sensibilidade de luminescência

As análises de sensibilidade foram realizadas no leitor de luminescência Risø TL/LOE DA-20, no Laboratório de Luminescência e Espectrometria Gama (LEGAL) da Universidade de São Paulo. Após a preparação das amostras, os seguintes passos foram realizados: (i) homogeneização da solução sedimento-acetona; (ii) aplicação de três gotas em discos de inox; e (iii) transferência dos discos para o carrossel do leitor de luminescência (FIG. 8). Cada carrossel comporta 48 alíquotas, sendo 6 delas alocadas para cada profundidade analisada. Os valores de OSL (BOSL), IRSL e TL são avaliados em cada

conjunto de 6 alíquotas, e suas médias são calculadas para reduzir o desvio padrão e melhorar a precisão dos resultados para cada amostra. O protocolo para medição de sensibilidade OSL, IRSL e TL foi adaptado de Sawakuchi et al., (2018) e Mendes et al., (2019) (descritos na TABELA 3), visando medir o sinal dominante do quartzo e minimizar a contribuição do sinal de contaminação por feldspato, em que IRSL foi aplicado anterior ao estímulo por OSL.



FIG. 8. Alíquotas preparadas das amostras poliminerálicas do CDH-79 encaixadas no carrossel do leitor de luminescência Risø TL/LOE DA-20.

TABELA 2. Protocolo adotado para a medida de sensibilidade OSL e TL nas amostras do testemunho CDH-79, adaptado de Sawakuchi et al. (2018) e Mendes et al. (2019).

Passo	Procedimentos	Propósito
1	Estimulação com luz infravermelho a 125°C por 100s	Fotoesvaziamento do sinal natural do feldspato
2	Estimulação com luz azul a 125°C por 100s	Fotoesvaziamento do sinal natural do quartzo
3	Dose aplicada de 15 Gy	Regeneração da dose
4	Termoluminescência a 200°C por 10 s	Eliminação de sinais de luminescência instáveis
5	Estimulação com luz infravermelho a 125°C por 100s	Fotoesvaziamento e registro de cargas do feldspato (IRSL)
6	Estimulação com luz azul a 125°C por 100s	Medida de contagens emitidos pelo quartzo (OSL)
7	Estimulação com luz azul a 125°C por 100s	Medida do sinal de <i>background</i> OSL
8	Termoluminescência até 250°C	Fotoesvaziamento por TL
9	Dose aplicada de 15 Gy	Regeneração da dose
10	Termoluminescência até 250°C	Medida da termoluminêscia (TL)
11	Termoluminescência até 250°C	Medida do sinal de <i>background</i> TL

Após a medição da sensibilidade de luminescência das amostras, determina-se: (i) **a sensibilidade IRSL**, representada pela integração do sinal do primeiro 1s de decaimento da curva do passo 5, subtraindo o *background* correspondente aos últimos 10s da mesma curva; (ii) **a sensibilidade OSL**, calculada pela integração do primeiro 1s de decaimento da curva do passo 6, subtraindo o *background* do primeiro 1s de decaimento da curva do passo 7 ou também pode ser representada como uma porcentagem deste primeiro 1s de sinal da curva do passo 6, em relação ao sinal total da curva (indicando a contribuição da intensidade da componente rápida do sinal OSL no quartzo em relação a toda a curva e a

forma da curva - Jain et al., 2003; Sawakuchi et al., 2018); (iii) **a razão das sensibilidades IRSL/OSL**, em contagem de fótons, sendo um indicativo da quantidade de feldspato nas amostras polimineráticas (Duller, 2003; Sawakuchi et al., 2018) e, por fim, (iv) **a sensibilidade TL**, calculada através da integração do sinal de 80 °C a 120 °C da curva do passo 10, subtraindo o *background* correspondente ao mesmo intervalo na curva do passo 11. A sensibilidade TL também é apresentada como uma porcentagem do sinal de 80 °C a 120 °C da curva do passo 10 em relação ao sinal total da mesma curva. Para cada sensibilidade analisada, foram criados gráficos com média móvel de quatro janelas. Estes cálculos foram realizados para cada alíquota medida e os valores de cada amostra são referentes à média das seis alíquotas analisadas para cada amostra.

Os resultados foram processados pelo *software* livre *Analyst* e compilados na linguagem *Python* e no *software RStudio*, gerando gráficos de decaimento do sinal emitido (OSL, IRSL e TL) para cada amostra (FIG. 9).

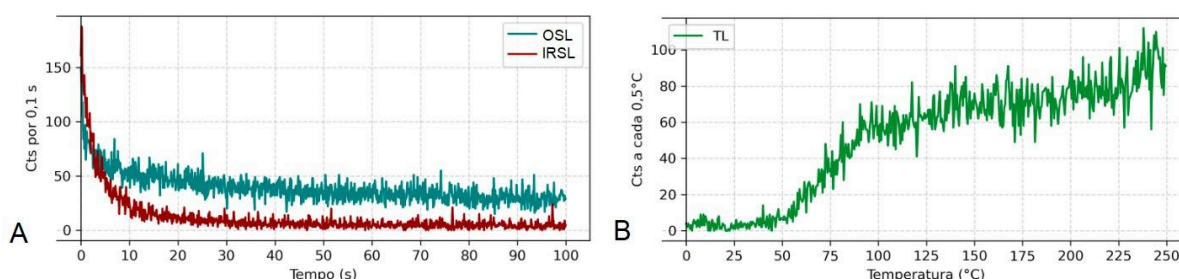


FIG. 9. Exemplos de gráficos plotados para cada amostra analisada. As curvas plotadas referem-se à amostra a 96 cm de profundidade do CDH-79. A) Curva OSL e IRSL ao longo de 100 segundos de análise (passo 6 e 5 do protocolo, respectivamente). Notar que o número de contagens registrados na curva IRSL é maior que OSL; B) Curva TL medida no passo 10 e 11.

4.2.2. Análises isotópicas

As análises de $\delta^{18}\text{O}$ foram realizadas a cada 10 cm ao longo do intervalo estudado do testemunho sedimentar marinho CDH-79. A seleção das testas das diferentes espécies estudadas foi realizada na fração $>150\ \mu\text{m}$, previamente preparada por peneiramento úmido e secagem a 50 °C. As amostras preparadas foram fornecidas pelos pesquisadores Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva e Dr. Allan Sandes de Oliveira, da Universidade Federal Fluminense (UFF).

Para cada profundidade analisada, foram selecionadas 10 espécimes das espécies *G. sacculifer* (250 a 450 μm ; FIG. 10A), *N. dutertrei* (350 a 500 μm ; FIG. 10B) e *G. truncatulinoides dextral* (350 a 650 μm ; FIG. 10C) com uma lupa binocular no Laboratório de Petrografia Sedimentar da Universidade de São Paulo. Para as testas de *G. sacculifer*, selecionou-se apenas a subespécie *G. sacculifer trilobus*, indicado para estudos paleoclimáticos e paleoceanográficos, esquivando-se de espécimes com câmara em forma de saco (FIG. 10D). A identificação das testas para cada espécie foi baseada no banco de

dados de foraminíferos do Instituto Marinho da Flandres (VLIS), evitando carapaças quebradas e manchadas (FIG. 10E). Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* estão disponíveis em Ferreira et al. (2021).

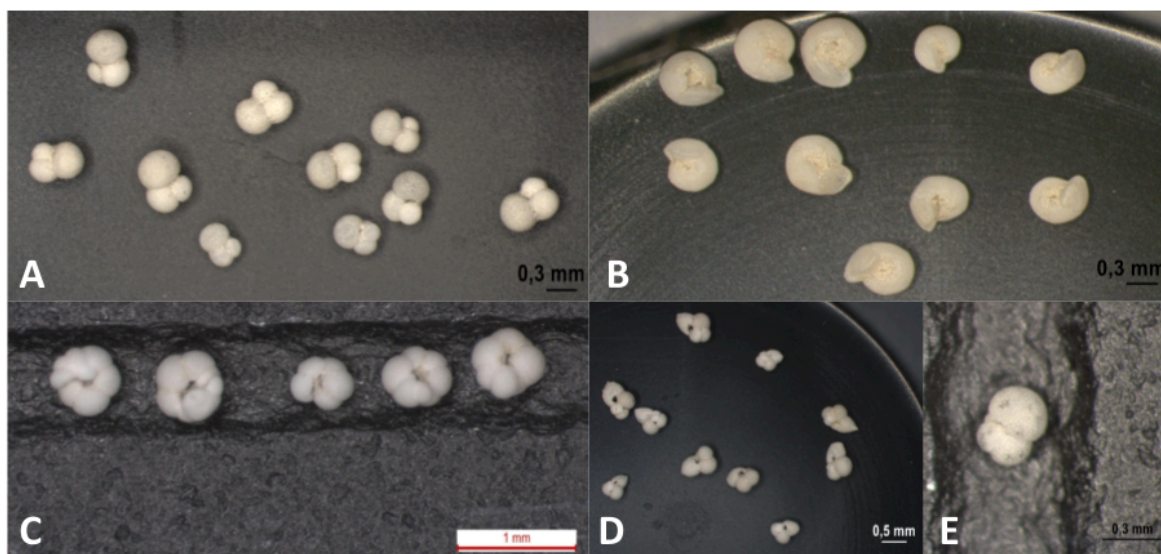


FIG. 10. Seleção de testas de foraminíferos planctônicos carbonáticos ao longo do testemunho sedimentar marinho CDH-79. A) Testas de *Globigerinoides sacculifer trilobus*, de três câmaras de tamanhos quase semelhantes e abertura umbilical lateral; B) Testas de *Globorotalia truncatulinoides dextral*, com enrolamento anti-horário visto na parte umbilical; C) Vista umbilical das testas de *Neogloboquadrina dutertrei*, com quatro ou mais compartimentos estruturados; D) Carapaças de *Globigerinoides sacculifer* com uma câmara em formato irregular (saco), evita-se selecionar estas espécimes; E) Testa contaminada/manchada de *Globigerinoides sacculifer trilobus*.

As análises isotópicas foram realizadas em um espectrômetro de massas de razão isotópica *Thermo Fisher Scientific MAT253* (FIG. 11) acoplado a uma unidade automática de preparação de carbonatos, *Thermo Fisher Scientific Kiel IV*, no Laboratório de Paleoceanografia e Paleoclimatologia da Universidade de São Paulo. Após a seleção das espécimes de cada espécie de foraminífero analisado, seguiu-se com: (i) pesagem das amostras em balança analítica; e (ii) transferência das amostras para os frascos de análise do equipamento. O procedimento analítico detalhado utilizado encontra-se descrito em Crivellari et al. (2021).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados segundo a Equação 1, que exprime a relação entre a proporção do isótopo estável mais pesado pelo isótopo mais leve do elemento. Estas razões são normalizadas em relação ao padrão Internacional *Vienna Peedee Belemnite* (VPDB) (Crivellari et al., 2021).

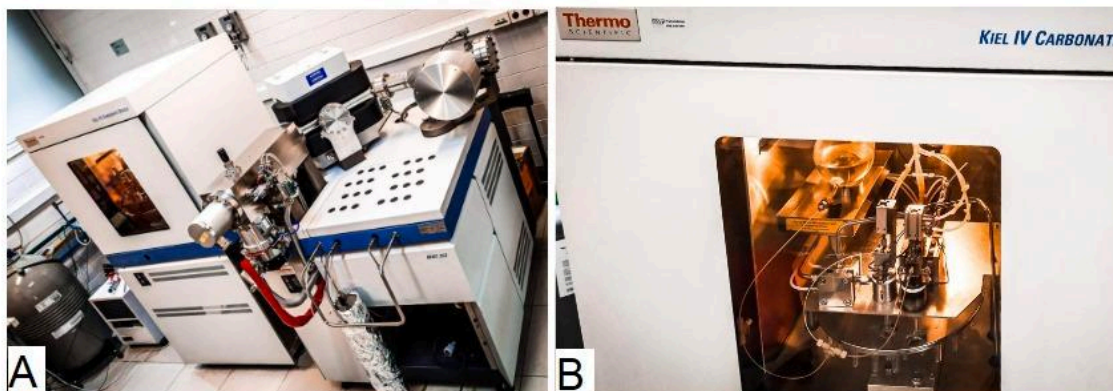


FIG. 11. Espectrômetro de massas de razão isotópica *Thermo Fisher Scientific MAT253* acoplado a uma unidade automática de preparação de carbonatos, *Thermo Fisher Scientific Kiel IV*. A) Equipamento utilizado para a análise isotópica, *Kiel IV* e *MAT253*, respectivamente; B) *Thermo Fisher Scientific Kiel IV* utilizado para preparação de carbonatos antes da análise isotópica.

Equação 1. Proporção entre ^{18}O e ^{16}O da amostra comparado ao *Padrão Internacional Vienna Peedee Belemnite* (VPDB) (Crivellari et al., 2021).

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left(\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ amostra} - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ padrão}}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ padrão}} \right) \times 1000$$

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos foraminíferos foram utilizados para a reconstrução da estratificação superficial da coluna d'água de acordo com a profundidade aparente de calcificação das testas de cada espécie coletada (TABELA 3). Mais especificamente, foram caracterizados: (i) a profundidade do topo da termoclina pela diferença entre $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ e $\delta^{18}\text{O}_{N.dutertrei}$ (Venâncio et al., 2018); (ii) a presença/ausência da pluma de baixa salinidade do Rio Amazonas pela diferença entre $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ e $\delta^{18}\text{O}_{G.sacculifer}$ (Crivellari et al., 2018) e (iii) a estratificação da porção superior da coluna de água pela diferença entre $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ e $\delta^{18}\text{O}_{G.truncatulinoides}$ (Chiessi et al., 2007).

TABELA 3. Espécies de foraminíferos que serão analisados e suas principais características.

Espécie de foraminífero	Profundidade aparente de calcificação	Sensibilidade à pluma fluvial de baixa salinidade
<i>G. ruber</i>	< 30 m (topo da camada de mistura) (Chiessi et al., 2007; Farmer et al., 2007)	Sensível (Crivellari et al., 2018)
<i>G. sacculifer</i>	Entre 25 a 50 m (base da camada de mistura) (Chiessi et al., 2007; Farmer et al., 2007)	Pouco sensível (Crivellari et al., 2018)
<i>N. dutertrei</i>	Entre 100 e 200 m (topo da termoclina permanente) (Farmer et al., 2007; Steph et al., 2009; Cléroux et al., 2013)	Nada sensível (Bemis et al., 1998)
<i>G. truncatulinoides dextral</i>	Entre 200 a 800 m (350 m média – termoclina permanente) (Chiessi et al., 2007; Cléroux et al., 2007)	Nada sensível (Cléroux et al., 2007)

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1. Resultados de sensibilidade de luminescência

Na FIG. 12, são apresentados os resultados de sensibilidade OSL, IRSL e TL, provenientes da análise das amostras siliciclásticas do testemunho CDH-79 durante a *Terminação II* (170 a 80 ka), com a representação tanto das curvas originais quanto das médias móveis correspondentes, elaboradas neste trabalho de formatura. Ressalta-se que a descrição dos resultados neste subtópico refere-se exclusivamente às curvas originais, sem o tratamento por média móvel.

O registro de sensibilidade OSL (FIG. 12A) mostra estabilidade nos resultados entre o período de 170 a 145 ka AP, com variações de 4,5 a 5,5%. Entre 145 e 115 ka AP, observa-se um aumento no sinal, com quatro principais picos positivos em 133, 125, 118 e 116 ka AP, que alcançam os valores de 6,5, 7,4, 8,1 e 10,4 %, respectivamente. Após esses picos, ocorre uma redução nos resultados até, aproximadamente, 113 ka AP, seguida por crescimento linear atingindo uma amplitude de 3,7 %.

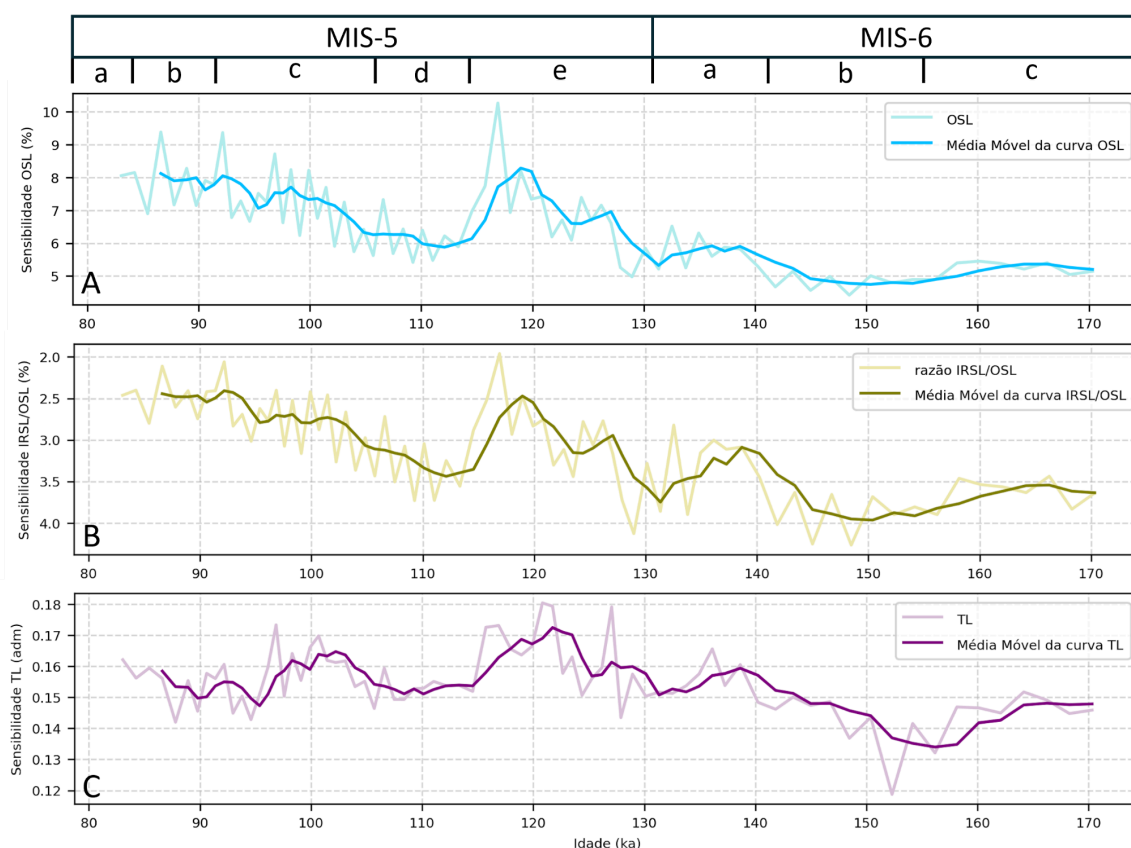


FIG. 12. Reconstrução da sensibilidade de luminescência do testemunho sedimentar marinho CDH-79, durante a *Terminação II*. A) Curva de sensibilidade OSL, correspondendo a sensibilização e enriquecimento/empobrecimento do material analisado em quartzo; B) Razão entre as sensibilidades IRSL/OSL (em eixo 'Y' invertido), representando a contaminação por feldspato nas amostras poliminerálicas estudadas; C)

Curva de sensibilidade TL, associada a história térmica e sedimentar do material. Estágios isotópicos marinhos baseados em Railsack et al., (2015).

O comportamento dos resultados de sensibilidade da razão IRSL/OSL segue um padrão semelhante ao da curva de sensibilidade OSL (FIG. 12B), exibindo, contudo, uma relação inversamente proporcional. Entre 170 e 145 ka AP, observa-se uma estabilidade nos valores dessa razão, com amplitude de 0,75%. Em seguida, ocorre uma redução nos valores entre 145 e 115 ka AP, também marcada por quatro principais picos, entretanto negativos, em 133, 125, 118 e 116 ka AP, com os valores de 2,8, 2,8 e 2,5 e 1,9%, respectivamente, e um pico positivo em 128 ka AP, alcançando 4,2%. Posteriormente, a razão IRSL/OSL decresce linearmente, com amplitude de 1,7%.

Os resultados de sensibilidade TL exibem variações ao longo do período estudado (FIG. 12C), oscilando entre 0,18 e 0,12 (adimensional), com valor médio de 0,156, e uma amplitude menor em comparação aos gráficos anteriormente apresentados. A curva destaca cinco principais picos positivos 136, 127, 121, 118 e 96 ka AP, atingindo os valores de 0,165, 0,180, 0,180, 0,172 e 0,173, respectivamente, e um pico negativo em 153 ka AP, com o valor de 0,118.

5.2. Resultados isotópicos

Os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\Delta\delta^{18}\text{O}$ obtidos a partir da análise de testas de foraminíferos do testemunho sedimentar CDH-79, estão ilustrados na FIG. 13.

O registro de $\delta^{18}\text{O}$ em *G. ruber* (curva laranja em FIG. 13A) varia de 0,0 a -1,6 ‰, com valores geralmente estáveis em torno de -0,4 ‰, exceto por uma redução abrupta entre 130 e 115 ka AP, que atinge uma mínima de -1,55 ‰. Os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ em *G. sacculifer* (curva claro na FIG. 13A) são ligeiramente maiores que os de *G. ruber*, oscilando entre 0,6 e -0,8 ‰. A estabilidade isotópica ocorre entre 170 e 130 ka AP e 112 e 82 ka AP, com valor médio de -0,008 ‰, e uma redução abrupta entre 130 e 115 ka AP, atingindo uma mínima de -0,8 ‰, sincrônica com *G. ruber*. O registro isotópico de *N. dutertrei* (curva azul bebê na FIG. 13A) apresenta valores mais elevados e maior variabilidade em comparação com *G. ruber* e *G. sacculifer*, com picos negativos entre 155 e 145 ka AP, 130 e 115 ka AP, 110 e 100 ka AP e 90 a 83 ka AP, alcançando uma amplitude de até 2,6 ‰ em relação ao maior valor de $\delta^{18}\text{O}$ registrado pela espécie. Já os valores de $\delta^{18}\text{O}$ registrados em *G. truncatulinoides dextral* (curva azul escuro na FIG. 13A) são mais elevados e apresentam oscilações bem definidas, com amplitude de 1,3 ‰, em comparação com os dados isotópicos dos foraminíferos anteriores. Ainda nesse mesma espécie, são delimitados cinco principais picos negativos e positivos, espaçados aproximadamente em ciclos de 11 ka, atingindo valores mínimos e máximos de até -1,3 ‰ e 2,6 ‰, respectivamente.

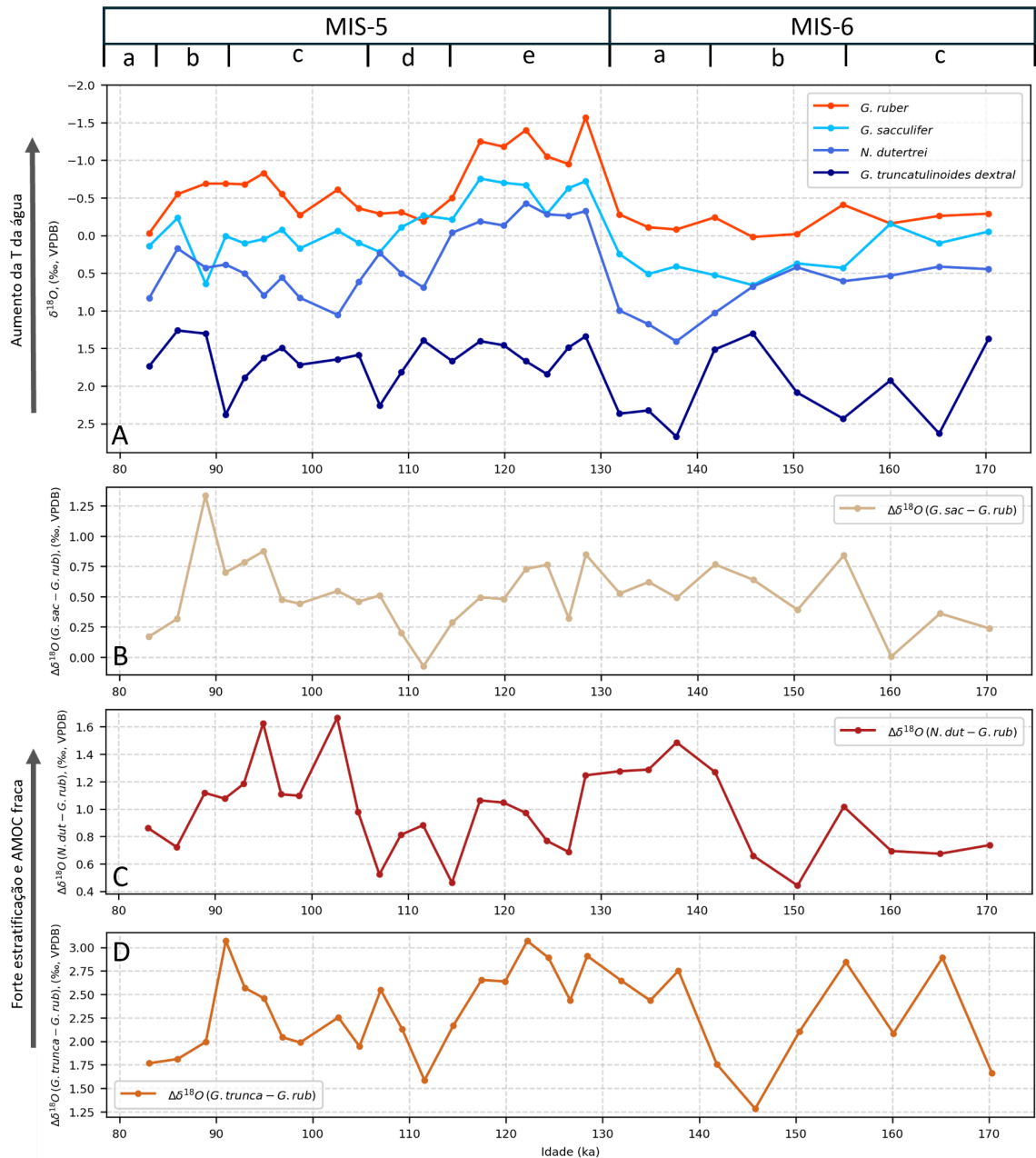


FIG. 13. Reconstituição isotópica em foraminíferos planctônicos do testemunho sedimentar marinho CDH-79 ao longo da *Terminação II*. A) Variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$ em testas de *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neogloboquadrina dutertrei* e *Globorotalia truncatulinoides dextral*, em que é possível observar a estratificação marinha; B) Diferença isotópica entre *G. sacculifer* e *G. ruber* ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sac-rub}}$), correspondente ao registro da pluma de baixa salinidade vinda do Rio Amazonas; C) Diferença isotópica entre *G. dutertrei* e *G. ruber* ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$), em que, em termos gerais, está relacionada a variação da profundidade do topo da termoclina marinha e a intensidade local da AMOC; D) Diferença isotópica entre *G. truncatulinoides dextral* e *G. ruber* ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{trunca-rub}}$), também associada a variabilidade local da intensidade da AMOC em maiores profundidades.

Ao longo da *Terminação II*, a diferença isotópica $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{sac-rub}}$ (FIG. 13B) apresenta variações em intervalos aproximados de 10 ka, oscilando entre 1,33 e -0,0075 ‰. Observa-se ainda dois períodos principais de estabilidade: entre 155 e 115 ka AP e entre 115 e 95 ka AP. Além disso, é identificada uma diminuição nessa diferença isotópica nos períodos de 160 ka AP e 112 ka AP, enquanto um aumento ocorre em 89 ka AP. Por sua

vez, $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$ apresenta variabilidade em seus resultados (FIG. 13C), com valores oscilando entre 1,63 e 0,44 ‰ em ciclos aproximados de 20 ka, sincronizados com a curva de $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{trunca-rub}}$ (FIG. 13D), que varia entre 3,0 e 1,25 ‰. De forma geral, as maiores diferenças isotópicas registradas simultaneamente em $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$ e $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{trunca-rub}}$ são observadas durante os períodos MIS-6c-b e 6a-5e (entre 165 e 150 ka AP e 145 e 128 ka AP, respectivamente), bem como nos períodos MIS-5e-d e 5c (entre 125 e 115 ka AP e 105 e 90 ka AP, em ordem), atingindo valores que variam de 1,0 a 1,63 ‰. Por outro lado, os menores valores também são parcialmente sincronizados, vistos nos períodos em MIS-6b, MIS-5e, MIS-5e-d e MIS-5d-c (entre 152 e 145 ka AP, 128 e 124 ka AP, 117 e 111 ka AP e 108 e 104 ka AP, respectivamente), alcançando até 0,44 ‰.

6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As interpretações e discussões deste trabalho de formatura representam análises preliminares fundamentadas nos dados obtidos ao longo das análises realizadas. Contudo, um conjunto mais amplo e detalhado de informações será necessário para verificar e aprofundar as hipóteses aqui tratadas e discutidas.

6.1. Sensibilidade de luminescência: proveniência sedimentar e paleoprecipitação

Os resultados obtidos para a sensibilidade de luminescência (OSL, IRSL/OSL e TL) são, em parte, associáveis aos dados de paleoprecipitação na região amazônica descritos na literatura, conforme mostrado na FIG. 14A, B, C e D (Cheng et al., 2013), em que um aumento (diminuição) da umidade no oeste amazônico corresponde parcialmente ao aumento (diminuição) da sensibilidade OSL.

A reconstrução da sensibilidade de luminescência no intervalo sedimentar analisado do CDH-79 indica que os sedimentos siliciclásticos apresentam maior intensidade de IRSL em comparação à OSL, evidenciada pela maior contagem de fótons nos primeiros 10 segundos de decaimento da curva (FIG. 15A). Além disso, as mesmas amostras exibem uma curva de sensibilidade TL menos definida (FIG. 15B), sem a presença da assinatura característica do pico a 110 °C, atribuída ao sinal de quartzo (Petrov & Bailiff, 1995). Desta forma, esses resultados indicam que as amostras analisadas do CDH-79 possuem uma significativa contaminação por feldspato e empobrecimento em quartzo, que podem estar associados aos ciclos da história sedimentar (Duller, 2003). Ademais, é provável que o sinal OSL registrado no testemunho seja predominantemente proveniente do feldspato e não do quartzo, reforçando a influência dos processos sedimentares no conteúdo mineralógico analisado.

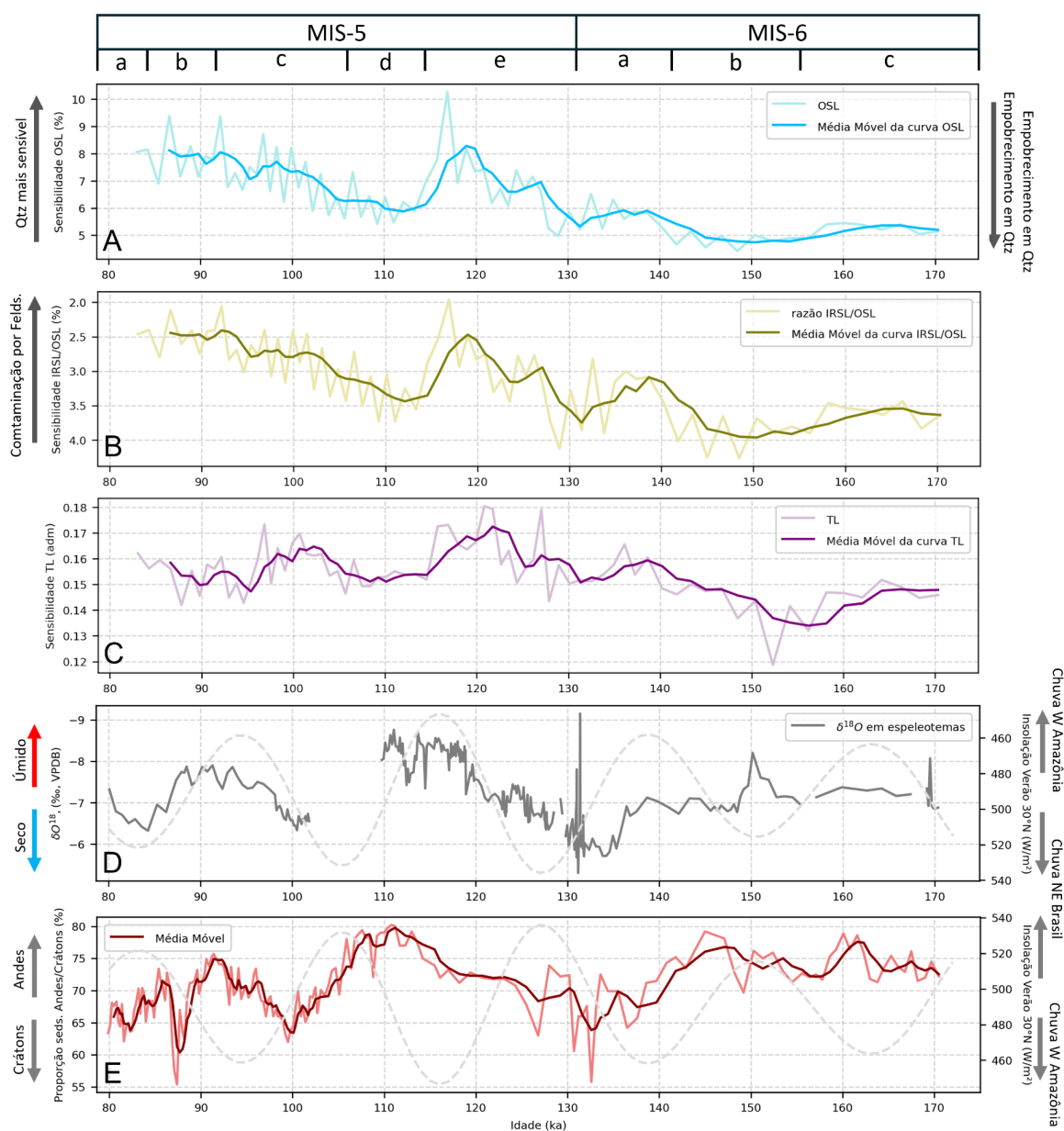


FIG. 14. Correlação entre curvas de sensibilidade de luminescência, paleoprecipitação e proveniência sedimentar no Oeste do Atlântico Equatorial. A) Curva de sensibilidade OSL; B) Razão entre as sensibilidades IRSL/OSL; C) Curva de sensibilidade TL; D) Variação de $\delta^{18}O$ em espeleotema do oeste amazônico (NAR) associado aos ciclos de insolação de verão do HN, em que períodos úmidos (menores valores de $\delta^{18}O$) e secos (maiores valores de $\delta^{18}O$) (Cheng et al., 2013); E) Proporção entre sedimentos andinos e cratônicos depositados na foz do Amazonas associado a ciclos de insolação de verão do HN e paleoprecipitação (Govin et al., 2014). Dados dos ciclos de insolação foram retirados de Berger et al, (1991).

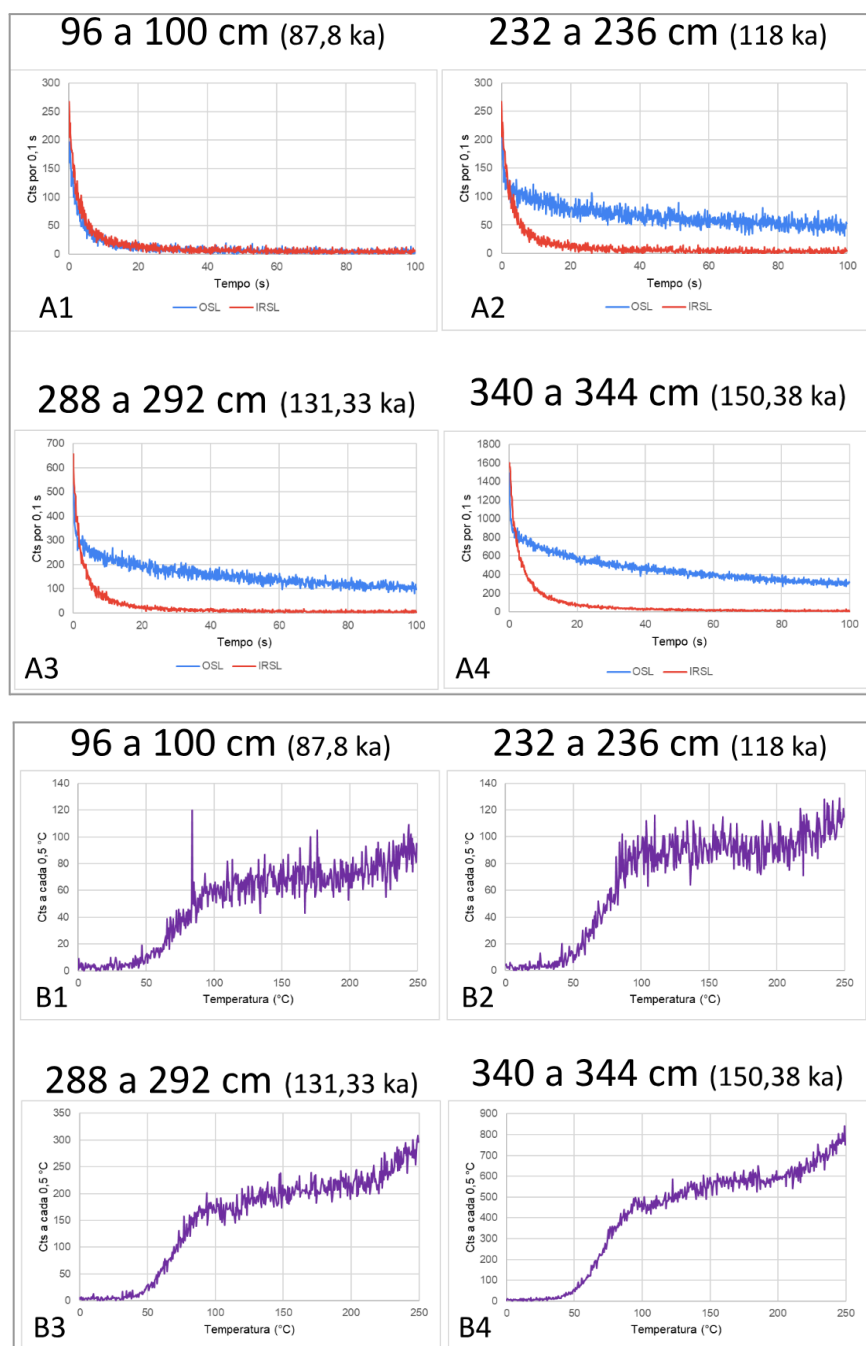


FIG. 15. Curvas de decaimento dos sinais OSL, IRSL e TL do testemunho sedimentar CDH-79 ao longo da *Terminação II*. A) A curva OSL (azul) e a IRSL (vermelha) mostram contagem de fótons a cada 0,1 segundo por 100 segundos. Observa-se que a contagem de fótons das amostras quando estimuladas por IRSL é maior do que OSL, indicando uma contaminação por feldspato. Essas curvas foram geradas nos passos 6 e 5 do protocolo utilizado, respectivamente. B) A curva TL apresenta contagem de fótons a cada 0,5 °C ao longo de 250 °C. Esta curva se mostra pouco definida nas amostras analisadas e não apresenta um pico em 110 °C, característico da ativação de defeitos cristalinos no quartzo. Esta curva foi gerada nos passos 10 e 11 do protocolo usado. A integração desses três gráficos sugere que as amostras analisadas apresentam uma significativa contribuição de feldspato e empobrecimento em quartzo. Com isso, possivelmente, o sinal OSL registrado é originário do feldspato.

Sawakuchi et al, (2018) caracterizaram a luminescência (OSL e IRSL) de sedimentos modernos na bacia de drenagem amazônica, associando os resultados à sua proveniência

sedimentar. Ao comparar os dados de sensibilidade de luminescência do núcleo CDH-79 com os dados desses autores, observa-se que os sedimentos analisados são correlacionáveis àqueles transportados pelos rios que drenam rochas andinas e pelo Rio Amazonas (FIG. 16). Esse padrão sugere que os sedimentos do CDH-79 depositados durante a *Terminação II* têm origem andina e que períodos de maior contribuição sedimentar andina estão relacionados a eventos de precipitação nas principais cabeceiras dos rios que drenam essas rochas, como os rios Solimões e Madeira, em concordância com as discussões de Kern et al. (2023) para o mesmo testemunho.

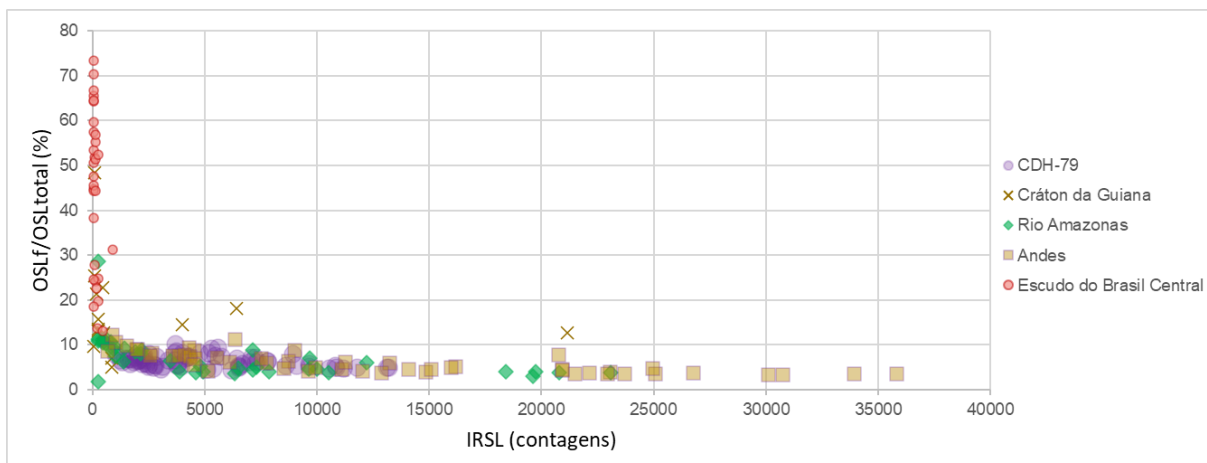


FIG. 16. Comparação dos sinais de luminescência nos principais rios da bacia amazônica com os registros encontrados do núcleo sedimentar CDH-79. Observa-se correlação entre a sensibilidade de luminescência do CDH-79 e os sinais dos sedimentos transportados pelo Rio Amazonas, assim como dos rios que drenam rochas andinas (Solimões e Madeira). No gráfico, os resultados de luminescência são organizados conforme as regiões de proveniência sedimentar: Cráton das Guianas (Rio Negro), Andes (rios Madeira e Solimões), Escudo do Brasil Central (rios Tapajós e Xingu), e a mistura de todos esses sedimentos no Rio Amazonas. A relação $OSLf/OSL_{total}$ representa a fração de decaimento rápido do sinal OSL dividida pela curva total do sinal, enquanto o IRSL é expresso em contagem de fótons. Dados retirados de Sawakuchi et al. (2018).

6.2. Variabilidade de $\delta^{18}O$ e intensidade da AMOC

Os registros da estratificação superficial da coluna de água obtidos a partir do testemunho CDH-79 revelam variações significativas na profundidade da termoclina ao longo da *Terminação II*. Em linhas gerais, as diferenças isotópicas $\Delta\delta^{18}O_{dut-rub}$ e $\Delta\delta^{18}O_{trunca-rub}$ apresentam padrões semelhantes, indicando períodos de menor estratificação (i.e., termoclina mais profunda) nos subestágios MIS-6b, MIS-5e, MIS-5d e MIS-5b (FIG. 13C e 13D). No Oeste do Atlântico Equatorial, a profundidade da termoclina é significativamente influenciada por fatores atmosféricos e oceânicos, incluindo a flutuação da ZCIT, a intensidade dos ventos alísios de sudeste (SE), a atividade da Monção do Oeste Africano (MOA) e a circulação da Corrente Sul Equatorial (CSE) (Mcintyre & Molino, 1996; Rodrigues et al., 2007; Skonieczny et al., 2019), que são modulados pelos ciclos de precessão e

insolação em escala de tempo orbital (Schneider et al., 1995; Venâncio et al., 2018; Nascimento et al., 2021).

No registro do testemunho CDH-79, a variabilidade na profundidade da termoclina, baseada na diferença isotópica $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$, não aparenta ser significativamente influenciado pelos ciclos de precessão e, conseqüentemente, pela dinâmica dos ventos alísios de SE (FIG. 16E), como apontado por Venâncio et al. (2018). Em particular, observa-se que períodos de máxima insolação no verão boreal não coincidem com o aumento na estratificação superficial da coluna de água. Da mesma forma, os períodos de mínima insolação de verão boreal, durante os quais se esperaria que os ventos de SE intensificassem o transporte de calor e salinidade de leste para oeste pela SEC e, conseqüentemente, enfraquecessem a estratificação superficial marinha, apresentam um comportamento oposto, conforme observado nos subestágios MIS-6a, MIS-5e e MIS-5c.

Concomitantemente aos dados de $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$ (que apontam a estratificação superficial da água em níveis mais rasos), o registro de $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{trunca-rub}}$ (estratificação superficial da água em níveis intermediários) do testemunho CDH-79 também revela padrões incompatíveis com os ciclos de precessão e dinâmica dos ventos alísios de SE, observados nos subestágios MIS-6b, MIS-6a, MIS-5e médio e MIS-5c inicial (FIG. 17F). No entanto, ao contrário da discordância observada ao longo de todo o período analisado para $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$, é possível identificar registros de aprofundamento da termoclina no final do MIS-6c e no MIS-5d, bem como de encurtamento no início do MIS-5c, que são compatíveis com a variabilidade da insolação boreal anteriormente discutida.

Embora a variabilidade da estratificação superficial marinha registrada no testemunho CDH-79 não esteja diretamente associada à mudanças na intensidade dos ventos alísios de SE, o testemunho sedimentar registra mudanças na intensidade da AMOC ao longo do período analisado, em que, de maneira geral, maior (menor) $\Delta\delta^{18}\text{O}$ esta associado a um menor (maior) transporte de calor e salinidade pela AMOC em direção ao Atlântico Norte (Mulitza et al., 1997; Venâncio et al., 2018).

6.3. Variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$ e pluma de baixa salinidade

Os dados de isótopos estáveis de oxigênio de *G. ruber* (sensível a pluma de baixa salinidade) do testemunho CDH-79 não apresentam anomalias negativas que sejam substancialmente mais negativas do que aquelas apresentadas por *G. sacculifer* (FIG. 13A e B). Anomalias substancialmente mais negativas em *G. ruber* indicariam a chegada da pluma de baixa salinidade do Rio Amazonas no topo da coluna de água da posição na qual o testemunho CDH-79 foi coletado (Crivellari et al., 2018). Portanto, não há registros da pluma de baixa salinidade nos dados que foram obtidos. Desta forma, sugere-se que o sítio no qual

foi coletado o CDH-79 não foi diretamente influenciado pela pluma de baixa salinidade do Rio Amazonas.

6.4. Integração dos resultados obtidos com o estado da arte

A reconstituição da sensibilidade de luminescência do testemunho CDH-79 revela a proveniência sedimentar desse material entre 170 e 80 ka AP, conforme discutido na *seção 6.1*. Valores reduzidos no sinal OSL e elevados no IRSL indicam uma história sedimentar relativamente curta, na qual o material siliciclástico foi rapidamente erodido, transportado e depositado, com pouco tempo para a atuação do intemperismo químico. Esses resultados sugerem a forte predominância de sedimentos provenientes de rochas andinas depositados no local de coleta do testemunho CDH-79 (Zhang et al., 2017; Sawakuchi et al., 2018). As variações nos parâmetros analisados de sensibilidade de luminescência, portanto, devem estar relacionados a variações na precipitação nas cabeceiras dos rios que drenam tais rochas (i. e., Rio Solimões e Rio Madeira).

As regiões oeste da Amazônia e nordeste do Brasil apresentam padrões de precipitação anti-fásicos, influenciados pelo SMAS e por ciclos de precessão (Cheng et al., 2013; Campos et al., 2022). Os registros de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas de cavernas peruanas, discutidos por Cheng et al. (2013), indicam períodos úmidos no oeste amazônico coincidentes a mínimos (máximos) de insolação de verão no HN (HS), em ciclos de, aproximadamente, 20 ka (FIG. 17C). Comparando as curvas FIG. 17C e 17D, observa-se uma ótima correlação entre a paleoprecipitação na região amazônica e a proporção de material sedimentar andino depositado no Oeste do Atlântico Equatorial: valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ nos espeleotemas indicam períodos mais úmidos no oeste da Amazônia, favorecendo a produção e transporte de sedimentos andinos ao longo da bacia amazônica. Em contraste, valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ estão associados a uma menor atuação do SMAS na região, o que favorece a erosão e o transporte de sedimentos originários do leste da bacia amazônica e do nordeste do Brasil (Cruz et al., 2005; Campos et al., 2022). Desse modo, em parcial consonância com esses dados, os resultados de sensibilidade de luminescência indicam uma provável descarga sedimentar de origem andina nos intervalos de 145 a 132 ka AP, 130 a 110 ka AP e 100 a 90 ka AP (FIG. 17A, B, C e D).

Estudos apontam que o aporte de água doce no HN, pelo degelo de geleiras, afeta na intensidade da AMOC, uma vez que dificulta o transporte de calor e salinidade por meio dessa circulação (Jackson & Wood, 2017; Liu et al., 2019; Ma et al., 2024). Com isso, ao integrar os dados obtidos de variação da descarga fluvial e sedimentar da bacia amazônica (FIG. 17A e B) e mudanças na estratificação superficial marinha (FIG. 17E e F), nota-se uma desassociação nos resultados, o que sugere que as mudanças na descarga amazônica não afetam significativamente no transporte de calor e salinidade pela AMOC no Oeste do Atlântico Equatorial. Entretanto, a variabilidade na intensidade da AMOC pode ter

influenciado os padrões de paleoprecipitação na América do Sul, durante a *Terminação II* (FIG. 17C, E e F).

A redução da intensidade da AMOC resulta na retenção de calor e salinidade na porção superficial do Atlântico Sul (notadamente da porção oeste tropical desta bacia), favorecendo o deslocamento da ZCIT para o sul e, conseqüentemente, o aumento da precipitação no nordeste do Brasil (Nace et al., 2014; Campos et al., 2019). Em contrapartida, o aumento do transporte de calor e salinidade pela AMOC induz o deslocamento da ZCIT para o norte, reduzindo a precipitação no nordeste do Brasil e intensificando o transporte de umidade pela SMAS para o norte da bacia amazônica, promovendo períodos mais úmidos nessa região, observados especialmente nos intervalos entre 165 a 157 ka AP, 155 a 142 ka AP, 129 a 110 ka AP, 100 a 96 ka AP e 93 a 88 ka AP (FIG. 17E e F). Apesar dos resultados isotópicos obtidos nos períodos de 155 a 142 ka AP e 93 a 88 ka AP apontarem para o aprofundamento da termoclina (valores baixos de $\Delta\delta^{18}\text{O}$), os dados de Cheng et al. (2013) e Govin et al. (2014) indicam um aumento da umidade no oeste amazônico e elevada produção sedimentar andina, sugerindo que o transporte de calor e salinidade que afetam o clima amazônico é, pelo menos até certo ponto, influenciado pela dinâmica das águas superficiais.

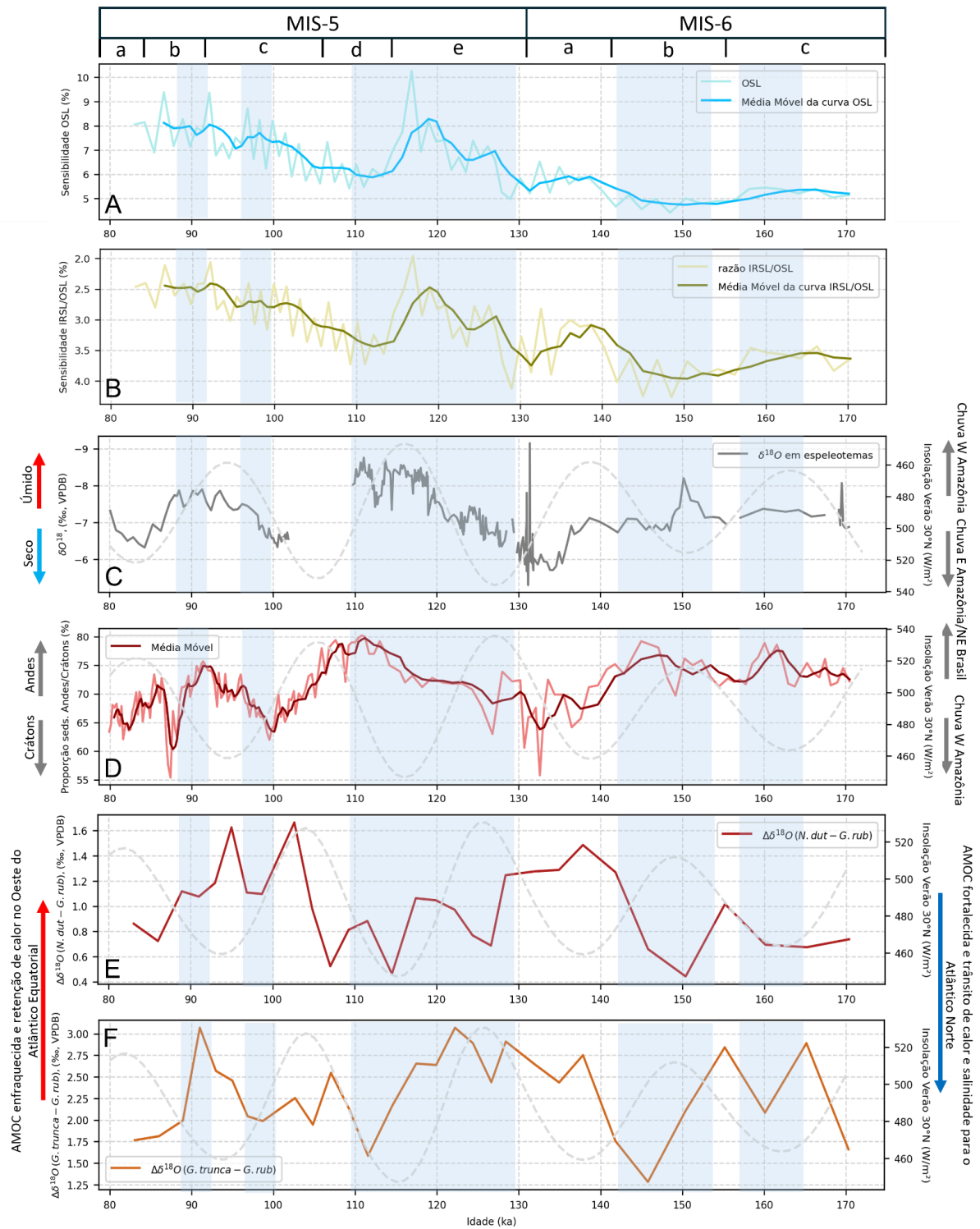


FIG. 17. Integração dos dados de sensibilidade de luminescência e variação isotópica no testemunho sedimentar CDH-79 durante a *Terminação II*. A) Curva de sensibilidade OSL; B) Curva da razão entre as sensibilidades IRSL/OSL; C) Variação de $\delta^{18}O$ em espeleotemas no oeste amazônico (NAR) e ciclos de insolação de verão, onde períodos úmidos estão relacionados à atuação do SMAS e períodos secos ao deslocamento sul da ZCIT (Cheng et al., 2013); D) Proporção de sedimentos andinos versus cratônicos na foz do Amazonas associada aos ciclos de insolação do HN, em que a produção sedimentar andina coincide com os períodos de maior precipitação no oeste amazônico (Govin et al., 2014). A integração das curvas construídas de sensibilidade de luminescência com o registro de umidade no W Amazônico e variabilidade na produção sedimentar armazenado no Oeste do Atlântico Equatorial sugerem descarga de sedimentos andinos nos períodos de 145-132 ka AP, 130-110 ka AP e 100-90 ka AP; E) Diferença entre a composição dos isótopos estáveis de oxigênio de *Neogloboquadrina dutertrei*

e *Globigerinoides ruber* ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{dut-rub}}$); F) Diferença isotópica entre *Globorotalia truncatulinoides dextral* e *G. ruber* ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{trunca-rub}}$). Valores mais altos (baixos) na diferença isotópica indicam uma termoclina rasa (profunda) associados ao enfraquecimento (fortalecimento) do transporte de calor e salinidade pela AMOC. Altos (baixos) valores de insolação de verão boreal sugerem uma redução (aumento) na zonalidade dos ventos alísios. Em geral, a influência da AMOC ocorre nos períodos de 165-157 ka AP, 155-142 ka AP, 129-110 ka AP, 100-96 ka AP e 93-88 ka AP. As barras verticais azuis indicam possíveis períodos de transporte de calor e salinidade no oeste do Atlântico Equatorial para o Atlântico Norte e sua influência no hidroclima na bacia de drenagem amazônica, registrados no CDH-79 durante a *Terminação II*. Ciclos de insolação baseados em Berger et al., (1991).

7. CONCLUSÕES

Os registros de sensibilidade de luminescência nos sedimentos siliciclásticos e dos isótopos estáveis de oxigênio em foraminíferos planctônicos do testemunho CDH-79 produzidos neste Trabalho de Conclusão de Curso revelam variações na descarga fluvial e na estratificação da porção superficial da coluna de água no Oeste do Atlântico Equatorial durante a *Terminação II*. Os resultados de luminescência indicaram períodos de maior descarga sedimentar andina entre 145 a 132 ka AP, 130 a 110 ka AP e 100 a 90 ka AP, associados a eventos de precipitação nas cabeceiras dos rios Solimões e Madeira que, provavelmente, estiveram relacionadas à dinâmica do Sistema de Monção da América do Sul. Os dados isotópicos, por sua vez, indicam que a descarga fluvial amazônica aparentemente não exerceu influência significativa no transporte de calor e salinidade pela AMOC no Oeste do Atlântico Equatorial. Adicionalmente, os dados obtidos não apresentam sinais de que a pluma de baixa salinidade tenha ocupado a porção superior da coluna de água imediatamente acima do local de coleta do testemunho CDH-79, conforme observado nos resultados isotópicos de *Globigerinoides ruber* e *Globigerinoides sacculifer*. Os dados também indicam que oscilações na insolação regional, bem como os ventos alísios de sudeste, têm impacto limitado sobre a variabilidade da intensidade da AMOC. Por outro lado, as variações na intensidade da AMOC influenciam diretamente os padrões climáticos na porção tropical da América do Sul, evidenciando feição antifásica da paleoprecipitação entre o oeste e leste amazônico e o nordeste do Brasil. Períodos de AMOC enfraquecida favorecem o deslocamento da ZCIT para o sul, intensificando a precipitação no nordeste brasileiro. Em contraste, períodos de AMOC fortalecida intensifica o transporte de umidade para o norte da bacia amazônica, promovendo alterações na precipitação e produção sedimentar, evidenciados nos intervalos de 165 a 157 ka AP, 155 a 142 ka AP, 129 a 110 ka AP, 100 a 96 ka AP e 93 a 88 ka AP.

8. BIBLIOGRAFIA

- Aitken, M. J., Tite, M. S., Reid, J., 1964, Thermoluminescence dating of ancient ceramics: *Nature*, v. 202, n. 4936, p. 1032-1033.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C., D., R., 2004, Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados, in: *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (Org.). São Paulo: Beca, p.43-58.
- Bakker, P., et al., 2016, Fate of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: Strong decline under continued warming and Greenland melting: *Geophysical Research Letters*, v. 43, n. 23, p. 2-252, doi: 10.1002/2016GL070457.
- Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J., Lea, D. W., 1998, Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations: *Paleoceanography*, v. 13, n. 2, p. 150-160, doi: 10.1029/98PA00070.
- Bender, I. M. A., Kissling, W. D., Böhning-Gaese, K., Hensen, I., Kühn, I., Nowak, L., Töpfer, T., Wiegand, T., Dehling, D. M., Schleuning, M., Projected impacts of climate change on functional diversity of frugivorous birds along a tropical elevational gradient: *Scientific Reports*, v. 9, n. 1, p. 17708, doi: 10.1038/s41598-019-53409-6.
- Berger, W. H., 1969, Ecologic patterns of living planktonic foraminifera: *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, v. 16, n. 1, p. 1-24, doi: 10.1016/0011-7471(69)90047-3.
- Berger, W. H., 1971, Sedimentation of planktonic foraminifera: *Marine Geology*, v. 11, n. 5, p. 325-358, doi: 10.1016/0025-3227(71)90035-1.
- Berger, A., Loutre, M. F., 1991, Insolation values for the climate of the last 10 million years: *Quaternary science reviews*, v. 10, n. 4, p. 297-317, doi: 10.1016/0277-3791(91)90033-Q.
- Bianchi, T. S., Mayer, L. M., Amaral, J. H., Arndt, S., Galy, V., Kemp, D. B., Kuehl, S. A., Murray, N. J., Regnier, P., 2024, Anthropogenic impacts on mud and organic carbon cycling: *Nature Geoscience*, p. 1-11, doi: 10.1038/s41561-024-01405-5.
- Bigarella, J. J., 1973, Geology of the Amazon and Parnaíba basins, in *The South Atlantic*: Boston, MA: Springer U. S., p. 25-86.
- Böhning, C. W., Behrens, E., Biastoch, A., Getzladd, K., Bamber, J. L., 2016, Emerging impact of Greenland meltwater on deepwater formation in the North Atlantic Ocean: *Nature Geoscience*, v. 9, n. 7, p. 523-527, doi: 10.1038/ngeo2740.
- Boersma, A., 1998, Foraminifera, in *Introduction to marine micropaleontology*: Elsevier Science BV, p. 19-77.
- Bond, et al., 1992, Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period: *Nature*, v. 360, n. 6401, p. 245-249, doi: 10.1038/360245a0.
- Brasier, M. D., 1980, *Microfossils*: George Allen & Unwin, London, 193 p.
- Broecker, W. S., Henderson, G., 1998, The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes: *Paleoceanography*, v. 13, n. 4, p. 352-364, doi: 10.1029/98PA00920.
- Bryden, H. L., Beal, L. M., Duncan, L. M., 2005, Structure and transport of the Agulhas Current and its temporal variability: *Journal of Oceanography*, v. 61, p. 479-492, doi: 10.1007/s10872-005-0057-8.
- Caesar, L., McCarthy, G. D., Thornalley, D. J. R., Cahill, N., Rahmstorf, S., 2021, Current Atlantic Meridional Overturning Circulation weakest in last millennium: *Nature Geoscience*, v. 14, n. 3, p. 118-120, doi: 10.1038/s41561-021-00699-z.
- Callaghan, M. W., Minx, J. C., Forster, P. M., 2020, A topography of climate change research: *Nature Climate Change*, v. 10, n. 2, p. 119-123, doi: 10.1038/s41558-019-0684-5.
- Campos, M. C., 2016, Variabilidade milenar da Corrente do Brasil e do clima da América do Sul durante o último período glacial [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Escola de Artes, Ciências e Humanidades, 106 p., doi: 10.11606/D.100.2016.tde-27072016-113954.
- Campos, M. C., 2020, Millennial-scale variability in eastern South American climate and western South Atlantic circulation during the last 70,000 years [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Escola de Artes, Ciências e Humanidades, 109 p., doi: 10.11606/T.100.2020.tde-19062020-163854.

- Campos, M. C., et al., 2022, South American precipitation dipole forced by interhemispheric temperature gradient: *Scientific Reports*, v. 12, n. 1, p. 10527, doi: 10.1038/s41598-022-14495-1.
- Campos, M. C., et al., 2025, Millennial- to centennial-scale Atlantic ITCZ swings during the 2 penultimate deglaciation: *Quaternary Science Reviews*, v. 348, p. 109095, doi: 10.1016/j.quascirev.2024.109095.
- Caputo, M. V., Lima, E. C., 1984, Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba: in *Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 33, p. 740-753.
- Cierner, C., Winkelmann, R., Kurths, J., Boers, N., 2021, Impact of an AMOC weakening on the stability of the southern Amazon rainforest: *The European Physical Journal Special Topics*, v. 230, n. 14, p. 3065-3073, doi: 10.1140/epjs/s11734-021-00186-x.
- Chen, X., Tung, K. K., 2024, Evidence lacking for a pending collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: *Nature Climate Change*, v. 14, n. 1, p. 40-42, doi: 10.1038/s41558-023-01877-0.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Wang, Y., Kong, X., Ming, Y., Kelly, M.J., Wang, X., Gallup, C.D., Liu, W., 2006, A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations: *Geology*, v. 34, n. 3, p. 217-220, doi: 10.1130/G22289.1.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., Ribas, C. C., Vuille, M., Stott, L. D., Auler, A. S., 2013, Climate change patterns in Amazonia and biodiversity: *Nature communications*, v. 4, n. 1, p. 1411, doi: doi.org/10.1038/ncomms2415
- Chiessi, C. M., 2007, Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments: *Marine Micropaleontology*, v. 64, p. 52-66, doi: 10.1016/j.marmicro.2007.02.002.
- Chiessi, C. M., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G., Marengo, J. A., 2009, Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon: *Geophysical Research Letters*, v. 36, n. 21, doi: 10.1029/2009GL039914.
- Cléroux, C., Cortijo, E., Duplessy, J. C., Zahn, R., 2007, Deep-dwelling foraminifera as thermocline temperature recorders: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 8, n. 4, doi: 10.1029/2006GC001474.
- Cléroux, C., Lynch-Stieglitz, J., Schmidt, M. W., Cortijo, E., Duplessy, J. C., 2009, Evidence for calcification depth change of *Globorotalia truncatulinoides* between deglaciation and Holocene in the Western Atlantic Ocean: *Marine Micropaleontology*, v. 73, n. 1-2, p. 57-61, doi: 10.1016/j.marmicro.2009.07.001.
- Cléroux, C., Menocal, P., Arbuszewski, J., Linsley, B., 2013, Reconstructing the upper water column thermal structure in the Atlantic Ocean: *Paleoceanography*, v. 28, n. 3, p. 503-516, doi: 10.1002/palo.20050.
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F. M. B., 1984, Estudo preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras: *Ciência, Técnica, Petróleo, Seção Exploração do Petróleo*, v.15, p.20-27.
- Crivellari, S., 2018, Increased Amazon freshwater discharge during late Heinrich Stadial 1: *Quaternary Science Reviews*, v. 181, p. 144-155, doi: 10.1016/j.quascirev.2017.12.005
- Crivellari, S., Viana, P. J., Campos, M. C., Kuhnert, H., Lopes, A. B. M., da Cruz, F. W., Chiessi, C. M., 2021, Development and characterization of a new in-house reference material for stable carbon and oxygen isotopes analyses: *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 36, n. 6, p. 1125-1134, doi: 10.1039/D1JA00083G.
- Davis, C. M., Fox, J. F., 2009, Sediment fingerprinting: review of the method and future improvements for allocating nonpoint source pollution: *Journal of Environmental Engineering*, v. 135, n. 7, p. 490-504, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9372(2009)135:7(490).
- Deer, W. A., Howie, R. A., Wise, W. S., Zussman, J., 2004, *Rock-Forming Minerals*, (2nd edition), *Framework Silicates: Silica Minerals, Feldspathoids and the Zeolites*, The Geological Society, London, 4B.
- Ditlevsen, P., Ditlevsen, S., 2023, Warning of a forthcoming collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: *Nature Communications*, v. 14, n. 1, p. 1-12, doi: 10.1038/s41467-023-39810-w.
- Drysdale, R. N., Hellstrom, J. C., Zanchetta, G., Fallick, A. E., Sanchez Goni, M.F., Couchoud, I., McDonald, J., Maas, J., Lohmann, G., Isola, I., 2009, Evidence for obliquity

- forcing of glacial termination II: *Science*, v. 325, n. 5947, p. 1527-1531, doi: 10.1126/science.1170371.
- Duller, G. A. T., 2003, Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements: *Radiation measurements*, v. 37, n. 2, p. 161-165, doi: 10.1016/S1350-4487(02)00170-1.
- Emiliani, C., 1955, Pleistocene temperatures: *The Journal of geology*, v. 63, n. 6, p. 538-578.
- Emilson, I., 1961, The shelf and coastal waters off southern Brazil: *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v. 11, n. 2, p. 101-112, doi: 10.1590/S0373-55241961000100004.
- Farmer, E. C., Kaplan, A., de Menocal, P. B., Lynch-Stieglitz, J., 2007, Corroborating ecological depth preferences of planktonic foraminifera in the tropical Atlantic with the stable oxygen isotope ratios of core top specimens: *Paleoceanography*, v. 22, n. 3, doi: 10.1029/2006PA001361.
- Felden, J; Möller, L; Schindler, U; Huber, R; Schumacher, S; Koppe, R; Diepenbroek, M; Glöckner, F. O., 2023, PANGAEA – Data Publisher for Earth & Environmental Science: Scientific Data: <https://www.pangaea.de/> (acessado em Março de 2024).
- Ferreira, F., et al, 2021, Biochronostratigraphy of the western equatorial Atlantic for the last 1.93 Ma: *Quaternary International*, v. 598, p. 24-37, doi: 10.1016/j.quaint.2021.04.042.
- Filizola, N., Guyot, J. L., 2009, Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set: *Hydrological Process: An International Journal*, v. 23, n. 22, p. 3207–3215, doi: 10.1002/hyp.7394.
- Flantua, S. G. A., et al., 2015, Climate variability and human impact on the environment in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records: *Climate of the Past Discussions*, doi:10.5194/cpd-11-3475-2015.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009, Present-day south american climate: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 281, n. 3-4, p. 180-195, doi: 10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Gibbs, R. J., 1967, The geochemistry of the Amazon River System, part I: the factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids: *Geology Society of America Bulletin*, v. 78, n. 10, p. 1203–1232, doi: 10.1130/0016-7606(1967)78[1203:TGOTAR]2.0.CO;2.
- Glignic, L. A., Cohen, T. J., Meyer, M., Molenaar, A., 2017, Variations in luminescence properties of quartz and feldspar from modern fluvial sediments in three rivers: *Quaternary Geochronology*, v. 41, p. 70-82, doi: 10.1016/j.quageo.2017.06.005.
- Good, P, Boers, N., Boulton, C. A, Lowe, J. A., Richter, I., 2022, How might a collapse in the Atlantic Meridional Overturning Circulation affect rainfall over tropical South America?: *Climate Resilience and Sustainability*, v. 1, n. 1, p. e26, doi: 10.1002/cli2.26.
- Govin, A., Chiessi, C. M., Zabel, M., Sawakuchi, A. O., Heslop, D., Hörner, T., Zhang, Y., Mulitza, S., 2014, Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250: *Climate of the Past*, v. 10, n. 2, p. 843-862, doi: doi.org/10.5194/cp-10-843-2014.
- Gray, H. J., Jain, M., Sawakuchi, A. O., Mahan, S. A., Tucker, G. E., 2019, Luminescence as a sediment tracer and provenance tool: *Reviews of Geophysics*, v. 57, n. 3, p. 987-1017, doi: 10.1029/2019RG000646.
- Grodsky, S. A., Carton, J. A., Nigam, S., 2003, Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ: *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 19, doi: 10.1029/2003GL017867.
- Groeneveld, J., Chiessi, C. M., 2011, Mg/Ca of *Globorotalia inflata* as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic: *Paleoceanography*, v. 26, n. 2, doi: 10.1029/2010PA001940.
- Hastenrath, S., 2002, Dipoles, temperature gradients, and tropical climate anomalies: *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 83, n. 5, p. 735-738, doi: 10.1175/1520-0477(2002)083<0735:WLACNM>2.3.CO;2.
- Hastenrath, S., 2006, Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts: *Progress in Oceanography*, v. 70, n. 2-4, p. 407-415, doi: 10.1016/j.pocean.2005.07.004.
- Hastenrath, S., Heller, L., 1977, Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 103, n. 435, p. 77-92, doi: 10.1002/qj.49710343505.

- Hazeleger, W., Drijfhout, S., 2006, Subtropical cells and meridional overturning circulation pathways in the tropical Atlantic: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 111, n. C3, doi: 10.1029/2005JC002942.
- Heinrich, H., 1988, Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years: *Quaternary Research*, v. 29, n. 2, p. 142-152, doi: 10.1016/0033-5894(88)90057-9.
- Höppner, N., Lucassen, F., Chiessi, C. M., Sawakuchi, A. O., Kasemann, S. A., 2018, Holocene provenance shift of suspended particulate matter in the Amazon River basin: *Quaternary Science Reviews*, v. 190, p. 66-80, doi: 10.1016/j.quascirev.2018.04.021. .
- Hofmann, M., Rahmstorf, S., 2009, On the stability of the Atlantic meridional overturning circulation: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 106, n. 49, p. 20584-20589, doi: 10.1073/pnas.090914610.
- Instituto Marinho da Flandres, World Foraminifera Database: <https://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?p=search> (acessado em Março de 2024).
- Jackson, L. C., Kahana, R., Graham, T., Ringer, M. A., Woollings, T., Mecking, J. V., Wood, R. A., 2015, Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM: *Climate dynamics*, v. 45, p. 3299-3316, doi: 10.1007/s00382-015-2540-2.
- Jackson, L. C., Wood, R. A., 2018, Timescales of AMOC decline in response to fresh water forcing: *Climate Dynamics*, v. 51, n. 4, p. 1333-1350, doi: 10.1007/s00382-017-3957-6.
- Jaeschke, A., Rühlemann, C., Arz, H., Heil, G., Lohmann, G., 2007, Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period: *Paleoceanography*, v. 22, n. 4, doi: 10.1029/2006PA001391.
- Jain, M., Murray, A. S., Bøtter-Jensen, L., 2003, Characterisation of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement: *Radiation Measurements*, v. 37, p. 441-449, doi: 10.1016/S1350-4487(03)00052-0.
- Johnson, G. C., Lyman, J. M., 2020, Warming trends increasingly dominate the global ocean: *Nature Climate Change*, v. 10, n. 8, p. 757-761, doi: 10.1038/s41558-020-0822-0.
- Kern, A. K., et al., 2023, A 1.8 million year history of Amazon vegetation: *Quaternary Science Reviews*, v. 299, p. 107867, doi: 10.1016/j.quascirev.2022.107867.
- Kineke, G. C., Sternberg, R. W., 1995, Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf: *Marine Geology*, v. 125, n. 3-4, p. 193-233, doi: 10.1016/0025-3227(95)00013-O.
- Konhauser, K. O., Fyfe, W. S., Kronberg, B. I., 1994, Multi-element chemistry of some Amazonian waters and soils: *Chemical geology*, v. 111, n. 1-4, p. 155-175, doi: 10.1016/0009-2541(94)90088-4.
- Kroopnick, P. M., 1985, The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans: *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, v. 32, n. 1, p. 57-84, doi: 10.1016/0198-0149(85)90017-2.
- Kuhlbrodt, T., Griesel, A., Montoya, M., Levermann, A., Hofmann, M., Rahmstorf, S., 2007, On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation: *Reviews of Geophysics*, v. 45, n. 2, doi: 10.1029/2004RG000166.
- Lau, K. M., Li, M. T., 1984, The monsoon of East Asia and its global associations - A survey: *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 65, n. 2, p. 114-125, doi: 10.1175/1520-0477(1984)065<0114:TMOEAA>2.0.CO;2.
- Lee, H., Romero, J., 2023, Climate Change 2023: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, in: *IPCC Open-File Report*, Geneva, Switzerland, p. 35-115, doi: 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.
- Li, G., Cheng, L., Zhu, J., Trenberth, K. E., Mann, M. E., Abraham, J. P., 2020, Increasing ocean stratification over the past half-century: *Nature Climate Change*, v. 10, n. 12, p. 1116-1123, doi: 10.1038/s41558-020-00918-2.
- Liu, M., Taha, T., 2019, Characteristics of Water Masses in the Atlantic Ocean based 2 on GLODAPv2 data: *Ocean Science Discuss*, v. 1, p. 43, doi: 10.5194/os-2018-139.
- Liu, W., Xie, S. P., Liu, Z., Chu, J., 2017, Overlooked possibility of a collapsed Atlantic Meridional Overturning Circulation in warming climate: *Science Advances*, v. 3, n. 1, p. e1601666, doi: 10.1126/sciadv.1601666.

- Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Baranova, O. K., Zweng, M. M., Paver, C. R., Reagan, J. R., Johnson, D. R., Hamilton, M., Seidov, D., 2013, World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature, NOAA Atlas NESDIS, v. 73, p. 40, doi: 10.7289/V55X26VD.
- Lovejoy, T. E., Nobre, C., 2018, Amazon tipping point: Science Advances, v. 4, n. 2, p. eaat2340, doi: 10.1126/sciadv.aat2340.
- Ma, Q., Shi, X., Scholz, P., Sidorenko, D., Lohmann, G., Ionita, M., 2024, Revisiting climate impacts of an AMOC slowdown: dependence on freshwater locations in the North Atlantic: Science Advances, v. 10, n. 47, p. eadr3243, doi: 10.1126/sciadv.adr3243.
- Malhi, Y., Aragão, L. E. O. C., Galbraith, D., Huntingford, C., Fisher, R., Zelazowski, P., Sitch, S., McSweeney, C., Meir, P., 2009, Exploring the likelihood of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest: Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 106, n. 49, p. 20610-20615, doi: 10.1073/pnas.0804619106.
- Marshall, J., Donohoe, A., Ferreira, D., McGee, D., 2014, The ocean's role in setting the mean position of the Inter-Tropical Convergence Zone: Climate Dynamics, v. 42, p. 1967-1979, doi: 10.1007/s00382-013-1767-z.
- Mcintyre, A., Molino, B., 1996, Forcing of Atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession: Science, v. 274, n. 5294, p. 1867-1870, doi: 10.1126/science.274.5294.1.
- McManus, J. F., Oppo, D. W., Cullen, J. L., 1999, A 0.5-Million-Year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic: Science, v. 283, n. 5404, p. 971-975, doi: 10.1126/science.283.5404.971.
- Meade, R. H., 1994, Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers: Quaternary International, v. 21, p. 29-39, doi: 10.1016/1040-6182(94)90019-1.
- Melo, D. B., 2024, Uso da luminescência como indicador de precipitação continental em testemunhos marinhos: Bacia Hidrográfica do Prata [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade Federal de São Paulo.
- Mendes, V. R., Sawakuchi, A. O., Chiessi, C. M., Giannini, P. C. F., Rehfeld, K., Mulitza, S., 2019, Thermoluminescence and optically stimulated luminescence measured in marine sediments indicate precipitation changes over northeastern Brazil: Paleoceanography and Paleoclimatology, v. 34, n. 8, p. 1476-1486, doi: 10.1029/2019PA003691.
- Mineli, T. D., 2021, Variabilidade das propriedades de luminescência do quartzo e aplicação de curva dose-resposta padrão para datação de sedimentos brasileiros [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 118 p., doi:10.11606/T.44.1994.tde-23092013-162323.
- Moseley, G. E., Spötl, C., Cheng, H., Boch, R., Min, A., Edwards, R. L., 2015, Termination-II interstadial/stadial climate change recorded in two stalagmites from the north European Alps: Quaternary Science Reviews, v. 127, p. 229-239, doi: 10.1016/j.quascirev.2015.07.012.
- Moreira-Turcq, P. F., Seyler, P., Guyot, J. L., Etcheber, H., 2003, Characteristics of organic matter in the mixing zone of the Rio Negro and Rio Solimões of the Amazon River: Hydrological Processes, v. 17, n. 7, p. 1393-1404, doi: 10.1002/hyp.1291.
- Mulitza, S., Arz, H., Mücke, S. K. V., Moos, C., Niebler, H. S., Pätzold, J., Segl, M., 1999, The South Atlantic Carbon Isotope Record of Planktic Foraminifera, in Fischer, G., Wefer, G. (Eds), Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from South Atlantic: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 427-445.
- Mulitza, S., Dürkoop, A., Hale, W., Wefer, G., & Niebler, H. S., 1997, Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification: Geology, v. 25, n. 4, p. 335-338, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0335:PFAROP>2.3.CO;2.
- Mulitza, S., Boltovskoy, D., Donner, B., Meggers, H., Paul, A., Wefer, G., 2003, Temperature: $\delta^{18}\text{O}$ relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 202, n. 1-2, p. 143-152, doi: 10.1016/S0031-0182(03)00633-3.
- Mulitza, S., et al., 2017, Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation: Paleoceanography, v. 32, n. 6, p. 622-633, doi: 10.1002/2017PA003084.

- Murray, A. S., Roberts, R. G., 1997, Determining the burial time of single grains of quartz using optically stimulated luminescence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 152, n. 1-4, p. 163-180, doi: 10.1016/S0012-821X(97)00150-7.
- Myers, E. H., 1943, Life activities of foraminifera in relation to marine ecology: *Proceedings of the American Philosophical Society*, p. 439-458.
- Nascimento, R. A., et al., 2021, Tropical Atlantic stratification response to late Quaternary precessional forcing: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 568, p. 117030, doi: 10.1016/j.epsl.2021.117030.
- Oliveira, A. S., 2016, Paleoclimate/paleoceanographic reconstructions of the Tropical South America, [Tese de Doutorado]: Rio de Janeiro, Universidade Federal Fluminense, 84 p..
- Oppo, D. W., Keigwin, L. D., McManus, J. F., Cullen, J. L., 2001, Persistent suborbital climate variability in marine isotope stage 5 and Termination II: *Paleoceanography*, v. 16, n. 3, p. 280-292, doi: 10.1029/2000PA000527.
- Pawlowski, J., Holzmann, M., Berney, C., Fahrni, J., Gooday, A. J., Cedhagen, T., Habura, A., Bowser, S. S., 2003, The evolution of early Foraminifera: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 100, n. 20, p. 11494-11498, doi: 10.1073/pnas.2035132100.
- Peterson, R. G., Stramma, L., 1991, Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean: *Progress in oceanography*, v. 26, n. 1, p. 1-73, doi: 10.1016/0079-6611(91)90006-8.
- Petrov, S. A., Bailiff, I. K., 1995, The '110° C' TL peak in synthetic quartz: *Radiation Measurements*, v. 24, n. 4, p. 519-523, doi: 10.1016/1350-4487(95)00002-V.
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996, Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography: *Marine Geology*, v. 130, n. 3-4, p. 203-229, doi: 10.1016/0025-3227(95)00148-4.
- Pietsch, T. J., Olley, J. M., Nanson, G. C., 2008, Fluvial transport as a natural luminescence sensitiser of quartz: *Quaternary Geochronology*, v. 3, n. 4, p. 365-376, doi: 10.1016/j.quageo.2007.12.005.
- Preusser, F., et al., 2009, Quartz as a natural luminescence dosimeter: *Earth-Science Reviews*, v. 97, n. 1-4, p. 184-214, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.09.006.
- Pupim, F. N., Assine, M. L., Sawakuchi, A. O., 2017, Late Quaternary Cuiabá megafan, Brazilian Pantanal: channel patterns and paleoenvironmental changes: *Quaternary International*, v. 438, p. 108-125, doi: 10.1016/j.quaint.2017.01.013.
- Putzer, H., 1984, The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources, in *The Amazon: limnology and landscape ecology of the mighty tropical river and its basin*: Dordrecht: Springer Netherlands, p. 15-46.
- Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., Toucanne, S., 2015, An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages: *Quaternary Science Reviews*, v. 111, p. 94-106, doi: 10.1016/j.quascirev.2015.01.012.
- Ravelo, A. C., Hillaire-Marcel, C., 2007, Chapter eighteen the use of oxygen and carbon isotope of foraminifera in paleoceanography: *Developments in marine geology*, v. 1, p. 735-764, doi: 10.1016/S1572-5480(07)01023-8.
- Richardson, P. L., Fratantoni, D. M., 1999, Float trajectories in the deep western boundary current and deep equatorial jets of the tropical Atlantic: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 46, n. 1-2, p. 305-333, doi: 10.1016/S0967-0645(98)00100-3.
- Rhodes, E. J., 2011, Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years: *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, v. 39, p. 461-488, doi: 10.1146/annurev-earth-040610-133425.
- Rodrigues, R. R., Rothstein, L. M., Wimbush, M., 2007, Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study: *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, n. 1, p. 16-30, doi: 10.1175/JPO2983.1.
- Rohling, E. J., Cooke, S., 1999, Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells: *Modern foraminifera*, v. 297, p. 239-258.
- Santos, T. P. et al., 2022, A data-model perspective on the Brazilian margin surface warming from the Last Glacial Maximum to the Holocene: *Quaternary Science Reviews*, v. 286, p. 107557, doi: 10.1016/j.quascirev.2022.107557.

- Sawakuchi, G. O., et al., 2008, Relative optically stimulated luminescence and thermoluminescence efficiencies of Al₂O₃: C dosimeters to heavy charged particles with energies relevant to space and radiotherapy dosimetry: *Journal of Applied Physics*, v. 104, n. 12, doi: 10.1063/1.3041655.
- Sawakuchi, A. O., 2011, Sensibilidade da luminescência como indicador da história térmica e deposicional do quartzo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo [Tese de Doutorado].
- Sawakuchi, A. O., Blair, M. W., Dewitt, R., Faleiros, F. M., Hyppolito, T., Guedes, C. C. F., 2011, Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments: *Quaternary Geochronology*, v. 6, v. 2, p. 261-272, doi: 10.1016/j.quageo.2010.11.002.
- Sawakuchi, A. O., et al., 2018, Luminescence of quartz and feldspar fingerprints provenance and correlates with the source area denudation in the Amazon River basin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 492, p. 152-162, doi: 10.1016/j.epsl.2018.04.006.
- Sawakuchi, A. O., Rodrigues, F. C. G., Mineli, T. D., Mendes, V. R., Melo, D. B., Chiessi, C. M., Giannini, P. C. F., 2020, Optically stimulated luminescence sensitivity of quartz for provenance analysis: *Methods and Protocols*, v. 3, n. 1, p. 1-13, doi:10.3390/mps3010006
- Schmitz Jr., W. J., 1995, On the interbasin-scale thermohaline circulation: *Reviews of Geophysics*, v. 33, n. 2, p. 151–173, doi: 10.1029/95RG00879.
- Schneider, R. R., Müller, P. J., Ruhland, G., 1995, Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: Evidence from Alkenone Sea surface temperatures: *Paleoceanography*, n. 10, n. 2, p. 197–219, doi: 10.1029/94PA03308.
- Schneider, T., Bischoff, T., Haug, G. H., 2014, Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone: *Nature*, v. 513, n. 7516, p. 45-53, doi: 10.1038/nature13636.
- Silva, C. R., Peixinho, F. C., Monteiro, A., Pinto, E. J. A., Azambuja, A. M. S., Farias, J. A. M., Pickbrenner, K., Weschendelder, A. B., Santos, A. L. M. R., Marcuzzo, F. F. N., Costa, M. R., Nascimento, J. R. S., Furtunato, O. M., Medeiros, V. S., Almeida, I. S., 2011, Levantamento da Geodiversidade. Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil – isoietas anuais médias, período 1977 a 2006. CPRM, escala 1:1.000.000.
- Shackleton, N. J., 1969, The last interglacial in the marine and terrestrial records: *Proceedings of the Royal Society of London, Series B, Biological Sciences*, v. 174, n. 1034, p. 135-154, doi: 10.1098/rspb.1969.0085.
- Skonieczny, C., et al., 2019, Monsoon-driven Saharan dust variability over the past 240,000 years: *Science advances*, v. 5, n. 1, p. 1–9, doi: 10.1126/sciadv.aav1887.
- Soares, E. F., Zalán, P. V., Figueiredo, J. D. J. P., Junior, I. T., 2007, Bacia do Pará-Maranhão: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 321-329.
- Steph, S., Regenberg, M., Tiedemann, R., Mulitza, S., Nürnberg, D., 2009, Stable isotopes of planktonic foraminifera from tropical Atlantic/Caribbean core-tops: Implications for reconstructing upper ocean stratification: *Marine Micropaleontology*, v. 71, n. 1–2, p. 1–19, doi: 10.1016/j.marmicro.2008.12.004.
- Stramma, L., England, M., 1999, On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C9, p. 20863-20883, doi: 10.1029/1999JC900139.
- Stramma, L., Fischer, J., Reppin, J., 1995, The north brazil undercurrent: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 42, n. 5, p. 773-795, doi: 10.1016/0967-0637(95)00014-W.
- Tan, X., Wu, X., Huang, Z., Fu, J., Tan, X., Deng, S., Liu, Y., Gan, T. Y., Liu, B., 2023, Increasing global precipitation whiplash due to anthropogenic greenhouse gas emissions: *Nature Communications*, v. 14, n. 1, p. 2796, doi: 10.1038/s41467-023-38510-9.
- Vaz, P. T., Wanderley Filho, J. R., Travassos, W. A. S., 2007, Bacia do Parnaíba: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 253-263.
- Venâncio, I. M., et al., 2018, Millennial-to orbital-scale responses of western equatorial Atlantic thermocline depth to changes in the trade wind system since the last interglacial: *Paleoceanography and Paleoclimatology*, v. 33, n. 12, p. 1490-1507, doi: 10.1029/2018PA003437.

- Vera, C., Silvestri, G., Liebmann, B., González, P., 2006, Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models: *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 13, doi: 10.1029/2006GL025759.
- Wang, Z., Lin, L., Zhang, X., Zhang, H., Liu, L., Xu, Y., 2017, Scenario dependence of future changes in climate extremes under 1.5 °C and 2 °C global warming: *Scientific reports*, v. 7, n. 1, p. 46432, doi: 10.1038/srep46432.
- Waelbroeck, C., Frank, N., Jouzel, J., Parrenin, F., Masson-Delmotte, V., Genty, D., 2008, Transferring radiometric dating of the last interglacial sea level high stand to marine and ice core records: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 265, n. 1-2, p. 183-194, doi: 10.1016/j.epsl.2007.10.006.
- Wallace, J. M., Hobbs, P. V., 2006, *Atmospheric Dynamics*, in Wallace, J. M., Hobbs, P. V., *Atmospheric science: an introductory survey*, Elsevier, p. 271-312. .
- Weijer, W., Cheng, W., Garuba, O. A., Hu, A., Nadiga, B. T., 2020, CMIP6 models predict significant 21st century decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: *Geophysical Research Letters*, v. 47, n. 12, p. e2019GL086075, doi: 10.1029/2019GL086075.
- Wernberg, T., Smale, D. A., Tuya, F., Thomsen, M. S., Langlois, T. J., De Bettignies, T., Bennett, S., Rousseaux, C. S., 2013, An extreme climatic event alters marine ecosystem structure in a global biodiversity hotspot: *Nature Climate Change*, v. 3, n. 1, p. 78-82, doi: 10.1038/nclimate1627.
- Wintle, A. G., Huntley, D. J., 1979, Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core: *Nature*, v. 279, n. 5715, p. 710-712.
- Yukihara, E. G., McKeever, S. W. S., 2011, *Optically stimulated luminescence: fundamentals and applications*: John Wiley & Sons, 378p.
- Zerfass, G. D. S. A., Sánchez, F. J. S., Junior, F. C., 2011, Aplicação de métodos isotópicos e numéricos em paleoceanografia com base em foraminíferos planctônicos: *Terrae Didática*, v. 7, n. 1, p. 4-17, doi: 10.20396/td.v7i1.8637437.
- Zhang, D., Msadek, R., McPhaden, M.J., Delworth, T., 2011, Multidecadal variability of the North Brazil Current and its connection to the Atlantic meridional overturning circulation: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 116, n. C4, p. 1–9, doi: 10.1029/2010jc006812.
- Zhang, Y., et al., 2017, Different precipitation patterns across South America during Heinrich and Dansgaard-Oeschger stadials: *Quaternary Science Reviews*, v. 177, p. 1-9, doi: 10.1016/j.quascirev.2017.10.012.
- Zhou, J., Lau, K. M., 1999, *Interannual and decadal variability of summer rainfall over South America*: NASA Goddard Space Flight Center Greenbelt, MD United States.
- Zular, A., Sawakuchi, A. O., Guedes, C. C., Giannini, P. C., 2015, Attaining provenance proxies from OSL and TL sensitivities: Coupling with grain size and heavy minerals data from southern Brazilian coastal sediments: *Radiation Measurements*, v. 81, p. 39-45, doi: 10.1016/j.radmeas.2015.04.010.
- Zweng, M. M., Reagan, J. R., Antonov, J. I., Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Baranova, O. K., Johnson, D. R., Seidov, D., Biddle, M. M., 2013, *World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity*, NOAA Atlas NESDIS, v. 74, p. 39, doi: 10.7289/V5251G4D.