

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E  
PALEOECOLÓGICA DO TRIÁSSICO DO RIO GRANDE DO  
SUL COM BASE EM EVIDÊNCIAS GEOQUÍMICAS EM  
DENTES DE TETRÁPODES**

**LEONARDO CORECCO DE QUEIROZ**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz

Porto Alegre, 2024

---

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E  
PALEOECOLÓGICA DO TRIÁSSICO DO RIO GRANDE DO  
SUL COM BASE EM EVIDÊNCIAS GEOQUÍMICAS EM  
DENTES DE TETRÁPODES**

LEONARDO CORECCO DE QUEIROZ

ORIENTADOR – Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Hermínio Ismael de Araújo Júnior – Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Mário André Trindade Dantas – Instituto Multidisciplinar em Saúde, Universidade Federal da Bahia

Tese de Doutorado apresentada  
como requisito parcial para a  
obtenção do título de Doutor em  
Ciências

Porto Alegre, 2024

**CIP - Catalogação na Publicação**

Queiroz, Leonardo

Estudo Geoquímico das Zonas de Associação de Vertebrados da Supersequência Santa Maria (Meso-Neotriássico), Bacia do Paraná (Brasil) / Leonardo Queiroz. -- 2020.

86 f.

Orientador: Cesar Leandro Schultz.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2020.

1. Paleontologia de Vertebrados. 2. Bioestratigrafia. 3. Paleoclimatologia . 4. Gondwana .  
5. Carnian Pluvial Episode. I. Leandro Schultz, Cesar, orient. II. Título.

À minha família e a todos os professores que contribuíram para a minha formação. Sem o apoio e ensinamentos de vocês, eu não teria chegado aonde cheguei.



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao meu orientador, Cesar Leandro Schultz, e aos professores Vitor Paulo Pereira, Matt Kohn, Linda Reynard e Marina Bento Soares, pelo suporte necessário e por todos os ensinamentos ministrados ao longo desta Tese.

Não posso deixar de agradecer aos professores Dra. Ana Maria Ribeiro (MCN, UFRGS), Dr. Marco Brandalise (PUCRS), aos doutores Flávio Pretto (CAPPa), Rodrigo Müller (CAPPa), Rafael Costa da Silva (MCTer) e aos curadores Carlos Rodrigues (MMACR) e Francis Schirrmann (CPEZ) pela pronta disponibilização dos materiais que foram utilizados nesta Tese.

Também gostaria de agradecer ao pessoal que integra o Laboratório de Paleontologia de Vertebrados da Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Prof. Dr. Heitor Francischini, Profa. Dra. Paula Dentzien-Dias, Francesco Battista, Brodsky Farias, André Barcellos, Gabriel Matte, Pedro Henrique, Thiago Carlisbino, Maurício Schmitt, Caio Scartezini, Pedro Xavier, Luciano Dória e demais colegas, por todas essas memórias construídas juntos. Os colegas Francesco Battista, Brodsky Farias, Voltaire Paes Neto, Tomaz Melo e Denise Canarim merecem um agradecimento especial pelas discussões produtivas e pelo auxílio na confecção das lâminas histológicas utilizadas neste trabalho. Gostaria de agradecer ainda a toda a família do BIOFUT MAGIA por ter me acolhido no time e ter ajudado a tornar minhas segundas e/ou quintas feiras mais alegres.

Além dessas pessoas, preciso agradecer a todos os colegas que embarcaram comigo durante a pandemia de COVID-19 no projeto de produção do livro (Paleontologia do Brasil – Paleoecologia e Paleoambientes) que foi idealizado e editado por mim, porém, sem o auxílio deles, não teria sido possível executá-lo. Os professores Drs. Ismar Carvalho, Hermínio Araújo Júnior e Fernando Barbosa, merecem um agradecimento especial quanto a este assunto, por todo o auxílio junto a editora e por toda a logística prestada para o lançamento do livro no Rio de Janeiro.

Os professores Dra. Maria Pivel e Dr. Fernando Erthal que cederam o equipamento e o espaço necessários para a pesagem e acondicionamento (*ependorfs*) das amostras também devem ser aqui lembrados. Além deles, devo agradecer ainda os Drs. Daniel Vieira, pelo auxílio na realização das análises de

microscopia eletrônica de varredura (MEV) e Júlio Vaghetti, pelo auxílio na realização das análises de infravermelho. O Professor Dr. Karthik Chinnathambi e o técnico Jeremy Daniels merecem um agradecimento aqui pelo auxílio prestado na realização das análises de microdifração de raios x e infravermelho, respectivamente. O pesquisador Darin Schwartz e o doutorando John Fink merecem um agradecimento pelas discussões produtivas e pela ajuda na aquisição e processamento preliminar de dados de LA-ICP-MS. O Fotógrafo Luiz Flávio Lopes do Instituto de Geociências da UFRGS precisa ser mencionado aqui por suas belas fotografias que ajudaram a compor parte desta tese. O doutorando Geovane Souza, pela disponibilização do equipamento necessário para a coleta das amostras no estado do Rio de Janeiro, também merece uma citação aqui.

Gostaria de agradecer bastante a minha esposa, Paulyana Corecco Moura, pelo total apoio e compreensão ao longo desses quatro anos, bem como por ter sido um porto seguro nos momentos difíceis. Nossos filhos peludos Salem e Freyja também devem ser mencionados.

Por fim, agradeço a minha família, meus pais (Mardônio e Tiziana) e minha irmã (Débora). Vocês foram um dos principais pilares nessa minha caminhada. Obrigado por todo o amor, carinho e atenção que vocês me deram ao longo desses anos todos e por terem investido em minha educação, isso foi fundamental para eu chegar aonde cheguei. Não poderia deixar de citar minha avó Irma Corecco, por toda a sua ajuda e lembranças maravilhosas que temos. Ao restante da minha família, que não dará para citar todos aqui, meus sinceros agradecimentos, por contribuírem, mesmo sem perceberem com minha formação, amo vocês.

*“A ausência da evidência não significa evidência da ausência”.*

Carl Sagan

## RESUMO

Análises isotópicas (C e O) realizadas em dentes (especialmente esmalte) e ossos fósseis são importantes fontes de dados paleoclimáticos e paleoecológicos, uma vez que estes tecidos incorporam os elementos químicos (com seus respectivos isótopos dominantes) presentes na alimentação e nas fontes de água dos organismos ao longo de suas vidas. Ao longo do Triássico, são registrados marcantes câmbios faunísticos e florísticos por toda a Pangea, provavelmente decorrentes de mudanças climáticas. Neste contexto, foram utilizadas amostras de fósseis de vertebrados do Meso-Neotriássico do RS para, através dos dados isotópicos obtidos das mesmas, tentar identificar as condições paleoclimáticas e paleoecológicas reinantes durante aquele intervalo. Mais especificamente, foram coletadas amostras oriundas de duas das quatro Zonas de Associação (ZAs) que ocorrem no pacote sedimentar da Supersequência Santa Maria: ZA de *Dinodontosaurus* (Mesotriássico) e ZA de *Hyperodapedon* (Neotriássico), escolhidas em função da maior quantidade de material fóssil disponível e da melhor possibilidade de cronocorrelação com outras unidades sedimentares contemporâneas. Quarenta e uma amostras de tecidos dentários e ósseos, sendo 18 da ZA de *Dinodontosaurus* e 23 da ZA de *Hyperodapedon*, foram coletadas e submetidas a uma série de técnicas analíticas, incluindo ATR-FTIR, microdifração de raios x, microscopia eletrônica de varredura e LA-ICP-MS. Os resultados isotópicos deste estudo indicaram que os estratos da ZA de *Hyperodapedon* (de idade carniana) registram condições de maior umidade (maior precipitação) em relação aos da ZA de *Dinodontosaurus* (idade ladiniana), corroborando hipóteses prévias que colocam uma marcante mudança climática global no sentido do aumento da umidade, o Episódio Pluvial do Carniano, como responsável pela mudança de fauna e flora que, entre outros indicadores, está marcada pela origem e diversificação inicial dos dinossauros. Além das inferências paleoclimáticas, os dados isotópicos aqui apresentados também fornecem informações a respeito dos modos de termorregulação e dos hábitos alimentares dos organismos das duas biozonas analisadas.

**Palavras-chave:** ATR-FTIR, Bacia do Paraná, fluorapatita, fossildiagênese, Gondwana, isótopos estáveis

## ABSTRACT

Isotopic analyzes (C and O) conducted in fossil teeth (especially enamel) and bones are important paleoclimatic and paleoecological sources, since these tissues are capable to incorporate chemical elements (and their respective isotopes) from food and water sources during the organism's life. Throughout the Triassic remarkable faunistic and floristic turnovers were recorded across the Pangea, which are probably related to climatic changes. In this context, it was collected samples from vertebrate fossils from Middle-Late Triassic of RS owing to, based on their obtained isotopic data, try to identify the paleoclimatic and paleoecological conditions that ruled during that interval. To be more specific, it was collected samples from two of the four Assemblage Zones (AZs) that make up the sedimentary package of the Santa maria Supersequence: *Dinodontosaurus* AZ (Middle Triassic) and *Hyperodapedon* AZ (Late Triassic). These units were chosen based on the quantity of available fossils and to their best possibility of chronocorrelation with other contemporary sedimentary units. Forty-one samples of dental tissues (enamel and dentine) and bones, being 18 from *Dinodontosaurus* AZ and 23 from *Hyperodapedon* AZ, were collected and subjected to a series of analytical techniques, including ATR-FTIR, micro XRD, scanning electron microscope and LA-ICP-MS. The isotopic results of this study indicates that the *Hyperodapedon* AZ strata (Carnian age) recorded more humid conditions (greater rainfall) in comparison with those from *Dinodontosaurus* AZ (Ladinian age), which corroborates with the previous hypothesis that place a remarkable global climate change towards increased humidity, the Carnian Pluvial Episode, as the responsible for the fauna and flora turnovers. That turnover, among other indicators, is marked by the origin and initial diversification of dinosaurs. Besides the paleoclimatic inferences, the isotopic data here presented, also enabled information about these organisms' thermoregulation and food habits.

**Keywords:** ATR-FTIR, fluorapatite, fossildiagenesis, Gondwana, Paraná Basin, stable isotopes

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 Correlação litoestratigráfica das sequências triássicas brasileiras (3) com outras unidades do Gondwana (Tanzânia – 1; Namíbia – 2 e Argentina – 4). Vale destacar em 3 as Sequências Pinheiros-Chiniquá (ZA de *Dinodontosaurus*) e Candelária (ZA de *Hyperodapedon*). As datações das unidades brasileira (estrelas vermelhas) e argentina (estrelas azuis) foram extraídas respectivamente de Corecco *et al.* (2020) e de Desojo *et al.* (2020). As idades das unidades litoestratigráficas africanas (Manda Beds - Tanzânia e Omingonde - Namíbia) são estipuladas com base em uma bioestratigrafia de vertebrados continentais robusta, porém, carecem de datações radiométricas absolutas (Ezcurra *et al.*, 2017; Nesbitt *et al.*, 2017). Quando datações foram realizadas, como no caso de grãos de zircão da Formação Omingonde, foi constatado que estes correspondiam a expressão de um importante sistema de reciclagem e homogeneização de sedimentos e, portanto, não gerariam dados absolutos confiáveis (Ziegler *et al.*, 2020). Seq. = Sequência. 21
- Figura 2 Diagrama das partes constituintes de um dente (adaptado de Junqueira & Carneiro, 2013). 24
- Figura 3 Principais constituintes do tecido mineralizado dos ossos, dentinas, esmaltes em % de peso (A) e % de volume (B). C) Micrografia de dente humano com destaque para a estrutura cristalina prismática do esmalte (bastante comum em mamíferos) e para a região da dentina. Vale destacar a ausência de estruturas vasculares nessas regiões. D) Estruturas de microdesgaste observadas em um dente primeiro molar inferior - m1 de *Procyon cancrivorus*. Esse tipo de microdesgaste pode ser utilizado para determinar o tipo de alimento consumido por um determinado organismo. Escala 50 µm. E) Seção delgada através da cúspide de um molar de *Alcelaphus buselaphus* (Plioceno do Quênia), onde é possível se observar as Estrias de Retzius (setas brancas), que podem auxiliar na determinação da idade do organismo, bem como na identificação de períodos de estresse climáticos. F) Esquema simplificado da formação do esmalte dentário. É possível se observar que a fase de aposição (inicial) tem seu princípio na superfície oclusal (de uso) e progride rumo a raiz, em baixo ângulo ( $\alpha$ ) em relação à junção esmalte-dentina (EDJ – *Enamel-Dentine Junction*). R.C. = Riscos cruzadas; O = Orifícios. Adaptado de Macho *et al.* (2003), Pasteris *et al.* (2008), Koenemann *et al.* (2009) e Trayler & Kohn (2017). 26
- Figura 4 Abordagem hierárquica sintetizada por Sander (2000) para o estudo das microestruturas dos esmaltes dentários de répteis. 30
- Figura 5 Representação esquemática das características selecionadas ao nível hierárquico do tipo de esmalte. Os tipos de esmalte mais importantes encontrados em répteis (A), bem como as 31

- principais discontinuidades (B) observadas foram desenhadas em escala. Adaptado de Sander (2000).
- Figura 6 Segmentação dentária mostrando os dentes funcionais (A - C) de substituição (D - F) em cores. Dentes de substituição e dente funcional de cada posição estão presentes em diferentes tons de uma mesma cor. A segmentação dentária sem escala e crânios em escala (escala = 5 cm). Adaptado de Kosch & Zanno (2020). 34
- Figura 7 Variedade morfológica observada dentro de Dinosauria. A - C) Dentes de terópodes com detalhamento de suas serrilhas (A - *Troodon*; B - *Saurornitholestes*; C - grande terópode plesiomórfico); D) *Plateosaurus* (Sauropodomorpha); E) *Diplodocus* (saurópode); F - G) *Oplosaurus* (saurópode; F - vista labial e G - vista lingual); H) *Edmontonia* (anquilossauro); I) *Stegosaurus*; J - K) *Triceratops* (ceratopsídeo; J - vista labial e K - vista anteroposterior). Adaptado de Sander (1997). 35
- Figura 8 Variação das taxas isotópicas de C e O na natureza. Adaptado de Hoefs (2004). 37
- Figura 9 Variação das taxas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  ao longo dos estratos de vegetação em florestais tropicais. Adaptado de Medina & Minchin (1980). 38
- Figura 10 Diagrama esquemático apresentando as diferenças nos processos fotossintéticos de plantas C3 e C4 terrestres que acarretam diferentes fracionamentos isotópicos nos tecidos das plantas. Fosfoglicerato (PGA), oxaloacetato (OAA), malato e piruvato são componentes orgânicos que participam da fotossíntese, enquanto Rubisco e PEPc são enzimas que catalisam as reações entre esses componentes orgânicos e o  $\text{CO}_2$ . Flechas sólidas indicam o fluxo de moléculas orgânicas dentro e através das células; Flechas tracejadas mostram que algum  $\text{CO}_2$  pode vaziar para fora das células de bainha. Vale destacar que Fosfoglicerato (PGA) possui três átomos de C, por isso plantas C3, ao passo que oxaloacetato (OAA) tem quatro, daí a denominação plantas C4. Os valores em permil são relativos ao padrão V-PDB. Adaptado de Kohn & Cerling (2002). 39
- Figura 11 Cronoestratigrafia padrão do Triássico (2016) com a evolução dos mapas paleogeográficos do Eo (A), Meso (B) e Neo (C) Triássico. Adaptado de Miller & Baranyi (2019). Ole. = Olenequiano. 58
- Figura 12 Escala de tempo do Triássico e posicionamento. A) Escala de tempo do Triássico (~50 Myr), delimitada por dois eventos de extinção em massa (um no começo e um no final). B) Mapa paleogeográfico global do Triássico apresentando os principais cinturões climáticos, com destaque para a extensão da região de clima árido ("dead zone", em bege) do Eotriássico. Note que a maioria dos organismos são encontrados em zonas que representavam climas temperados (em verde). Adaptado de Benton (2016). 60

- Figura 13 A) Área de extensão da Bacia do Paraná na América do Sul. B) Principais domínios geológicos presentes no estado do Rio Grande do Sul. Adaptado de Xavier *et al.* (2018). 62
- Figura 14 Visão esquemática das Zonas de Associação da SSM com algumas datações feitas em zircões detríticos Langer *et al.* (2018; estrelas azuis) e Philipp *et al.* (2018; estrela vermelha). Adaptado de Martinelli *et al.* (2017), Langer *et al.* (2018) e Philipp *et al.* (2018). 65
- Figura 15 Localização dos principais afloramentos das Zonas de Associação da Supersequência Santa Maria. Adaptado de Martinelli *et al.* (2017). 66
- Figura 16 A) Micro broca com ponta de aço (Dramel 4000 – 175 W) utilizada para a extração de pó de amostra para posterior maceração em um almofariz de ágata, com o auxílio de um pistilo (B) até uma fração  $\leq 0,0064$  mm (fração argila). 77
- Figura 17 A) Conjunto de Resina Epóxi de Baixa Viscosidade (OHR-22) e Endurecedor Clear (OHE-63) da marca Ohana utilizados para a confecção da resina utilizada na impregnação das amostras. B) Balança SuFeng (MH-Series Pocket Scale), com precisão de 0.1g, utilizada para pesar corretamente as proporções do conjunto resina epóxi-endurecedor. C) Processo de homogeneização da resina. D) Amostras de dentes fósseis em processo de cura após a impregnação com resina. Amostras de dentes fósseis em processo de cura após a impregnação com resina. E) Lâmina histológica de uma presa de *Dinodontosaurus* sp. (amostra D2; PV-0279-T) em corte transversal. F) Lâmina histológica de um dente de arcossauro indeterminado (amostra H17; CAPPA/UFSM 0369) da ZA de *Hyperodapedon* em corte longitudinal. 80
- Figura 18 A) e B) Visão geral do espectrômetro de massa de razão isotópica de fluxo contínuo *ThermoFisher Delta V+* utilizado para as análises isotópicas de C e O utilizadas na presente Tese. 82
- Figura 19 A) Visão geral do microdifratômetro *Miniflex 600 Bench-Top* (Rigaku) utilizado para as análises de microdifração nas amostras da presente Tese. B) Detalhe para o suporte onde as amostras foram acondicionadas (seta vermelha). 84
- Figura 20 Visão geral do espectrômetro FTIR *PerkinElmer precisely Spectrum 100* utilizado para as análises de FTIR desta Tese. 85
- Figura 21 Espectro ATR-FTIR da amostra D19. A) Linhas de base para o cálculo do FWHM do pico  $1.035\text{ cm}^{-1}$  do fosfato. B) Destaque para as linhas de base utilizadas para o cálculo da largura em 85% da altura do pico  $604\text{ cm}^{-1}$  (FW85%), da largura em 80% da altura do pico  $565\text{ cm}^{-1}$  (FW80%) e para o fator de cristalinidade (IRSF). As principais bandas vibracionais também são reportadas. Note que o pico  $565\text{ cm}^{-1}$  (modo vibracional  $\nu_4$  ( $\text{PO}_4^{3-}$ )) é necessário para as medições de FW80% e IRSF (corresponde ao b da fórmula). Devido a sua proximidade com o limite inferior de detecção do equipamento, tais parâmetros 86



não foram calculados neste estudo.

- Figura 22 A) Microscópio eletrônico de varredura utilizados nesta Tese (Marca JOEL, modelo JSM-6610LV). B) Exemplo de imagem gerada por SEI (*Secondary Electron Imaging*) em amostra de arcossauro indeterminado (amostra H13; CAPP/UFMS 0365). 88
- Figura 23 Equipamentos utilizados para a realização das análises por LA-ICP-MS desta Tese. A) Monitores que permitem a calibração do equipamento e marcação dos pontos (*spots*) analisados. B) Suporte para inserção das amostras (seta vermelha). C) Sistema de ablação a laser *Teledyne (Photon Machines) Analyte Excite+*. D) Espectrômetro de massa de quadrupolo simples *ThermoScientific, iCAP-RQ*. 92

**LISTA DE TABELAS E QUADROS**

Quadro 1	Síntese da complexidade hierárquica em esmaltes dentários de mamíferos e demais amniotas não mamalianos. Seta inicia no nível hierárquico mais baixo e aponta para o mais alto. Adaptado de Koenigswald & Clemens (1992); Koenigswald & Sander (1997); Sander (1999).	33
Quadro 2	Principais características diagnósticas das plantas do tipo C3, C4 e CAM no que diz respeito à fisiologia e preferências ambientais. Adaptado de Bear & Rintoul (2016).	40
Tabela 1	Valores isotópicos de C e O nos principais contextos (paleo) ecológicos e (paleo) ambientais. Adaptado de Lee-Thorp <i>et al.</i> , (1989), Kohn <i>et al.</i> (1996), Macfadden <i>et al.</i> (1999), Clementz & Koch (2001), Kohn & Cerling (2002) e Dantas <i>et al.</i> (2017). C3 = Plantas do tipo C3; C4 = Plantas do tipo C4; H3 = Herbívoros ramoneadores ou browsers (comedores de folhas e frutos – C3); H4 = Herbívoros pastadores ou grazers (comedores de gramíneas – C4); CC = Carnívoros continentais; CM = Carnívoros marinhos; O = Onívoros.	44
Quadro 3	Tendências gerais dos isótopos estáveis de C e O.	44
Quadro 4	Descrição e proveniência das amostras selecionadas para a presente Tese.	75

## **ABREVIATURAS INSTITUCIONAIS**

**UFRGS-PV-T:** Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Coleção de Paleovertebrados - Triássico), Porto Alegre, Brasil.

**MCP-PV:** Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (Coleção de Paleovertebrados), Porto Alegre, Brasil.

**MCN-PV:** Museu de Ciências Naturais da Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul (Coleção de Paleovertebrados), Porto Alegre, Brasil.

**CAPPA/UFSM:** Centro de Apoio à Pesquisa Paleontológica da Quarta Colônia, Universidade Federal de Santa Maria, Laboratório de Estratigrafia e Paleobiologia, Santa Maria, Brasil.

**CPEZ:** Coleção Paleontológica do Museu Paleontológico e Arqueológico Walter Ilha, São Pedro do Sul, Brasil.

**MCTer:** Museu de Ciências da Terra, Serviço Geológico do Brasil - SGB, Rio de Janeiro-RJ.

**MMACR:** Museu Municipal Aristides Carlos Rodrigues, Candelária-RS.

## GLOSSÁRIO

**CO<sub>2</sub> evoluído:** Corresponde ao dióxido de carbono liberado ou produzido como resultado de um processo específico. Pode ser utilizado para se referir ao CO<sub>2</sub> liberado durante a respiração de organismos vivos, a combustão de materiais orgânicos ou a decomposição de compostos que contêm carbono. Essa expressão é bastante associada a estudos relacionados a emissões de gases de efeito estufa, controle de poluição e avaliação de impactos ambientais.

**Elétrons Secundários (SEI - *Secondary Electron Imaging*):** Elétrons cuja energia é inferior a 50 eV. O contraste nas imagens geradas por esses elétrons é dado pela topografia da amostra.

**Elétron Retroespalhados (BSE - *Backscattered Electron*):** Elétrons cuja energia é superior a 50 eV. Os responsáveis pela formação do contraste, neste caso, são os números atômicos (Z) dos elementos químicos presentes na amostra, ou seja, quanto maior Z mais energia, logo tons mais claros irão aparecer na imagem e vice-versa.

**Solução-tampão:** São soluções que não sofrem alteração de pH mesmo que haja a adição de um ácido ou base, sendo, portanto, resistentes às variações de pH.

**Substituição Diadógica:** A diadoquia é a propriedade que permite com que átomos de elementos químicos distintos possam ocupar as mesmas posições nos retículos cristalinos, por exemplo de minerais. Essas “movimentações” nas estruturas são denominadas de substituições e irão depender de uma série de fatores, como por exemplo tamanho dos raios iônicos, temperatura, pressão, dentre outros. Pode ocorrer entre cátions ou entre ânions.

## SUMÁRIO

RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS E QUADROS	xiv
ABREVIATURAS INSTITUCIONAIS	xv
GLOSSÁRIO	xvi
SUMÁRIO	xvii
<b>PARTE I</b>	
1. INTRODUÇÃO	19
2. OBJETIVOS	22
3. ESMALTE DENTÁRIO – ORIGENS E APLICAÇÕES	24
4. VARIEDADES DE ESMALTE DENTÁRIO	28
5. VARIAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE C E O NOS ORGANISMOS E NAS ROCHAS SEDIMENTARES	36
5.1. Isótopos de C	37
5.2. Isótopos de O	42
6. FATORES GEOQUÍMICOS QUE INFLUENCIAM NA INCORPORAÇÃO DE ELEMENTOS QUÍMICOS NOS DENTES	45
7. PANORAMA GERAL DAS TÉCNICAS ANALÍTICAS	47
7.1. Análises isotópicas	47
7.2. Microdifratometria de raios X ( $\mu$ -DRX)	48
7.3. Reflexão Total Atenuada - Infravermelho de Transformação de Fourier (ATR-FTIR)	49
7.4. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	51
7.5. <i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry</i> (LA-ICP-MS)	51
8. ESTUDOS PRÉVIOS ENVOLVENDO USO DE ESMALTE DE DENTES FÓSSEIS PARA FINS DE RECONSTRUÇÃO PALEOECOLÓGICA E DE PALEODIETA	53
9. CONTEXTO GLOBAL DO TRIÁSSICO	57
10. CONTEXTO GEOLÓGICO E BIOESTRATIGRÁFICO REGIONAL E LOCAL	61
10.1 Geologia regional	61

10.2	Supersequência Santa Maria (SSM)	63
10.3	Bioestratigrafia	64
10.3.1	<i>ZA de Dinodontosaurus</i>	66
10.3.2	<i>ZA de Santacruzodon</i>	67
10.3.3	<i>ZA de Hyperodapedon</i>	69
10.3.4	<i>ZA de Riograndia</i>	71
11	MATERIAIS E MÉTODOS	73
11.1	Identificação das amostras	73
11.2	Extração das amostras	77
11.3	Preparação de lâminas histológicas	77
11.4	Análises isotópicas	81
11.4.1	<i>Preparação da hidroxiapatita e análise isotópica</i>	81
11.5	Microdifratometria de raios X ( $\mu$ -DRX)	82
11.6	Reflexão Total Atenuada - Infravermelho de Transformação de Fourier (ATR-FTIR)	84
11.7	Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	87
11.8	<i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)</i>	88
12	ANÁLISE INEGRADORA DOS ARTIGOS DA TESE	93
12.1	Artigo 1	93
12.2	Artigo 2	94
12.3	Artigo 3	95
13	CONCLUSÕES	96
	<b>Referências</b>	98
<b>PARTE II</b>		
14	CORPO PRINCIPAL DA TESE	133
	Artigo I	133
	Artigo II	183
	Artigo III	251
<b>ANEXOS</b>		
	Anexo I - Projetos relacionados com a Tese	314
	Anexo II - Outros artigos e projetos ao longo do doutoramento	320

## PARTE I

### 1. INTRODUÇÃO

A obtenção de informações paleoambientais e paleoecológicas pode ser feita a partir de evidências estratigráficas, sedimentológicas, geoquímicas, tafonômicas e/ou taxonômicas (anatômicas) (Toots & Voorhies, 1965; Behrensmeyer, 1978; Zerfass *et al.*, 2003; Delcourt, 2018; Horn *et al.*, 2018a,b; Corecco *et al.*, 2020; Dal Corso *et al.*, 2022; de Rooij *et al.*, 2022; Ösi *et al.*, 2022). As extrapolações das condições ambientais existentes nestes ambientes pretéritos são feitas com base no uniformitarismo e tendem a diminuir a confiabilidade à medida que o tempo geológico recua em relação ao tempo atual (Wilson, 1988).

Durante suas vidas, os organismos incorporam os elementos químicos presentes em suas fontes alimentares, de água e de seus habitats (e.g., através da respiração) em seus ossos e dentes. Sendo assim, uma das maneiras de se ter acesso as condições paleoambientais e paleoecológicas é através da análise da composição química da hidroxiapatita, visto que esta é um dos componentes principais de ossos e dentes (Toledo & Pereira, 2001; Hedges, 2002; Skinner, 2005).

Os poros e cavidades existentes nos ossos auxiliam na incorporação dos elementos químicos presentes nas dietas dos organismos (enquanto vivos). Estes mesmos componentes, entretanto, após a morte do indivíduo e início dos processos de fossilização, podem facilitar a ocorrência de substituições diadóquicas dentro da estrutura da apatita, por elementos oriundos de fluidos percolantes (Kohn *et al.*, 1996, 1998; Macfadden *et al.*, 1999; Hedges, 2002; Skinner, 2005). Desta forma, os resultados obtidos com base em análises feitas em ossos, devem ser interpretados com cautela, evitando interpretações equivocadas devido a essas substituições. O esmalte dentário, por outro lado, é o tecido mais mineralizado dos vertebrados (Skinner, 2005; Qu *et al.*, 2015), logo possui uma baixa porosidade o que diminui as chances de alteração *post-mortem* (Kohn *et al.*, 1999; Pasteris *et al.*, 2008). Esses fatores permitem com que o esmalte dos dentes seja bem observado no registro fóssil (Kohn *et al.*, 1998; Teaford, 2006; Abdala & Malabarba, 2007; Hendrickx *et al.*, 2019) e o torna um dos componentes mais utilizados nesse tipo de estudo, pois tendem a preservar as composições originais de sua formação, já que os ossos, de

modo geral tendem a ser mais porosos e a sofrer maiores alterações durante os processos fossilização (Hedges, 2002; Trueman & Martill, 2002; Trueman & Tuross, 2002).

Estudos envolvendo o uso de isótopos de C e O em esmalte dentário vêm sendo realizados em diversas localidades (e.g., Brasil, Estados Unidos, Quênia), em especial com espécimes de mamíferos e, em alguns casos peixes, do Quaternário, no intuito de se aprimorar os conhecimentos relacionadas aos paleoambientes e as interações paleoecológicas de espécies (Kohn & Fremd, 2007; Dantas *et al.*, 2017, 2020; de Rooij *et al.*, 2022). Estudos isotópicos realizados com espécimes de vertebrados do Mesozoico não são tão corriqueiros (e.g., Zazzo *et al.*, 2004; Rey *et al.*, 2017; Hassler *et al.*, 2018; Leuzinger *et al.*, 2021) e nenhum estudo foi encontrado, dentro da literatura consultada, envolvendo a os gêneros do Triássico da Bacia do Paraná. Há apenas uma menção a um espécime de *Exaeretodon* da Argentina, feita em resumo realizado por Colombi *et al.* (2010), o que abriu pretexto para a realização deste estudo. Os estudos com este enfoque (paleoambiental e paleoecológico) nesta bacia foram desenvolvidos com materiais de mamíferos do Pleistoceno do Estado do Rio Grande do Sul (e.g., Lopes *et al.*, 2013, 2022, 2023; Carrasco *et al.*, 2023).

O final do Permiano e, especialmente, o Triássico da Bacia do Paraná são reconhecidos principalmente pelo conteúdo de organismos vertebrados, como peixes (Richter & Langer, 1998; Chahud *et al.*, 2010), anfíbios temnospôndilos (Dias & Schultz, 2003; Strapasson *et al.*, 2015; Dias *et al.*, 2020), tubarões Hybodontiformes (Pauliv *et al.*, 2017), rincossauros, “rauissúquios”, dicinodontes, cinodontes e alguns dos espécimes mais antigos de dinossauros (e.g., *Bagualosaurus agudoensis*) (Oliveira *et al.*, 2007; Pretto *et al.*, 2019; Müller *et al.*, 2020; Schultz *et al.*, 2020; Farias *et al.*, 2023). Além disso, estudos recentes têm apontado que esses estratos ainda possuem informações cruciais para a compreensão, por exemplo, da evolução dos pterousauromorpha (Kellner *et al.*, 2022; Müller *et al.*, 2023) e para o aprimoramento da discussão sobre o surgimento dos primeiros mamíferos (e.g., Cabreira *et al.*, 2022).

Portanto, considerando a importância do conteúdo fossilífero encontrado nos estratos de idade triássica da Bacia do Paraná somada a possibilidade de correlacioná-los com outras unidades Meso-Neotriássicas na Argentina (Formações



Chañares e Ischigualasto) e na África (formações Omingonde, porção central da Namíbia; Manda Beds, Tanzânia e Pebble Arkose, Zimbábue) (Barberena *et al.*, 1985a; Langer, 2005; Langer *et al.*, 2007; Abdala *et al.*, 2013; Martínez *et al.*, 2013; Ezcurra *et al.*, 2017; Martinelli *et al.*, 2017; Langer *et al.*, 2018; Desojo *et al.*, 2020; Griffin *et al.*, 2022), é crucial aprimorar o conhecimento acerca de como os ambientes e os organismos se comportavam no momento em que essas unidades foram depositadas (Figura 1).

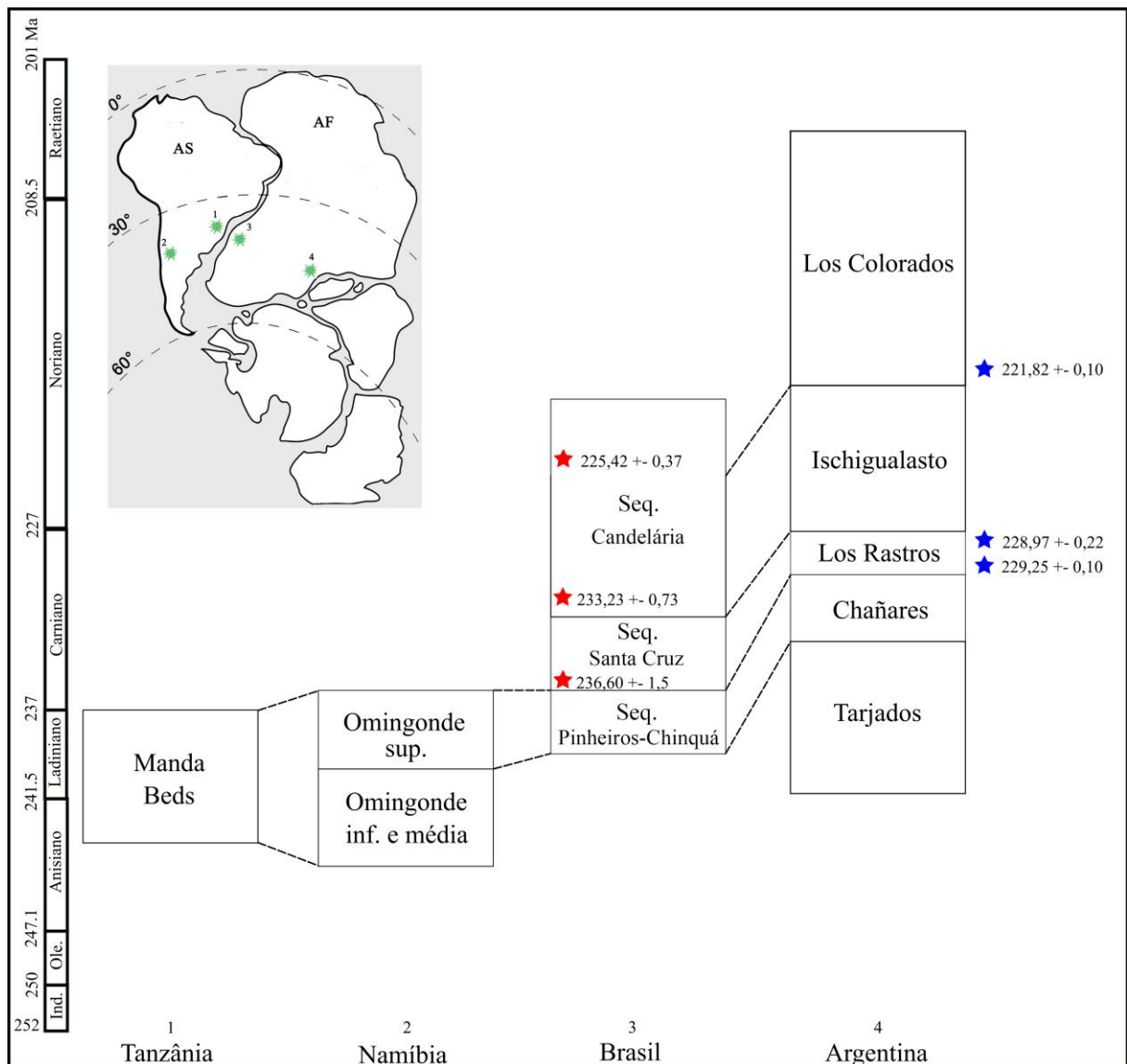


Figura 1 – Correlação litoestratigráfica das sequências triássicas brasileiras (3) com outras unidades do Gondwana (Tanzânia – 1; Namíbia – 2 e Argentina – 4). Vale destacar, na coluna 3, as Sequências Pinheiros-Chinquá (ZA de *Dinodontosaurus*) e Candelária (ZA de *Hyperodapedon*). As datações das unidades brasileira (estrelas vermelhas) e argentina (estrelas azuis) foram extraídas respectivamente de Corecco *et al.* (2020) e de Desojo *et al.* (2020). As idades das

unidades litoestratigráficas africanas (Manda Beds - Tanzânia e Omingonde - Namíbia) são estipuladas com base em uma bioestratigrafia de vertebrados continentais robusta, porém, carecem de datações radiométricas absolutas (Ezcurra *et al.*, 2017; Nesbitt *et al.*, 2017). Quando datações foram realizadas, como no caso de grãos de zircão da Formação Omingonde, foi constatado que estes correspondiam a expressão de um importante sistema de reciclagem e homogeneização de sedimentos e, portanto, não gerariam dados absolutos confiáveis (Ziegler *et al.*, 2020). Seq. = Sequência.

Diante desse contexto e considerando a importância do conteúdo/contexto geoquímico para a elucidação destes problemas, bem como a inexistência de estudos similares para ossos e dentes fósseis na Bacia do Paraná, foi realizado este estudo pioneiro no Brasil.

## 2. OBJETIVOS

O objetivo central desta Tese consiste na aplicação de isótopos estáveis nas faunas que compuseram as Zonas de Associação (ZA) de *Dinodontosaurus* e *Hyperodapedon* (Meso-Neotriássico da Bacia do Paraná, Brasil), no intuito de se comparar os distintos paleoambientes, bem como averiguar relações paleoecológicas (e.g., relações predador vs. presa, paleofisiologia) existentes entre os diferentes grupos oriundos destas unidades.

Com base nessa temática, surgiram os **objetivos gerais** deste estudo, que são:

- Aplicar análises isotópicas (C e O), mineralógicas (micro-DRX e seções delgadas) e geoquímicas (análises por espectroscopia no infravermelho, *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* - LA-ICP-MS) em amostras de fósseis das biozonas de *Dinodontosaurus* e *Hyperodapedon* a procura de parâmetros que indiquem suas condições ambientais (e eventuais variações) ao longo desses pacotes sedimentares.
- Promover a primeira caracterização diagenética multiproxy de detalhe (com destaque para as técnicas de microdifração e de espectroscopia no infravermelho) para os fósseis oriundos da Supersequência Santa Maria (SSM);

- Estudar como eram as possíveis interações ecológicas entre os organismos (carnívoros vs. herbívoros) de cada biozona através dos resultados das análises de isótopos estáveis (C e O).

Para tanto, os seguintes **objetivos específicos** foram traçados:

- Executar e comparar análises isotópicas de C e O em dentes e ossos (quando não for possível obter esmalte dentário) de membros das biozonas de *Dinodontosaurus* e *Hyperodapedon*, no intuito de melhor caracterizar e comparar os paleoambientes nos quais estas faunas existiram (e.g., temperatura, umidade);
- Correlacionar os dados gerados com os dados existentes em estratos correlatos do Gondwana;
- Comparar os resultados isotópicos de sinápsidos (e.g., *Dinodontosaurus* sp., *Exaeretodon riograndensis*) vs. diápsidos (e.g., *Prestosuchus chiniquensis*, *Gnathovorax cabrerai*), oriundos das mesmas unidades, buscando avarar informações sobre a paleofisiologia desses organismos;
- Averiguar se de fato houve mudanças paleoambientais (e.g., mudanças de umidade, temperatura) que possam ter contribuído para as extinções e mudanças faunísticas e florísticas ocorridas em meados do Carniano, haja vista que incursões nos isótopos de C são corriqueiramente observadas em horizontes estratigráficos relacionados a extinções (e.g., Ernst & Youbi, 2017; Dal Corso *et al.*, 2020; Wignall & Atkinson, 2020).
- Analisar os dados mineralógicos (micro-DRX e seções delgadas) e geoquímicos (espectroscopia no infravermelho e LA-ICP-MS) para compreender as composições mineralógicas e químicas originais, bem como identificar os componentes diagenéticos que possam ter alterado essas amostras, a fim de identificar e/ou detalhar eventuais contaminações (e.g., substituições diadóquicas, intercrescimento mineral) causadas pela interação com fluidos percolantes durante os processos de fossilização. Vale se destacar que essas alterações podem influenciar nos valores isotópicos, acarretando interpretações equivocadas;
- Caracterizar o grau de alteração diagenética observado nos fósseis em cada biozona.

### 3. ESMALTE DENTÁRIO – ORIGENS E APLICAÇÕES

O dente, de modo geral, é subdividido em ápice, canal radicular, cemento, câmara pulpar, dentina e esmalte, sendo a porção oclusa no osso denominada de raiz e a porção externa à inserção na gengiva, denominada de coroa (Rothschild & Martin, 2006; Dangelo & Fattini, 2007; Junqueira & Carneiro, 2013; Netter, 2015). O encontro entre a coroa e a raiz se dá na região denominada de colo (Junqueira & Carneiro, 2013). Um esquema simplificado desta subdivisão pode ser observado na Figura 2.

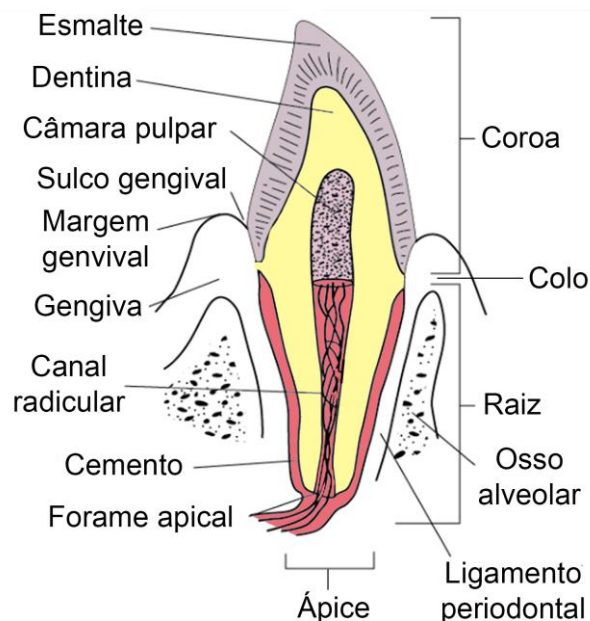


Figura 2 – Diagrama das partes constituintes de um dente (adaptado de Junqueira & Carneiro, 2013).

De acordo com Qu *et al.* (2015), a maioria dos vertebrados possui alguma estrutura esquelética composta pelos tecidos dentina, esmalte e/ou enameloide. Esses autores denominaram esse tipo de estruturas como “esqueleto odontódico”. Esse “esqueleto odontódico” pode ocorrer em diversas partes do corpo dos vertebrados (e.g., enameloide encontrado na escama de peixes), porém, dentro de Tetrapoda essa disposição de estruturas passou a ficar restrita apenas a região da boca, mais especificamente, aos dentes (Qu *et al.*, 2015).

Os ossos são compostos por aproximadamente 45 a 70% de fases minerais (majoritariamente hidroxiapatita), 10% de água e o restante sendo preenchido por

colágeno e, em menores proporções, por proteínas não colágenas (Rogers & Zioupos, 1999; Skinner, 2005). Segundo Pasteris *et al.* (2008), a composição da dentina é similar à encontrada nos ossos (~75% de hidroxiapatita), o que torna o esmalte dos dentes o tecido mais mineralizado dos vertebrados (Skinner, 2005; Hedges *et al.*, 2006; Teaford, 2006; Pasteris *et al.*, 2008; Qu *et al.*, 2015), sendo composto majoritariamente por hidroxiapatita (~96%), em formato de prismas (na maioria dos mamíferos) e “*prismless*” nos demais amniotas não mamalianos (Figura 3) (Sander, 2000; Pasteris *et al.*, 2008; Junqueira & Carneiro, 2013). Além disso, o esmalte dentário possui pouco colágeno (< 4%) e não possui suprimento vascular e/ou celular (Junqueira & Carneiro, 2013).

De acordo com Trayler & Kohn (2017), a formação do esmalte dos dentes ocorre em duas etapas, a aposicional (inicial) e maturação (final) (Figura 3F). Durante a fase de aposição, a mineralização inicia-se nas superfícies oclusais (ou de uso) dos dentes progredindo em direção às raízes. O processo de maturação, tal como o de aposição, progride da superfície oclusal para a raiz, porém, não necessariamente com as mesmas taxas de progressão ou geometria de deposição (Trayler & Kohn, 2017). Segundo Robinson *et al.* (1979), Suga (1982), Hillson (1986) e Trayler & Kohn (2017), essa fase (maturação) se inicia e de modo mais rápido nas camadas centrais de esmalte, com as camadas mais externas sendo mineralizadas por último.

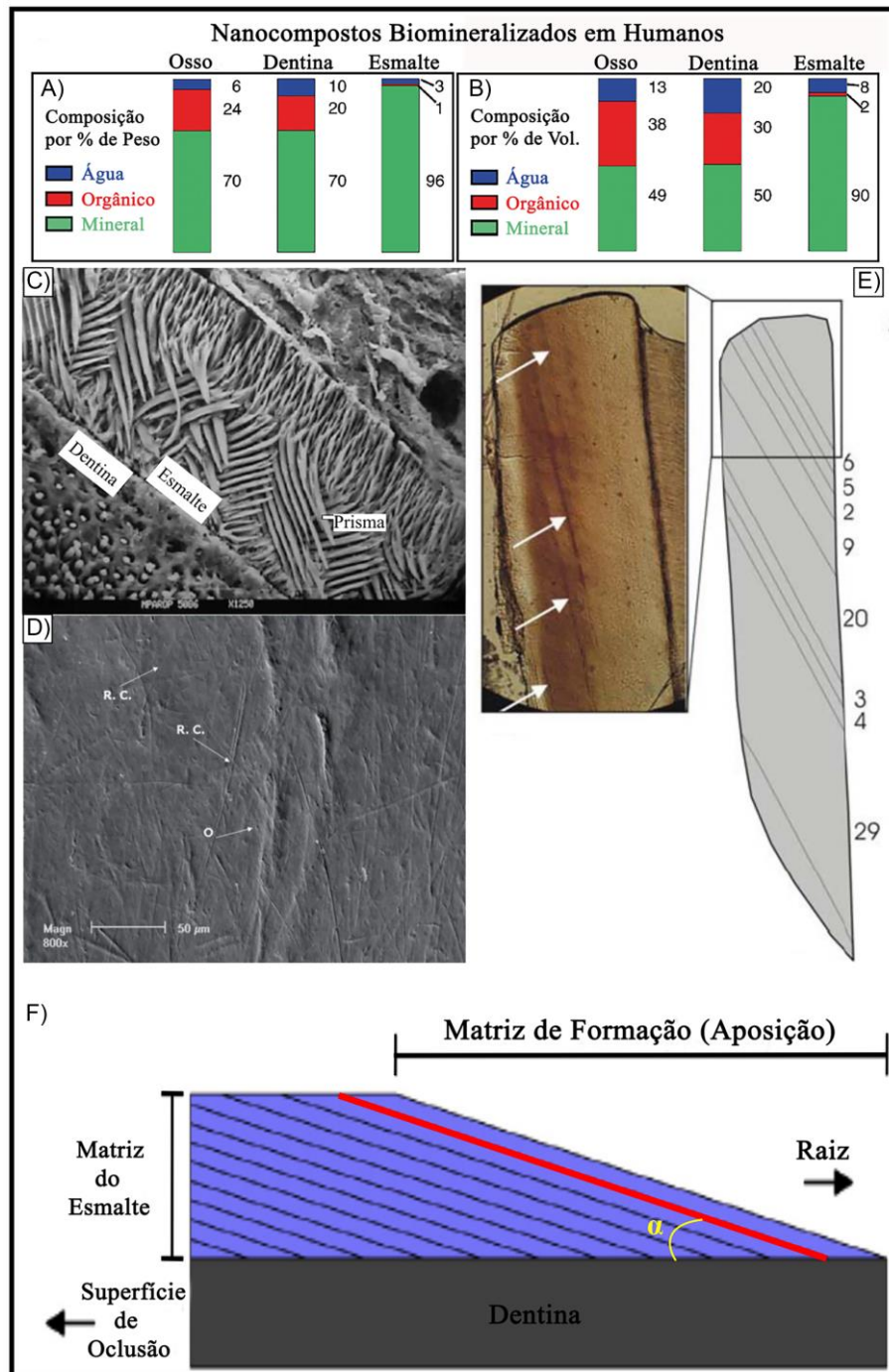


Figura 3 – Principais constituintes do tecido mineralizado dos ossos, dentinas, esmaltes em % de peso (A) e % de volume (B). C) Micrografia de dente humano com destaque para a estrutura cristalina prismática do esmalte (bastante comum em mamíferos) e para a região da dentina. Vale destacar a ausência de estruturas vasculares nessas regiões. D) Estruturas de microdesgaste observadas em um dente primeiro molar inferior - m1 de *Procyon cancrivorus*. Esse tipo de microdesgaste pode ser utilizado para determinar o tipo de alimento consumido por um determinado organismo. Escala 50  $\mu\text{m}$ . E) Seção delgada através da cúspide de um molar de *Alcelaphus buselaphus* (Plioceno do Quênia), onde é possível se observar as Estrias de Retzius (setas brancas), que podem auxiliar na determinação da idade do organismo, bem como na identificação de períodos de estresse climáticos. F) Esquema simplificado da formação do esmalte dentário. É possível se observar que a fase de aposição (inicial) tem seu

princípio na superfície oclusal (de uso) e progride rumo a raiz, em baixo ângulo ( $\alpha$ ) em relação à junção esmalte-dentina (EDJ – *Enamel-Dentine Junction*). R.C. = Riscos cruzadas; O = Orifícios. Adaptado de Macho *et al.* (2003), Pasteris *et al.* (2008), Koenemann *et al.* (2009) e Trayler & Kohn (2017).

Em termos mineralógicos, a matriz aposicional (fase 1) é pobremente mineralizada (~25% de bioapatita), entretanto a bioapatita que a compõe é rica em carbonatos, tendo até duas vezes mais CO<sub>3</sub> do que um esmalte maduro (Robinson *et al.*, 1979; Sydney-Zax *et al.*, 1991). Essa diferença entre o conteúdo mineral e o conteúdo de CO<sub>3</sub> observado por Robinson *et al.* (1979) e Sydney-Zax *et al.* (1991), foi interpretado por Trayler & Kohn (2017) como um indício de que as porções mais internas do esmalte (~10 a 20  $\mu$ m ao longo da EDJ) difeririam dos padrões de mineralização da fase aposicional, por serem, em geral, mais densamente mineralizadas (ao menos 50%) nos estágios iniciais de formação do esmalte. Ao longo do processo de preparação de suas amostras, Trayler & Kohn (2017), notaram que o esmalte aposicional (imaturo) era mais "macio", possuía uma textura fibrosa e era facilmente arranhado com o auxílio de um bisturi, enquanto o esmalte decussado (maturo) era altamente mineralizado e requeria o uso de uma broca para arranhar sua superfície. Desta forma, os autores sugeriram que apenas o segundo estágio de formação do esmalte parecia contribuir para a composição isotópica registrada nos dentes, haja vista que as composições químicas essencialmente reequilibram durante a fase de maturação, de modo que os caracteres físico e isotópico da mineralização, no primeiro estágio, se tornariam irrelevantes para os estudos isotópicos. Trayler & Kohn (2017) ainda sugeriram que a melhor estratégia de amostragem seria realizada com coletas feitas de modo paralelo à geometria de maturação do esmalte, de modo a focar nas porções mais interiores do mesmo, visando uma maior fidelidade de dados. Esse estudo foi um dos primeiros a demonstrar o impacto do zoneamento do esmalte dentário na geração de dados fidedignos para estudos de variações isotópicas.

Devido à baixa porosidade e ao tamanho diminuto dos poros presentes nos esmaltes dentários, há uma diminuição da importância dos processos de transporte relacionados à difusão em comparação com ossos e dentinas, o que reduz as chances de alteração *post-mortem* (Millard & Hedges, 1996; Kohn *et al.*, 1999; Pasteris *et al.*, 2008). Como o coeficiente de equilíbrio volumétrico ( $R$ ) está diretamente relacionado ao coeficiente de partição ( $K_d$ ) e é aproximadamente duas

vezes maior nos esmaltes do que nos ossos, isso implica em uma redução de cerca de 44 vezes da velocidade dos processos de difusão e adsorção nos esmaltes em comparação com os mesmos eventos em ossos (Millard & Hedges, 1996).

Esses fatores (composição predominantemente cristalina, baixa porosidade e baixas taxas de difusão-adsorção) permitem com que os esmaltes dos dentes sejam corriqueiramente reportados no registro fóssil (Macfadden *et al.*, 1999; Skinner, 2005; Teaford, 2006), tornando-os um dos componentes mais utilizados em estudos geoquímicos (e.g., isótopos estáveis, elementos terras-raras - ETRs) que envolvem interpretações paleoambientais (e.g., paleotemperatura) e paleoecológicas (e.g., relação predador-presa, migração), haja vista que os esmaltes são capazes de conservar, de modo mais fidedigno do que nos ossos, os registros dos elementos químicos presentes nas fontes alimentares, de água e/ou dos habitats dos organismos enquanto estes ainda viviam. (Straight *et al.*, 2004; Fricke *et al.*, 2008; Amiot *et al.*, 2010; Fricke *et al.*, 2011; Hassler *et al.*, 2018). Devido aos fatores acima mencionados e ao escopo de a presente Tese (reconstituição paleoecológica e paleoambiental do Triássico do Estado do Rio Grande do Sul), optou-se por utilizar esmalte de dentes e ossos (quando não foi possível obter esmalte) para a geração dos dados isotópicos de C (para relações paleoecológicas e de paleodieta) e O (para estudos de paleodieta, paleotemperatura e paleofisiologia). Cada um desses isótopos será apresentado e discutido neste volume com maiores detalhes.

Outras aplicações possíveis no que diz respeito à aplicação de dados obtidos a partir do estudo do esmalte de dentes são: estimativas de idades dos indivíduos e a identificação de períodos de estresse climáticos (sazonalidades climáticas ou disponibilidade de alimento), ambos feitos a partir da identificação e cálculo da distância existente entre as Estrias de Retzius (Figura 3E) (Macho *et al.*, 1996; Macho *et al.*, 2003; Reid & Ferrell, 2006).

#### **4. VARIEDADES DE ESMALTE DENTÁRIO**

Boa parte dos estudos envolvendo esmalte dentário são realizados em mamíferos (e.g., Ungar, 1996; Macho *et al.*, 2003; Merceron *et al.*, 2021). Sander (2000) atribuiu esse fato a duas razões principais que são: 1 - grande parte dos



mamíferos possuem um esmalte classificado como prismático, que é facilmente analisado em seções delgadas à luz polarizada; 2 - dentes, em mamíferos, possuem uma base de caracteres taxonômicos maior em comparação com os caracteres fornecidos por seus pós-crânios. Os demais amniotas não mamalianos não possuem esmaltes não prismáticos, sendo então denominados por Sander (2000), como "*prismless*". Esse tipo de esmalte ("*prismless*") só pode ser adequadamente estudado com o auxílio de um microscópio eletrônico de varredura (MEV), pois o microscópio óptico convencional não é capaz de individualizar os cristalitos desse tipo de esmalte. Os primeiros estudos envolvendo esmalte dentário de amniotas não mamalianos só tiveram início na década de 1980, com os estudos desenvolvidos por Dauphin (1987), Sahni (1987), Dauphin *et al.* (1988) e Carlson (1990). Os anfíbios são tradicionalmente creditados como sendo detentores de enamelóide (e.g., Poole, 1967), porém, alguns fósseis possuem esmalte monotípico (e.g., Smith, 1992) e outros podem ter tanto esmalte monotípico quanto bitípico (e.g., Kawasaki & Fearnheas, 1983).

O esmalte monotípico é produto apenas de células de origem ectodermal (e.g., ameloblastos), daí o nome monotípico (Smith, 1989). A evidência para a sua origem monotípica foi observada por Sansom *et al.* (1992), que notaram que o crescimento primário desse tipo de esmalte é aposicional, sendo documentado por linhas incrementais e cristalitos perpendiculares à superfície do dente. Esse tipo de esmalte foi detectado pela primeira vez em peixes sarcopterígeos, sendo posteriormente bem documentado em seus descendentes, os amniotas (Smith, 1989; Sander, 2000). O esmalte bitípico, também denominado de enamelóide, consiste em um tecido hipermineralizado que se localiza na superfície de dentes e escamas, porém, conta com a colaboração de células derivadas da crista neural (odontoblastos com ameloblastos) (Smith, 1989).

Sander (1999) propôs uma nova classificação das microestruturas dos esmaltes dentários de répteis. O autor observou à época, a necessidade do estabelecimento de uma nova terminologia que fosse capaz de descrever o esmalte dos répteis, bem como permitisse abordar restrições funcionais x restrições filogenéticas existentes nessas microestruturas. Sander (2000) sintetizou seu trabalho de 1999, bem como os de Koenigswald & Clemens (1992) e Koenigswald & Sander (1997), e reconheceu cinco níveis hierárquicos na estruturação dos esmaltes, que são do menor para o maior nível, os seguintes: cristalito, módulo, tipo

de esmalte, *schmelzmuster* e dentição (Figuras 4 e 5). As unidades estruturais de um nível inferior são os blocos construtores das unidades estruturais superiores seguintes. Segundo Sander (2000), a terminologia proposta por ele, foi desenvolvida para poder ser aplicável para outros grupos de vertebrados com esmaltes monotípicos "*prismless*", como por exemplo peixes sarcopterígeos e anfíbios. A seguir serão descritas de modo breve cada uma das hierarquias acima mencionadas com enfoque maior no nível de tipo de esmalte.

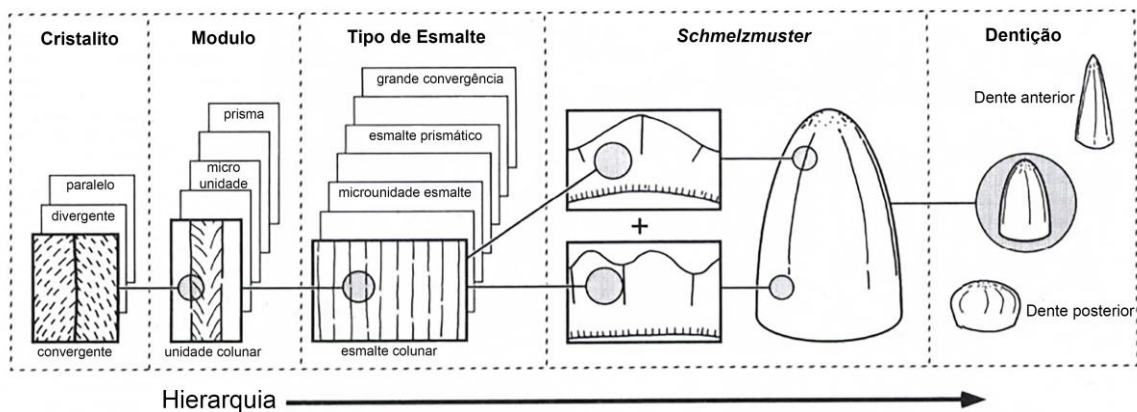


Figura 4 – Abordagem hierárquica sintetizada por Sander (2000) para o estudo das microestruturas dos esmaltes dentários de répteis.

**Nível cristalito:** nível no qual é descrita a orientação dos cristalitos individuais em relação à junção esmalte-dentina (JED; EDJ - *Enamel-Dentine Junction*) (Figura 4A). Esse ponto onde ocorre a junção entre esmalte e dentina costuma servir de plano de referência para a descrição de esmaltes, devido ao fato de a amelogênese se iniciar neste ponto. Vale destacar que o esmalte se origina como tecido com o crescimento de cristalitos em fase aposicional, ou seja, estes podem se formar de modo normal (concordante) ou distinto (divergente) em relação a JED, nesses casos geralmente em ângulos altos. Nesse cenário, os cristalitos irão divergir e convergir para fora da JED.

**Nível modulo:** Os módulos consistem em repetições volumétricas de esmalte que são delimitadas por discontinuidades nos cristalitos e/ou por zonas de mudança de orientação dos cristalitos (Figura 4B). De acordo com Sander (2000), o módulo

mais familiar é o esmalte prismático observado nos mamíferos, porém, o autor reforça que este não é o único módulo possível, existindo ainda as variedades denominadas de: pequenos módulos ou microunidades, módulos colunares de unidades divergentes, módulos colunares de unidades convergentes e unidades compostas.

**Nível tipo de esmalte:** Tipos de esmalte e as grandes discontinuidades são importantes categorias de descrição nesse nível. Os tipos de esmalte correspondem a grandes volumes de esmalte constituídos por cristalitos ou módulos (e.g., unidades de esmalte, prismas) de um mesmo tipo e orientação (Figura 5A). As grandes discontinuidades, por sua vez, representam planos de cristalitos, módulos de divergência (grandes divergências) ou de convergência (grandes convergências) que se estendem por boa parte, senão toda, da camada de esmalte (Figura 5B). Sander (2000) ainda atenta para o fato de que discontinuidades são bastante comuns em esmaltes do tipo "*prismless*", ou seja, em esmaltes de amniotas não mamalianos, porém, são raras em esmaltes prismáticos.

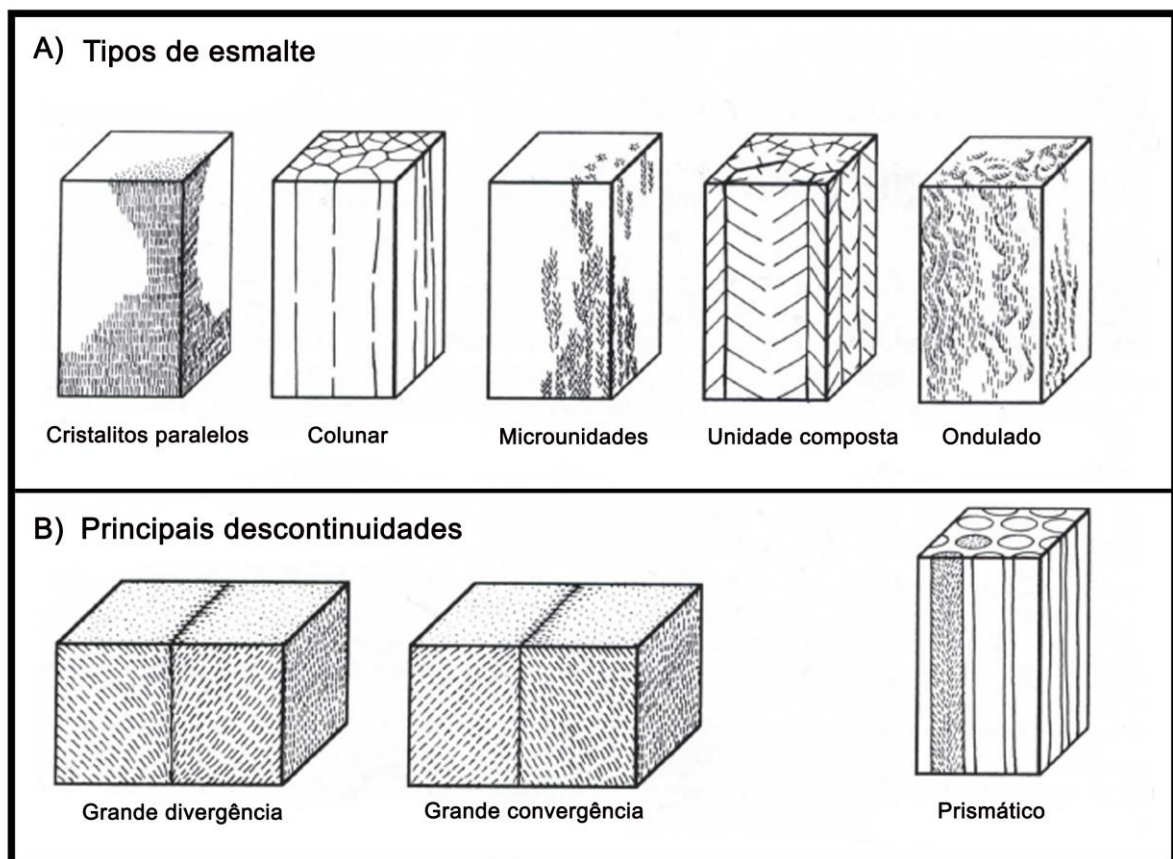


Figura 5 – Representação esquemática das características selecionadas ao nível hierárquico do tipo de esmalte. Os tipos de esmalte mais importantes encontrados em répteis (A), bem como as principais discontinuidades (B) observadas foram desenhadas em escala. Adaptado de Sander (2000).

Segundo Sander (2000), os principais tipos de esmalte são: o esmalte de cristalitos paralelos, o esmalte colunar e o esmalte de microunidades. O esmalte de cristalitos paralelos corresponde ao tipo mais simples de esmalte, onde os cristalitos estão todos posicionados de modo paralelo uns aos outros. Além disso, nesse tipo de esmalte, os cristalitos tendem a ser posicionados de modo normal (concordante) em relação a JED. Esse autor ainda destaca que essa variedade de esmalte, quando detém mais de 20  $\mu\text{m}$  de espessura, sempre apresentará linhas de incremento bem desenvolvidas. Vale destacar ainda que esse tipo de esmalte também pode ser denominado de não prismático ("*nonprismatic*"), de acordo com a nomenclatura proposta por Carlson (1990). O esmalte colunar consiste em unidades colunares de mesma orientação. Uma variante bem comum desse tipo de esmalte é a camada de unidade basal (*Basal Unit Layer* - BUL), que corresponde a uma fina camada de unidades poligonais colunares adjacentes a JED. O esmalte de microunidades, conforme o nome sugere, é composto inteiramente por microunidades de mesma orientação. A combinação de microunidades com unidades colunares pode formar um tipo de esmalte conhecido como esmalte de unidades compostas (Figura 5A). O esmalte ondular ou ondulado (*wavy enamel*) não é composto por unidades de esmalte, mas sim por cristalitos individuais posicionados em um arranjo escalonado e helicoidal que não possui linhas de incremento associadas.

**Nível *schmelzmuster*:** Corresponde ao conjunto de características microscópicas observadas na superfície do esmalte. Compreende a distribuição espacial dos tipos de esmalte, bem como as maiores discontinuidades presentes em suas superfícies. Essas características podem variar de dente para dente em uma mesma dentição, além de, em mamíferos, estarem correlacionadas a grandes diferenças morfológicas existentes entre os distintos tipos de dentes observados neste grupo (Koenigswald, 1997). De acordo com Sander (2000), este também parece ser o caso para os amniotas não mamalianos.

**Nível de dentição:** Esse nível, de acordo com Koenigswald & Sander (1997), comporta as variações nas características microscópicas observadas na superfície do esmalte (*schmelzmuster*) ao longo de toda a dentição.

No Quadro 1 é possível observar uma síntese dos níveis hierárquicos propostos para a estruturação dos esmaltes dentários em mamíferos e amniotas não mamalianos.

Quadro 1 - Síntese da complexidade hierárquica em esmaltes dentários de mamíferos e demais amniotas não mamalianos. Seta inicia no nível hierárquico mais baixo e aponta para o mais alto. Adaptado de Koenigswald & Clemens (1992); Koenigswald & Sander (1997); Sander (1999).

	Nível hierárquico (NH)	Caracterização em	
		Esmaltes prismáticos (majoritariamente em mamíferos)	Esmaltes não prismáticos – “ <i>prismless</i> ” (majoritariamente em répteis)
↑	Dentição	Variação do <i>schmelzmuster</i> ao longo da dentição	Tal como no esmalte prismático
	<i>Schmelzmuster</i>	Arranjo 3D dos tipos de esmalte em um dente	Arranjo 3D dos tipos de esmalte e grandes discontinuidades em um dente
	Tipo de Esmalte	Orientação dos prismas em relação a JED e uns aos outros (paralelo ou decussante; e natureza da decussante). Diferenças na orientação da MIP dos cristalitos em relação aos prismas são reconhecidas como subtipos	Grande volume de esmalte que consiste em cristalitos ou módulos do mesmo tipo e de orientação similar
	Modulo	Prisma - Descreve os caracteres de um prisma, em particular seção cruzada, tamanho absoluto do prisma, densidade do prisma, orientação dos cristalitos dentro do prisma, MIP ao redor dos prismas e linhas de junção	Modulo - Descreve um volume repetível de esmalte que é delimitado por discontinuidades dos cristalitos ou por zonas de mudanças de orientação dos cristalitos
	Cristalito	Orientação dos cristalitos	Tal como no esmalte prismático

JED = Junção Esmalte-Dentina  
MIP = Matriz Interprismática

Os dentes em Mammalia (ou em Sinapsida de modo geral) possuem uma ampla diversidade em termos de formas, tamanhos, números, funções e tipos de erupção dentária. Esse conjunto de combinações permite com que diversos desses elementos da dentição possam ser utilizados como características específicas em

espécies distintas (caracteres taxonômicos únicos, sinapomorfias) (Butler, 1939; Luo *et al.*, 2004; Kemp, 2005; Strömberg, 2006; Pough *et al.*, 2013; Machado *et al.*, 2016; Pollock *et al.*, 2022; Popowics & Mulimani, 2023). A heterodontia (divisão dos dentes em classes) em Mammalia foi herdada de seus ancestrais cinodontes não mamalianos (sinapsídeos mais derivados) (Rose, 2006). Apesar de boa parte das espécies de mamíferos terem retido essa característica (heterodontia) em algum nível, alguns grupos (e.g., golfinhos e outros cetáceos com dentes) a perderam de modo secundário (Werth, 2006; Ungar, 2010). As classes ou variedades de dentes em mamíferos são: incisivos, caninos, pré-molares e molares. A dentição de placentários vivos menos derivados inclui três incisivos, um canino, quatro pré-molares e três molares tanto nos dentes superiores quanto nos inferiores. Em marsupiais, como por exemplo os *Didelphis*, contêm o número primitivo de dentes em cada classe de dentes, sendo cinco incisivos, um canino, três pré-molares e quatro molares nos dentes superiores, porém nas arcadas inferiores, há apenas quatro incisivos (Popowics & Mulimani, 2023). Mudanças evolutivas no número e no formato dos dentes podem ser observadas em diversas linhagens de mamíferos e corriqueiramente estão associadas a especializações na dieta (Line, 2003; Pollock *et al.*, 2022). Alterações dentárias também podem ser observadas nos arcossauros (e.g., Alligator) e além dos motivos acima citados (indicar mudanças de dieta), podem indicar substituições dentárias (Figura 6; Kosch & Zanno, 2020).

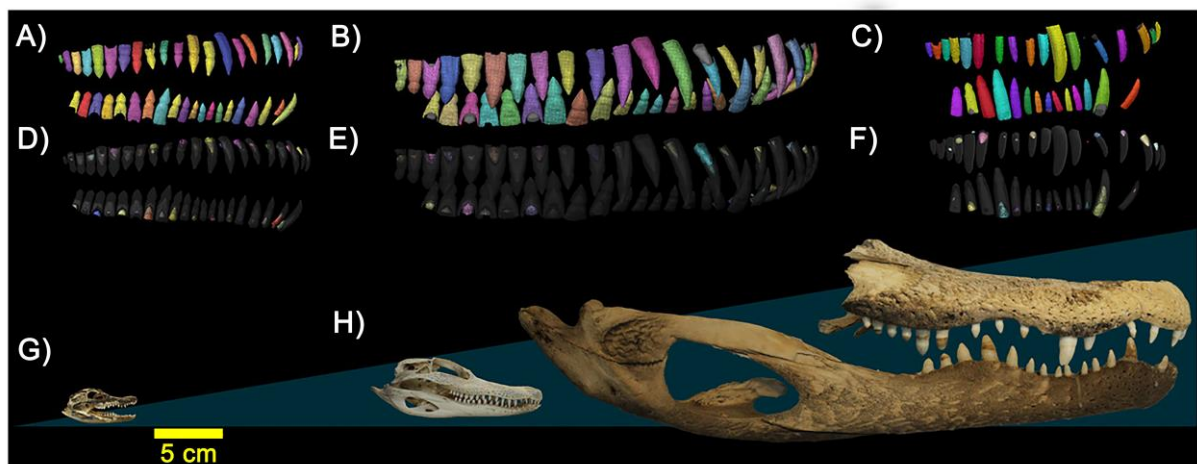


Figura 6 - Segmentação dentária mostrando os dentes funcionais (A - C) e de substituição (D - F) em cores. Dentes de substituição e dente funcional de cada posição estão presentes em diferentes tons de uma mesma cor. A segmentação dentária sem escala e crânios em escala (escala = 5 cm). Adaptado de Kosch & Zanno (2020).



Os demais amniotas não mamalianos, por sua vez, possuem uma variedade de dentição muito mais simplificada (homogênea) em comparação com a dentição de Mammalia. Em Dinosauria por exemplo, é possível observar uma ampla diversidade de formatos de dente (e.g., formato de folha, cinzel, faca), entretanto, suas alterações morfológicas ao longo da arcada dentária são pouco expressivas (Sander, 1997; Figura 7). O motivo dessa diferença, tal como é atribuído para mamíferos, se deve a especializações na dieta dos organismos (Sander, 1997; Hendrickx *et al.*, 2019).

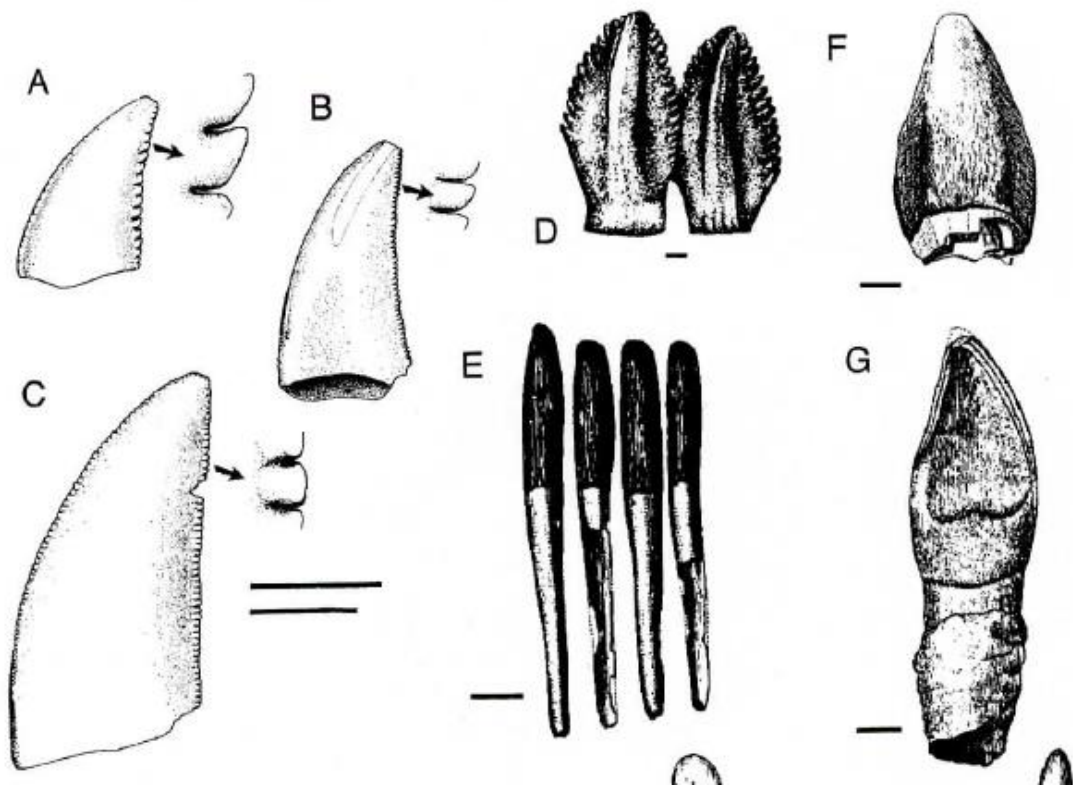


Figura 7 - Variedade morfológica observada dentro de Dinosauria. A - C) Dentes de terópodes com detalhamento de suas serrilhas (A - *Troodon*; B - *Saurornitholestes*; C - grande terópode plesiomórfico); D) *Plateosaurus* (Sauropodomorpha); E) *Diplodocus* (sauropode); F - G) *Oplosaurus* (sauropode; F - vista labial e G - vista lingual); H) *Edmontonia* (anquilossauro); I) *Stegosaurus*; J - K) *Triceratops* (ceratopsídeo; J - vista labial e K - vista anteroposterior). Adaptado de Sander (1997).

A maioria dos arcossauros carnívoros do Mesozoico possuíam dentes do tipo zifodonte (Benton, 2004; D'Amore, 2009), apesar de esta característica ter aparecido primeiramente em Sinapsida (e.g., gorgonopsídeos do Permiano; Whitney *et al.*, 2020). Atualmente, esse tipo de dentição só é encontrado em alguns membros da família Squamata Varanidae (Molnar, 2004; D'Amore, 2009). A dentição zifodonte é caracterizada por longas fileiras de dentes relativamente uniformes, com curvatura

distal, achatamento labiolingual e serrilhados (Benton, 2004; D'Amore & Blumenshine, 2009).

Assim, foi possível apresentar as principais variedades de esmalte existentes, bem como observar a ampla variedade morfológica existente em Sinapsida e Diapsida.

## **5. VARIAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE C E O NOS ORGANISMOS E NAS ROCHAS SEDIMENTARES**

Dentro do universo dos isótopos, optou-se nesta Tese, por trabalhar com os isótopos estáveis, mais especificamente com os de C e O. Esses foram selecionados devido à relativa abundância destes no meio ambiente (e.g., águas, rochas, ar), bem como às amplas possibilidades de respostas que seus dados são capazes de fornecer. Apesar disso, é preciso levar em consideração que os valores isotópicos podem sofrer variações a depender de diversos fatores que podem ser de natureza externa ao organismo (e.g., altitude, longitude, proximidade da linha de costa, qualidade da alimentação, água ingeridas), interna (e.g., fisiologia, tamanho) ou mesmo relativo aos processos de ionização ocorridos durante as análises em espectrômetros de massa (Kohn, 1996; Clementz & Koch, 2001; Graves *et al.*, 2002; Banner, 2004; Hoefs, 2004; Hedges *et al.*, 2006) (Figura 8). As alterações das razões isotópicas recebem a denominação de fracionamento isotópico (Banner, 2004). Diante disso, esta seção apresentará os principais mecanismos responsáveis por desencadear alterações isotópicas nos diferentes contextos ambientais, além de mostrar como estas informações ficam registradas nos esmaltes dentários.



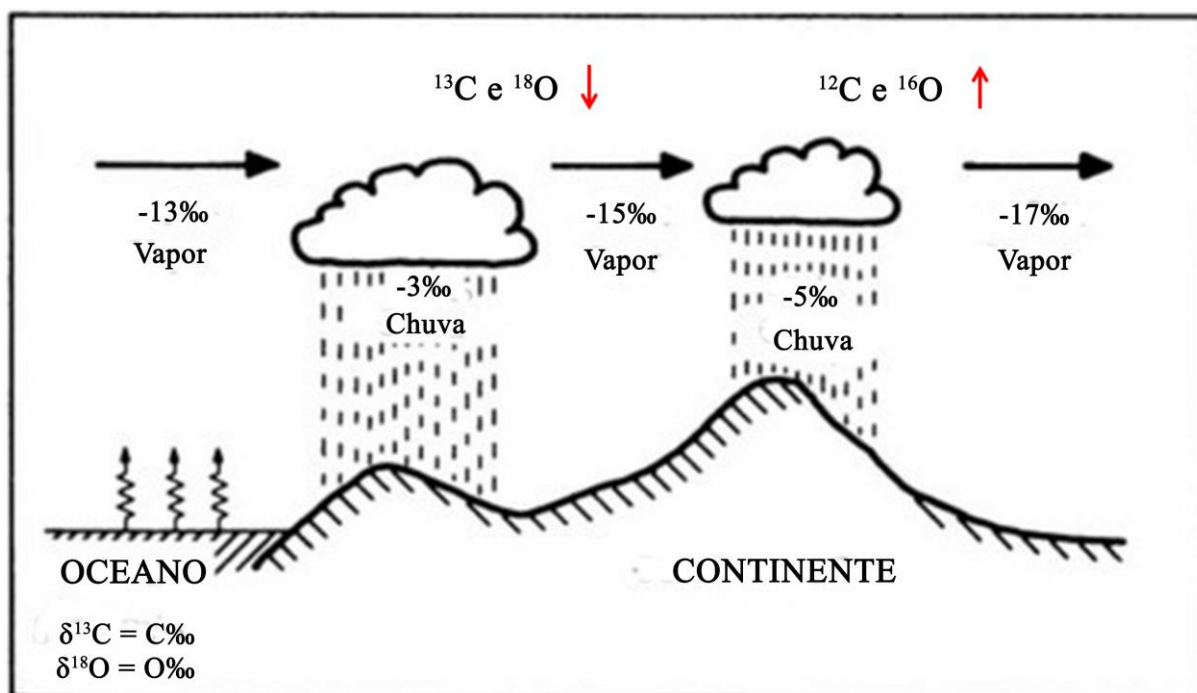


Figura 8 – Variação das taxas isotópicas de C e O na natureza. Adaptado de Hoefs (2004).

## 5.1 Isótopos de C

Carbono ( $Z = 6$ ) e oxigênio ( $Z = 8$ ) são classificados como elementos não-metais e possuem ampla aplicação não apenas nas indústrias como também nos ecossistemas de modo geral, haja vista que, juntamente com o N, H e o P, compõem os principais constituintes das matérias orgânicas. O carbono é o principal constituinte do carvão utilizado nas usinas termoelétricas, bem como na produção de grafite para lápis, além de ser matéria-prima na produção de diamantes sintéticos (Royal Society of Chemistry, 2021a). O oxigênio, por sua vez, é bastante utilizado na indústria do aço, bem como na manufatura de nitratos e peróxidos de hidrogênio (Royal Society of Chemistry, 2021b). Ambos os elementos (C e O) possuem três isótopos principais cada ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ ;  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ ), sendo o  $^{14}\text{C}$ , o único radiogênico (Dixit, 2013). Dentre estes, os mais abundantes são  $^{12}\text{C}$  (98,93%) e  $^{16}\text{O}$  (99,76%) e os menos abundantes são  $^{13}\text{C}$  (1,07%) e  $^{17}\text{O}$  (0,038%), (Royal Society of Chemistry, 2021a,b).

Os principais agentes controladores dos teores isotópicos de C são temperatura, altitude (e.g., plantas, solos) e as preferências ecológicas do organismo (e.g., esmalte dentário) (Graves et al., 2002; Hedges et al., 2006; Leng et al., 2006)

(Figura 8). Graves *et al.* (2002) reportaram um enriquecimento de  $^{13}\text{C}$  entre 1,3‰ e 1,5‰ a cada 1000 m de altitude, nas queratinas das penas de aves canoras atuais (aves com canto harmonioso), o que corroborou com os dados de  $^{13}\text{C}$  obtidos para plantas cujas fisiologias são adaptadas ao desenvolvimento em condições de pressão atmosférica de  $\text{CO}_2$  reduzidas (Marshall & Zhang, 1994; Hobson *et al.*, 2003). Variações locais do  $\delta^{13}\text{C}$  do  $\text{CO}_2$  atmosférico, condutância estomatal, diferenças nos padrões de crescimento e intensidade de luminosidade recebida, são alguns dos principais responsáveis pelos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em plantas (Hedges *et al.*, 2006). Quando a condutância estomatal torna-se um limitante importante para a fixação de C, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  tendem a aumentar. Quando as taxas de carboxilação aumentam como fator de incorporação de C, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  tendem a cair (Hedges *et al.*, 2006). Como resultado, plantas que recebem baixas taxas de luminosidade em regiões florestais (e.g., plantas da copa inferior, plantas de “floresta de chão”) tendem a ser 2 a 5‰ mais empobrecidas em  $\delta^{13}\text{C}$  do que as plantas rasteiras de ambientes abertos, com valores tão baixos quanto -37‰ (no caso de plantas e mudas com < 1m do solo) (Medina & Minchin, 1980) (Figura 9).

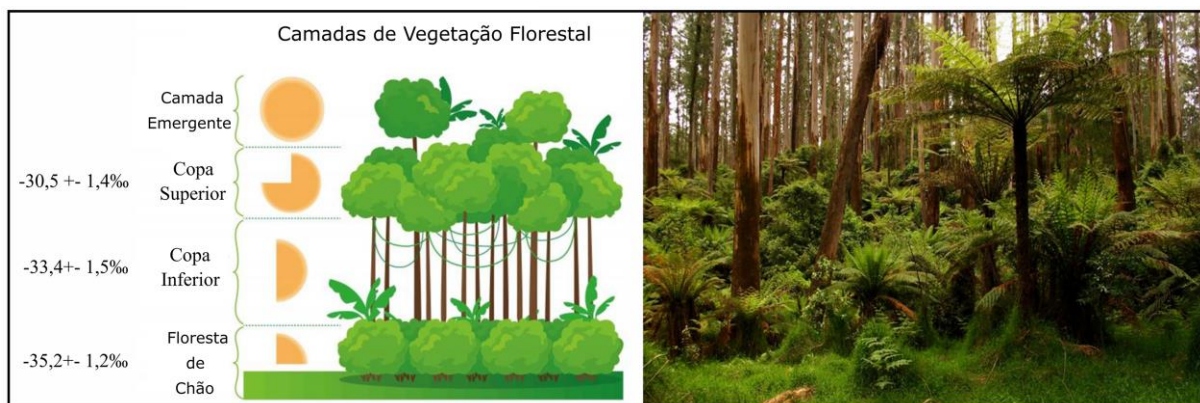


Figura 9 – Variação das taxas isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  ao longo dos estratos de vegetação em florestais tropicais. Adaptado de Medina & Minchin (1980).

De acordo com Leegood (1993), existem três principais grupos de plantas que variam de acordo com as diferenças bioquímicas de entrega de  $\text{CO}_2$ , sendo estas então classificadas em: C3, C4 e CAM (*Crassulacean Acid Metabolism*). Essas três variantes de plantas diferenciam-se umas das outras primordialmente, pelo comportamento ante a fotorrespiração, que consiste em uma via metabólica dispendiosa na qual a enzima rubisco do Ciclo de Calvin atua sobre o  $\text{O}_2$  ao invés do  $\text{CO}_2$  (Leegood & Edwards, 1996; Bear & Rintoul, 2016; Figura 10). A maioria das

plantas C3 não possui características especiais para combater a fotorrespiração, ao passo que as plantas do tipo C4 a minimizam no espaço, realizando as etapas de fixação inicial de  $\text{CO}_2$  e o Ciclo de Calvin em células diferentes (Bear & Rintoul, 2016). Os mesmos autores ainda afirmam que as plantas do tipo CAM minimizam a fotorrespiração armazenando água e separando estas etapas (fixação inicial de  $\text{CO}_2$  e o Ciclo de Calvin) no tempo, entre noite e dia.

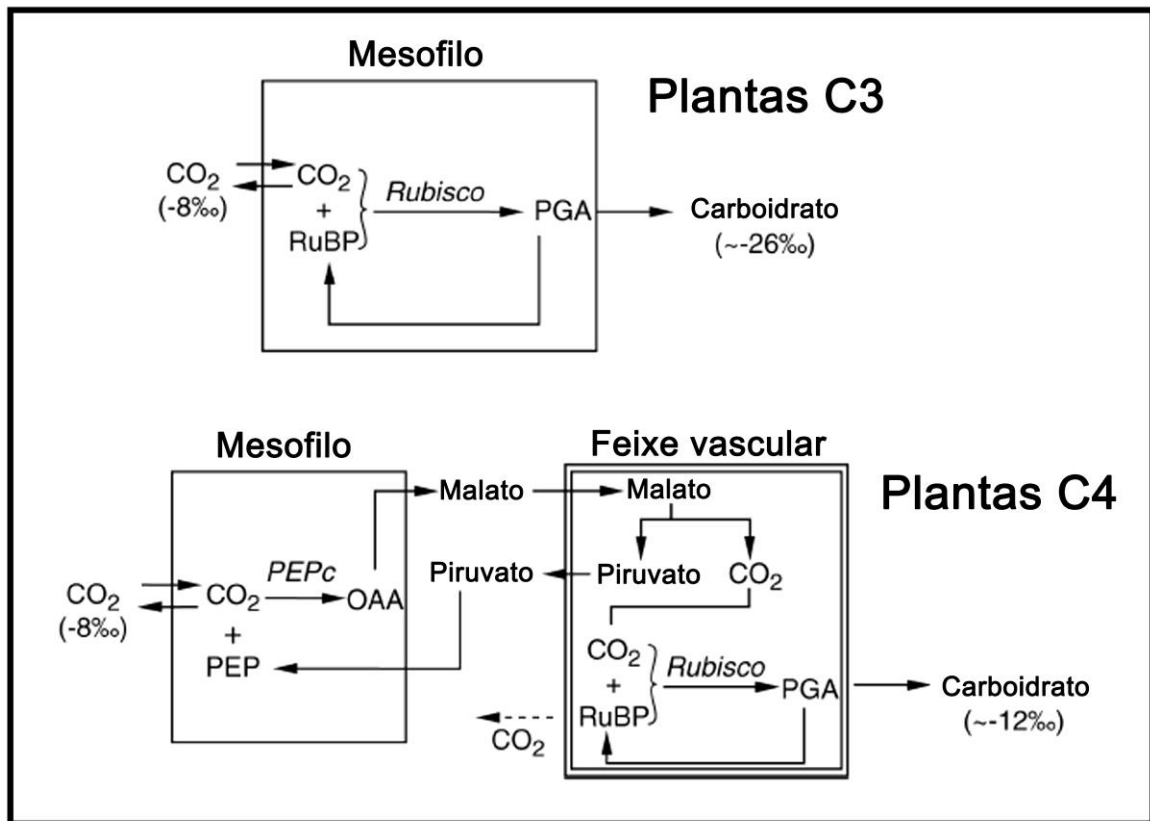


Figura 10 – Diagrama esquemático apresentando as diferenças nos processos fotossintéticos de plantas C3 e C4 terrestres que acarretam diferentes fracionamentos isotópicos nos tecidos das plantas. Fosfoglicerato (PGA), oxaloacetato (OAA), malato e piruvato são componentes orgânicos que participam da fotossíntese, enquanto Rubisco e PEPc são enzimas que catalisam as reações entre esses componentes orgânicos e o  $\text{CO}_2$ . Flechas sólidas indicam o fluxo de moléculas orgânicas dentro e através das células; Flechas tracejadas mostram que algum  $\text{CO}_2$  pode vazar para fora das células de bainha. Vale destacar que Fosfoglicerato (PGA) possui três átomos de C, por isso plantas C3, ao passo que oxaloacetato (OAA) tem quatro, daí a denominação plantas C4. Os valores em permil são relativos ao padrão V-PDB. Adaptado de Kohn & Cerling (2002).

As plantas do tipo C3 são compostas por cianobactérias, algas verdes e a maioria das plantas vasculares (aproximadamente 89%), como por exemplo, trigo, tomate, arroz e cevada (Leegood, 1993). As plantas do tipo C4 contemplam menos

de 1% das espécies de plantas existentes (e.g., milho, cana de açúcar, sorgo), enquanto as CAM representam cerca de 10% (e.g., abacaxi e cactáceas) e são constituídas apenas por plantas vasculares (Leegood, 1993). As plantas do tipo C3 são mais adaptadas a ambientes mais frios e úmidos, ao passo que as plantas C4, tendem a ter adaptações para ambientes quentes e ensolarados (Bear & Rintoul, 2016). As plantas CAM, por sua vez, são majoritariamente adaptadas a ambientes muito quentes e secos (Bear & Rintoul, 2016).

Cada tipo de planta (C3, C4 ou CAM) possui uma assinatura isotópica característica que as permite identificar em meio às análises isotópicas de esmaltes dentários de seus consumidores (herbívoros). Os teores isotópicos das plantas são adsorvidos pelos poros do esmalte dentário enquanto os organismos ainda estão vivos, preservando a assinatura isotópica da planta consumida. Nesta Tese, apenas as plantas do tipo C3 serão consideradas haja vista que plantas do tipo C4 têm sua origem proposta para o final do Maastrichtiano, com aumento de biomassa global apenas durante o limite Mioceno-Plioceno, a aproximadamente 8 a 6 milhões de anos (Cerling *et al.*, 1997; Jacobs *et al.*, 1999). As plantas terrestres do tipo CAM, por sua vez, teriam encontrado nos episódios glaciais do Pleistoceno, condições atmosféricas mais favoráveis para o seu desenvolvimento, do que nos 100 milhões de anos anteriores (Raven & Spicer, 1996; Keeley & Rundel, 2003), portanto, também não serão consideradas. Uma síntese destas informações pode ser observada no Quadro 2.

Quadro 2 – Principais características diagnósticas das plantas do tipo C3, C4 e CAM no que diz respeito à fisiologia e preferências ambientais. Adaptado de Bear & Rintoul (2016).

<b>Tipo</b>	<b>Separação entre a fixação inicial de CO<sub>2</sub> e o Ciclo de Calvin</b>	<b>Estômatos abertos</b>	<b>Mais adaptado a</b>
<b>C3</b>	Nenhuma separação	Dia	Ambientes frios e úmidos
<b>C4</b>	Entre mesófilos e células da bainha vascular (espacial)	Dia	Ambientes quentes e ensolarados
<b>CAM</b>	Entre a noite e o dia (temporal)	Noite	Ambientes muito quentes e secos

No tocante aos animais, os teores de  $\delta^{13}\text{C}$  irão depender, além dos fatores acima mencionados (e.g., fisiologia, tamanho, altitude), do tipo de alimento que é

consumido. Animais herbívoros irão apresentar teores distintos de  $\delta^{13}\text{C}$  a depender da proporção de plantas C3, C4 ou CAM em suas dietas, visto que cada uma destas possui assinaturas isotópicas características (Kohn *et al.*, 1996; Macfadden *et al.*, 1999; Dantas *et al.*, 2020). O mesmo também deve ser esperado quando há a comparação de herbívoros que se alimentam de plantas C3 “padrão” com aqueles que se alimentam de gramíneas C3, haja vista que há distinções nos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  dessas variantes (Das *et al.*, 2010)

Os organismos carnívoros, por sua vez, irão ter variações de  $\delta^{13}\text{C}$  a depender não apenas do que sua presa se alimenta (plantas do tipo C3 ou C4), como também se sua presa tem origem continental ou aquática, pois organismos que vivem na água tendem a ter valores distintos de  $\delta^{13}\text{C}$  em relação aos habitantes de terra firme, conforme observado por Clementz & Koch (2001), em seu estudo envolvendo mamíferos terrestres que se alimentavam de organismos aquáticos (e.g., *Lutra canadensis*); mamíferos terrestres *stricto sensu*, ou seja, consumidores de plantas e/ou animais também terrestres (e.g., *Canis latrans*) e mamíferos aquáticos (e.g., *Globicephala macrorhynchus*); e Otálora-Ardila *et al.* (2013) em seu estudo com o morcego *Myotis vivesi*, que alterna sua dieta entre peixes, crustáceos e insetos a depender da época do ano. No estudo de Clementz & Koch (2001), observou-se que os teores de  $\delta^{13}\text{C}$  eram mais variáveis nos animais de ambiente terrestre do que dentre aqueles de hábitos aquáticos (valores mais uniformes), o que é esperado se for levado em consideração que o tempo necessário para haver a mistura das águas oceânicas é de aproximadamente  $10^3$  anos (Thomaz Filho *et al.*, 1997). Sendo assim, há uma maior possibilidade de homogeneização dos teores isotópicos nos organismos aquáticos e semiaquáticos, já que nos continentes as taxas de alteração físico-químicas tendem a ser bem mais rápidas. Vale destacar que quanto menor o tempo de residência de uma dada substância no meio, maior será a sua susceptibilidade em variar suas concentrações de acordo com variações locais (Redivo, 2017). De modo geral, os animais carnívoros tendem a ter valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , por volta de 9‰ mais enriquecidos do que o de suas presas (Lee-Thorp *et al.*, 1989; Kohn & Cerling, 2002). van Klinken *et al.* (1994), observaram em ossos do Holoceno de regiões quentes dominadas por plantas do tipo C3 que os teores de  $\delta^{13}\text{C}$  nesses contextos tendiam a ser 1‰ a 2‰ mais positivos do que os ossos de regiões de clima mais frio.

## 5.2 Isótopos de O

Os teores isotópicos de O, são em geral, controlados pela composição das águas meteóricas locais e pelas variações de temperatura (Macfadden *et al.*, 1999). De acordo com Darling *et al.* (2006), os teores de  $\delta^{18}\text{O}$  detectados em águas provenientes de precipitação oriundas de regiões de clima mais frio (e.g., Antártica, norte do Canadá) tendem a ser progressivamente mais depletados no isótopo pesado (-15 a -26‰) do que em regiões mais tropicais (e.g., América do Sul, oeste da África), onde esses teores variam em torno de -4‰ a -8‰. Por outro lado, há uma tendência ao aumento dos teores de  $\delta^{16}\text{O}$ , pois este é favorecido em temperaturas mais quentes (Macfadden *et al.*, 1999). Vale destacar que também há uma tendência a depleção nos valores de  $^{18}\text{O}$  oriundos da precipitação em regiões de maior altitude (e.g., Andes, Platô Tibetano), aproximadamente -0,15‰ a -0,50‰ a cada 100m (Siegenthaler & Oeschger, 1980; Holdsworth *et al.*, 1991). O gradiente continental do conteúdo de  $^{18}\text{O}$  observado nas precipitações em solo europeu, nos dias de hoje, varia cerca de -2‰ a cada 1000 km (Rozanski *et al.*, 1982; Rozanski *et al.*, 1993), sendo está variação ainda maior em regiões como a Floresta Amazônica, devido à alta reciclagem das misturas de  $\text{O}_2$  provocadas pela evapotranspiração (Salati *et al.*, 1979; Gat & Matusi, 1991; Darling *et al.*, 2006). Desta forma, quanto mais para o interior do continente o espécime estiver, menor tenderá a ser os seus teores de  $^{18}\text{O}$ , ao passo que as concentrações de  $^{16}\text{O}$  tendem a aumentar, conforme observado na Figura 8.

No tocante às plantas, os teores de oxigênio tendem a ser relacionados aos solos nos quais estas encontram-se fixadas e estes, por sua vez, são sensíveis às variações de umidade e a profundidade das raízes (Hedges *et al.*, 2006). Portanto, o teor isotópico de oxigênio das plantas, pode fornecer informações sobre posicionamento geográfico e condições climáticas. Para os animais, as principais fontes de incorporação de  $\text{O}_2$  são: fisiologia, dieta (pois diferentes grupos alimentares correspondem a distintos fracionamentos isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$ ), circulação de água corporal, mecanismos de perda de calor e comportamento (Bryant & Froelich, 1995; Kohn, 1996; Barrick, 1998; Amiot *et al.*, 2006). Desta forma, é interessante comparar os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de organismos possivelmente de "sangue quente" (sinápsidos) vs. animais de "sangue frio" (diápsidos) para se verificar se a

esperada variação isotópica existe ou não. Na medida em que a dependência da temperatura do fracionamento de  $\delta^{18}\text{O}$  entre carbonato e água é de  $\sim 0,25\text{‰}/^\circ\text{C}$  em temperaturas corporais típicas (Kim & O'Neil, 1997), é possível se sugerir características de termorregulação em organismos do passado.

Clementz & Koch (2001), propusessem a existência de uma variação de aproximadamente 2% dentro de populações de herbívoros forrageadores atuais da América do Norte. De modo geral, em regiões de clima anual homogêneo (e.g., Brasil), os valores isotópicos de O para animais herbívoros tendem a ser mais próximos, diferindo um pouco mais apenas nas estações mais secas do ano, onde os teores de  $\text{O}_2$  de animais carnívoros tendem a ser menos empobrecidos do que os de herbívoros (Kohn, 1996). Em regiões de maior sazonalidade (e.g., Índia), observa-se um enriquecimento adicional em  $^{18}\text{O}$  nos carnívoros, pois estes dependem da composição isotópica dos herbívoros, que por sua vez dependem dos teores presentes nas plantas, que por sua vez dependem das variações de umidade (Kohn, 1996). Sendo assim, quanto maiores às variações sazonais de um ambiente, maiores serão as diferenças observadas entre os teores de  $\text{O}_2$  de carnívoros e herbívoros.

Diante do que foi exposto até aqui, é possível observar as aplicações e limitações que as análises isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (em esmaltes dentários) têm para o desenvolvimento de estudos paleoecológicos e paleoambientais. Os isótopos de C podem fornecer informações a respeito da dieta dos organismos, bem como permite traçar as relações ecológicas de um dado ambiente (e.g., relações carnívoros vs. herbívoros; herbívoros vs. plantas). Além disso, os isótopos de C também podem auxiliar em interpretações de paleoclima (ambientes quente e frios). Os isótopos de  $\text{O}_2$ , por sua vez, além de fornecerem dados sobre paleoclima, também podem auxiliar em estudos de variação de altitude e de gradiente continental (distância da linha de costa), bem como agregar em estudos a respeito da fisiologia de grupos extintos. Com relação às plantas, o teor isotópico de oxigênio pode fornecer informações importantes sobre posicionamento geográfico e condições climáticas.

A Tabela 1 e o Quadro 3 sintetizam as informações apresentadas acima com relação as variações nos teores dos isótopos de C e O nos diferentes contextos apresentados.

Tabela 1 – Valores isotópicos de C e O nos principais contextos (paleo) ecológicos e (paleo) ambientais. Adaptado de Lee-Thorp *et al.*, (1989), Kohn *et al.* (1996), Macfadden *et al.* (1999), Clementz & Koch (2001), Kohn & Cerling (2002) e Dantas *et al.* (2017). C3 = Plantas do tipo C3; C4 = Plantas do tipo C4; H3 = Herbívoros ramoneadores ou *browsers* (comedores de folhas e frutos – C3); H4 = Herbívoros pastadores ou *grazers* (comedores de gramíneas – C4); CC = Carnívoros continentais; CM = Carnívoros marinhos; O = Onívoros.

Assinaturas Isotópicas						
Variáveis	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} (\text{‰})$					
	Lee-Thorp <i>et al.</i> , (1989)	Kohn <i>et al.</i> (1996)	Macfadden <i>et al.</i> (1999)	Clementz & Koch (2001)	Kohn & Cerling (2002)	Dantas <i>et al.</i> (2017)
C3	-	-	~ -27	-	~ -26	-28 a -22
C4	-	-	~ -13	-	~ -12	-13 a -9
H3	-	~ -19	~ -15 a -13	-	~ -14 a -12	< -11
H4	-	~ -9	-1 a 3	-13 a -11	~ 0 a +2	≥ 3
CC	~ -16 a -2	-	-	-15 a -12	~ -5 a +9	-6
CM	~ -10	-	-	-15 a -8	-	-
O	~ -11	-	-	-14 a -6	-	-
Variáveis	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}(\text{‰})$					
	Lee-Thorp <i>et al.</i> , (1989)	Kohn <i>et al.</i> (1996)	Macfadden <i>et al.</i> (1999)	Clementz & Koch (2001)	Kohn & Cerling (2002)	Dantas <i>et al.</i> (2017)
C3	-	-	-	-	-	-
C4	-	-	-	-	-	-
H3	-	~ 29	-	-	~ 17 a 22	-
H4	-	~ 27	-	28 a 32	~15 a 20	-
CC	-	8	-	29 a 31	-	-
CM	-	22	-	25 a 29	-	-
O	-	15 a 19	-	23 a 31	-	-

Quadro 3 – Tendências gerais dos isótopos estáveis de C e O.

$\delta^{13}\text{C}$	Alto/Aumento*	Precipitação diminui Ambiente de savana arbórea a savana aberta Soterramento de M.O. e/ou vulcanismo Consumidor C4
	Baixo/Diminui	Precipitação aumenta Ambiente de Floresta Consumidor C3
$\delta^{18}\text{O}$	Alto/Aumento	Ambiente quente e seco Aumento do intemperismo # Aumento da evaporação Aumento da salinidade Diminuição do volume de gelo ( <i>Hothouse Effect</i> ) Diminuição das temperaturas corporais
	Baixo/Diminui **	Ambiente frio e úmido Diminuição do intemperismo Aumento da precipitação Diminuição da salinidade Aumento das temperaturas corporais Aumento do volume das camadas de gelo ##



\* Valores menos negativos

\*\* Valores mais positivos (distantes do zero)

# Note que o intemperismo tende a aumentar especialmente quando se está quente e úmido e não seco.

## Leve em consideração o efeito do volume de gelo (existência de grandes geleiras), que tem um efeito oposto.

M.O. = Matéria Orgânica

## 6. FATORES GEOQUÍMICOS QUE INFLUENCIAM NA INCORPORAÇÃO DE ELEMENTOS QUÍMICOS NOS DENTES

O registro fóssil, em sua maioria, está associado às rochas sedimentares que foram formadas em ambiente supergênico (Simões *et al.*, 2010; Araújo-Júnior & Bissaro-Júnior, 2017). Os processos geoquímicos formadores deste tipo de rocha são, de forma geral, complexos e dependem de vários fatores, como por exemplo: erosão, transporte, intemperismo e deposição (Giannini & Melo, 2009; Araújo-Júnior & Bissaro-Júnior, 2017). Estes processos também são responsáveis pela neoformação de minerais que liberam íons para o meio, incluindo os elementos terras raras (ETRs), que podem ser assimilados, ou permanecerem adsorvidos em superfície, nos dentes e/ou nos demais tecidos durante o processo de fossilização (Pfretzschner, 2004; Trueman & Benton 1997; Suarez *et al.*, 2007). Portanto, conhecer o ambiente deposicional dos organismos fósseis (*post-mortem*) permite a estipulação dos seus prováveis habitats (em vida), o que em conjunto com outros dados (e.g., isótopos estáveis, difração de raios x), aumentam a confiabilidade das interpretações paleoecológicas e paleoambientais. A compreensão dos fatores geoquímicos que interferem na incorporação de elementos químicos em dentes fósseis parte, em muitos casos, do estudo preliminar da rocha que os preservou, pois a depender dos teores destes nestas amostras, é possível propor as condições ambientais vigentes à época da deposição (e.g., Corecco *et al.*, 2020).

O comportamento geoquímico dos elementos, em meio aquoso, depende de diversos fatores, como pH, Eh, ânions em solução e temperatura (Brookins, 1988). Há uma escassez, não apenas em relação às bacias sul-americanas, mas a nível mundial, no que diz respeito a trabalhos experimentais envolvendo a complexação, o transporte e a deposição dos elementos químicos em dentes fósseis. Além disso, os que existem ainda não são bem compreendidos e há contradições na literatura consultada (Trueman & Benton, 1997; Trueman & Tuross, 2002; Suarez & Kohn, 2020).

Para a compreensão do comportamento destes elementos em meio aquoso é necessário revisar alguns conceitos como a Regra de Pearson, segundo a qual cátions duros (não polarizáveis ou fracamente polarizáveis) se ligam a ânions duros (ligação iônica) e cátions moles (fortemente polarizáveis) se associam a ânions moles (ligação covalente) (Pearson, 1963). Considerando que os elementos químicos possuem faixas “ideais” de precipitação e concentração (Brookins, 1988), é possível se propor condições e contextos ambientais e paleoambientais. O Al e o Si, por exemplo, são elementos característicos de minerais que cristalizam em amplas condições de pH ( $\approx 1$  a 12,5), por outro lado, os minerais diagenéticos contendo Sr, são gerados em condições ácidas a levemente básicas ( $\approx 1$  a 7,32) (Brookins, 1988). Outros elementos como por exemplo o Ca e o Ba, segundo Brookins (1988), são indicativos de condições mais básicas de deposição ( $\approx 7,83$  a 14).

As soluções aquosas, antes de chegarem aos fósseis e darem início aos processos de fossilização, tendem a passar por diferentes ambientes geoquímicos (hidrotermal, diagenético, metamórfico ou mesmo ígneo), o que gera diferentes complexos (Hedges, 2002; Costa, 2006; Fiorelli *et al.*, 2013). Esses distintos contextos ambientais acarretam assinaturas geoquímicas e isotópicas características, o que permite não apenas uma melhor caracterização do ambiente de fossilização (e.g., mais úmido, mais seco), como também auxilia no estudo de proveniência dos espécimes, haja vista, por exemplo, que os fósseis do Triássico do RS tendem a ter assinaturas isotópicas distintas daquelas do Triássico da Argentina, o que pode auxiliar eventuais casos de apreensão de fósseis nessas regiões. Algo similar foi realizado por van der Merwe *et al.* (1990) com presas de elefantes comercializadas ilegalmente no continente Africano. Pike *et al.* (2002) atentaram para o uso dessas variações geoquímicas em estudos de datação fóssil (e.g.,  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ).

Com o aumento da temperatura, há uma redução na constante dielétrica da água que resulta em uma “blindagem” dos íons aquosos, ou seja, há uma inibição na transferência de elétrons que promovem o “amolecimento” dos íons (Cárdenas *et al.*, 2011). Esta diferença é atribuída à mudança na constante dielétrica da água com o aumento da temperatura. Assim, pode-se concluir que a dureza total dos elementos decresce com o aumento da temperatura. No entanto, esta mudança não interfere em suas durezas relativas (Cárdenas *et al.*, 2011). Por contraste, o “amolecimento”

dos ligantes afeta a estabilidade relativa dos complexos correspondentes (Cárdenas *et al.*, 2011).

A hidroxiapatita, principal componente dos ossos e dentes (Toledo & Pereira, 2001; Pasteris *et al.*, 2008), é considerada estável em diferentes temperaturas (Mostafa, 2005; Meejoo *et al.*, 2006), porém verifica-se que não há muitos estudos envolvendo os diferentes contextos geoquímicos da Bacia do Paraná, principalmente no que se refere a questões relacionadas aos processos de fossilização, que podem alterar os resultados isotópicos e gerar interpretações paleoambientais e paleoecológicas equivocadas.

## **7. PANORAMA GERAL DAS TÉCNICAS ANALÍTICAS**

Por se tratar de um estudo pioneiro com fósseis brasileiros, nesta seção será apresentado um breve histórico das técnicas analíticas utilizadas e suas principais aplicações.

### **7.1. Análises isotópicas**

Isótopos correspondem a variantes de um elemento químico que possuem o mesmo número de prótons ( $Z$ ), porém, diferentes números de nêutrons ( $N$ ; Kaplan, 1977; Herzog, 2019). Além dos isótopos instáveis, que sofrem decaimento radioativo ao longo do tempo geológico, existem aqueles que não o possuem, que são denominados isótopos estáveis (Chang, 2007). A primeira evidência da existência de múltiplos isótopos estáveis foi apresentada pelo físico inglês Joseph John Thomson, como parte de seu estudo exploratório dos *canal rays* (íons positivos; Thomson, 1913). Em seus estudos, Thomson detectou que alguns átomos possuíam massa maior do que outros, pois realizavam parábolas de deflexão diferentes ao passarem por campos elétricos e magnéticos (Thomson, 1913; Sato & Kawashita, 2002). Os diferentes isótopos de um elemento químico também possuem o mesmo número de elétrons, além de compartilhar uma estrutura eletrônica similar. Como o comportamento químico de um átomo é determinado por suas estruturas eletrônicas,

isótopos diferentes de um mesmo elemento tendem a se comportar de modo semelhante.

Devido à existência de isótopos radiogênicos e estáveis, há uma vasta possibilidade de uso de análises isotópicas, como, por exemplo em: estudos geocronológicos (Brasier, 1996, Langer et al., 2018; Tissot et al., 2019), prospectivos (Kirste et al., 2003; Barker et al., 2013; Kidder et al., 2021), estratigráficos (Pierini et al., 2002; Philipp et al., 2018; Khozyem et al., 2019), paleoambientais e paleoecológicos, dentre outros. Interpretações paleoambientais paleoecológicas são possíveis, pois a concentração de determinados isótopos (e.g.  $^{16}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ) ou mesmo suas razões isotópicas (e.g.  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ ,  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ ), podem indicar eventos de glaciação, deglaciação e extinção (Jansen & Erlenkeuser, 1985; Duplessy et al., 1986; Dal Corso et al., 2018; Dal Corso et al., 2020; Grossman & Joachimski, 2020); migração (Hobson *et al.*, 2004; Fricke et al., 2011; Trueman *et al.*, 2012); paleotemperatura (McCrea, 1950; Siegenthaler & Oeschger, 1980; Erez & Luz, 1983); paleodieta (DeNiro & Epstein, 1978, 1981; Thomas & Carlson, 2004; Khan et al., 2020), dentre outras possíveis interpretações.

## **7.2. Microdifratometria de raios X ( $\mu$ -DRX)**

A difração de raios x é uma técnica analítica bastante empregada nos campos da cristalografia e mineralogia há mais de um século, quando Bragg & Bragg (1915) realizaram as primeiras análises de estruturas de cristais por meio de raios X. O meio mais comum de se performar uma difração é a partir da pulverização de amostras totais de rochas ou de minerais manualmente selecionados de suas matrizes rochosas. A microdifração de raios X ( $\mu$ -DRX) surgiu como uma nova ferramenta para a análise de minerais *in situ*, em rocha, seções polidas ou misturas finamente granuladas. Esta técnica permite a análise da difração em uma escala microscópica, permitindo a correlação de dados de estrutura cristalina com dados microanalíticos (e.g., LA-ICP-MS, microsonda eletrônica) e demais dados microscópicos (e.g., microscopia eletrônica; Flemming, 2007).

Materiais pouco cristalinos (< 200 nm ou 2000 Å) produzem picos mais largos, enquanto materiais mais bem cristalizados (> 200 nm) geram picos mais estreitos (Jenkins & Snyder, 1996). Variações na cristalinidade podem ser observadas em materiais "apatite-like", como por exemplo as bioapatitas (Flemming, 2007). A microdifração possui aplicações não apenas na caracterização de materiais geológicos (e.g., Flemming, 2007), como também pode ser empregada no monitoramento da pureza e do grau de cristalinidade da síntese de bioapatitas em engenharia biomédica (e.g., Al-Qasas & Rohani, 2005), em farmacologia, para o controle da síntese de medicamentos (e.g., Zhang et al., 2020), bem como para a análise *in situ* de dentes e ossos com propósitos arqueológicos e/ou paleontológicos (e.g., Chakraborty et al., 2006).

### **7.3. Reflexão Total Atenuada - Infravermelho de Transformação de Fourier (ATR-FTIR)**

A espectroscopia no infravermelho consiste na técnica responsável pela investigação das vibrações moleculares, haja vista que os diferentes grupos funcionais estão associados a bandas de absorção no infravermelho características, que, por sua vez, correspondem a vibrações características (Farmer, 1974; Colthup et al., 1975; Gadsden, 1983). O número de vibrações de uma molécula ou substância depende da estrutura destas que por sua vez, podem ser classificadas em lineares e não lineares. Estas são determinadas a partir das seguintes equações a saber:

**Moléculas não lineares:**  $3N - 6$

**Moléculas lineares:**  $3N - 5$

, onde N corresponde ao número de átomos na molécula ou grupo.

Desta forma, o ânion fosfato ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) da apatita, por exemplo, tem até 9 modos vibracionais.

Nº de vibrações do  $\text{PO}_4^{3-} = 3N - 6$

Nº de vibrações do  $\text{PO}_4^{3-} = 3 \times (5) - 6$

Nº de vibrações do  $\text{PO}_4^{3-} = 9$

É válido destacar que nem todas as vibrações são ativas à radiação infravermelha, ou seja, algumas vibrações não absorvem a energia desta radiação e, portanto, não são detectadas por essa técnica. Uma alternativa para solucionar essa limitação, é o uso complementar da espectroscopia Raman, que é capaz de detectar as demais vibrações. Isso é possível, pois a espectroscopia no infravermelho detecta apenas vibrações assimétricas, ao passo que a espectroscopia Raman captura as vibrações simétricas (Farmer, 1974; Colthup et al., 1975).

A Reflexão Total Atenuada - Infravermelho de Transformação de Fourier (ATR-FTIR) consiste em um complemento para a instrumentação FTIR, cuja finalidade é a análise e monitoramento de reações químicas. Os sensores ATR adequados para analisar reações químicas devem ter o índice de refração necessário para permitir a reflexão interna e devem funcionar em ambientes químicos rigorosos sem degradação. Alguns materiais como o silício são excelentes como sensores para a ATR-FTIR e a escolha de qual material utilizar depende do produto químico e das posições dos picos de infravermelho que necessitam ser controladas. A profundidade de penetração da energia infravermelha na amostra, que é restrita, permite a geração de espectros de FTIR de alta qualidade (Mettler Toledo, 2024).

Devido a sua alta precisão e a capacidade de leitura de diversos materiais (de origem orgânica e inorgânica), a ATR-FTIR têm sido utilizada em diversas áreas do conhecimento, que vão desde estudos envolvendo síntese química de fármacos (Rakesh *et al.*, 2014; Zapata *et al.*, 2021), reações com biocatalizadores (Pesci *et al.*, 2017; Allsop *et al.*, 2020), mineralogia (Madejová, 2003; Schuttlefield *et al.*, 2007) e até mesmo em áreas como arqueologia e paleontologia, onde vem sendo utilizada como uma ferramenta para avaliação do efeito diagenético em amostras de diferentes idades e contextos ambientais (Weiner & Bar-Yosef, 1990; Dal Sasso *et al.*, 2014, 2018; Scaggion *et al.*, 2024).

#### **7.4. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)**

O primeiro microscópio eletrônico foi construído no ano de 1938 pelo físico alemão Manfred von Ardenne e dependia da adaptação de bobinas de varredura ao microscópio eletrônico de transmissão (Maliska, 2004). Apenas em 1965, se construiu um MEV para fins comerciais, pela Cambridge Scientific Instrument (Maliska, 2004). Com o advento dos microcomputadores e o desenvolvimento de programas específicos para operação e análise dos resultados, a utilização do MEV ganhou mercado e uma maior gama de aplicações (Maliska, 2004). Os atuais microscópios eletrônicos de varredura são capazes de gerar imagens com alta resolução e ampliação de até 300.000 vezes ou mais conservando a profundidade de campo compatível com a observação de superfícies rugosas da grande parte dos materiais sólidos existentes (Dedavid et al., 2007).

Devido a sua ampla faixa de resolução os microscópios eletrônicos de varredura (MEVs) têm sido utilizados nas mais diversas áreas do conhecimento, que vão desde estudos envolvendo polímeros (Sakai & Sugita, 1995; Sawyer et al., 2008), até as geociências. Nas geociências, são amplamente utilizados para estudos mineralógicos e cristalográficos (Carini et al., 2009; Bastos Neto et al., 2012), sendo também empregados em alguns estudos paleontológicos (Bromage, 1987; Teaford, 1988; Mothé et al., 2021), fornecendo dados sobre microestruturas de cristais ou mesmo de ossos, além de fornecer microanálises químicas semiquantitativas pontuais ou genéricas.

#### **7.5. *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)***

A técnica de LA-ICP-MS consiste em uma tecnologia analítica que permite a realização de análises elementares e isotópicas de alta sensibilidade diretamente em amostras sólidas (e.g., amostras em lâminas histológicas). O processo denominado de *Laser Ablation* consiste no enfoque de um feixe de laser na superfície da amostra para gerar partículas finas. Essas partículas são então transportadas para uma fonte de excitação secundária localizada no instrumento de

ICP-MS para serem digeridas e ionizadas. Os íons excitados em tocha de plasma são então introduzidos em um detector de espectrometria de massa para a realização de análises elementares e isotópicas (Russo et al., 1999).

Essa técnica consegue performar análises químicas ultrasensíveis até a ordem de partes por bilhão (ppb) sem requerer a preparação das amostras. Além disso, é possível realizar análises em amostras condutoras e não condutoras, bem como conduzir amostragens de dados sem a necessidade de complexos sistemas à vácuo. Amostras em escala submicroscópicas (picogramas -  $10^{-12}$  a femtogramas -  $10^{-15}$  g) também podem ser analisadas por essa técnica. As análises por ICP, em geral, podem detectar elementos com massa entre 7 e 238 (Li até U). Outra vantagem desta técnica é sua velocidade de aquisição de dados, que é a mais rápida dentre as técnicas analíticas que trabalham nesta escala (Russo et al., 1999). Quando aplicada com um otimizador e seguindo-se os protocolos de aquisição de dados de ICP-MS, a LA-ICP-MS permite diversos tipos de geração de resultados como por exemplo: análises em massa ou total (*bulk analysis*); análises de inclusões e de defeitos; geração de perfis em profundidade, bem como mapeamentos elementais/isotópicos (Russo et al., 1999).

Os limites de detecção, associados à velocidade de obtenção das análises e a capacidade de realizar estudos isotópicos, fizeram com que esta técnica ganhasse força no mercado analítico no início dos anos de 1980 (Thomas, 2004b). A primeira empresa a fornecer um aparelho de ICP-MS para fins comerciais, foi a norte-americana, PerkinElmer Inc., no ano de 1983 (PerkinElmer Inc., 2001). Apesar de ter começado a ser comercializada na década de 1980, esta técnica teve seus primórdios já nos anos de 1960, quando ocorreu o desenvolvimento dos primeiros lasers analíticos (Tan & Horlick, 1986; Thomas, 2004a). Até o ano de 2004 já existiam aproximadamente 5.000 sistemas de análise instalados ao redor do mundo, abrangendo uma vasta gama de áreas (Thomas, 2004b). Aproximadamente 75%-80% das análises por ICP-MS concentram-se em estudos voltados a questões ambientais (~35% da demanda mundial), biomédicas (~15%), geológicas (~14%), além de estudos voltados a semicondutores (~11%) e aplicações nucleares (~7%; Thomas, 2004c).

Com base em Thomas (2004c) cada uma destas grandes áreas possui seus interesses específicos. A área ambiental concentra suas análises em estudos



envolvendo qualidade de águas potáveis (Allibone *et al.*, 1999; Donovan *et al.*, 2016), águas subterrâneas (Reimann *et al.*, 1996; Frankowski *et al.*, 2011), estudo de sedimentos (Moor *et al.*, 2001; Yuan, *et al.*, 2004) e qualidade do ar (Berg *et al.*, 1995; Rossbach *et al.*, 1999). A área biomédica, por sua vez, foca em estudos voltados a toxicologia (Becker *et al.*, 2010; Goullé *et al.*, 2014), patologias (Boulyga *et al.*, 2000; James *et al.*, 2012) e ciência forense (Reis *et al.*, 2004; Shibuya *et al.*, 2007). Já a área da geologia, volta suas análises para a determinação do conteúdo de elementos terras raras em rochas (Balaram & Rao, 2003; Gaspar *et al.*, 2008); na prospecção geoquímica mineral (Date & Hutchison, 1986; Balaram *et al.*, 2013); estudos isotópicos voltados à geocronologia (Chang *et al.*, 2006; Dong *et al.*, 2019), além de estudos ambientais e paleoambientais (Borrego *et al.*, 2004; Ivanova *et al.*, 2022).

## **8. ESTUDOS PRÉVIOS ENVOLVENDO USO DE ESMALTE DE DENTES FÓSSEIS PARA FINS DE RECONSTRUÇÃO PALEOECOLÓGICA E DE PALEODIETA**

Estudos envolvendo o uso de isótopos de C e O visando à obtenção de informações a respeito de paleodieta e paleoecologia vêm sendo desenvolvidos desde as primeiras décadas do século XX, principalmente no hemisfério norte (e.g., Canadá, EUA) e com espécies do Cenozoico, em especial com espécies de mamíferos e, em alguns casos peixes (DeNiro & Epstein (1978); Kohn *et al.*, 1996; Fricke *et al.*, 2008; Dantas *et al.*, 2017, 2020). Isso ocorre devido à maior facilidade de correlação entre as espécies fósseis do Cenozoico com as atuais, bem como ao menor tempo de exposição às intempéries, o que tende a reduzir as alterações causadas pelo processo fossildiagnético e a aumentar as chances de preservação do espécime. Já os estudos isotópicos realizados com espécimes de vertebrados do Mesozoico são bem mais escassos e estão concentrados, em sua maioria, em espécies/espécimes do hemisfério norte (e.g., Zazzo *et al.*, 2004; Fricke *et al.*, 2011; Cullen *et al.*, 2023).

O estudo realizado por DeNiro & Epstein (1978) foi um dos pioneiros na tentativa de se compreender a influência da dieta dos organismos na distribuição dos teores dos isótopos de C. Nesse estudo, os autores se utilizaram de ratos

criados em cativeiro, cujas dietas foram controladas desde seus nascimentos. As principais conclusões obtidas foram: (1) há uma diferenciação nos conteúdos de  $\delta^{13}\text{C}$  a depender da dieta do organismo; (2) deve-se evitar a comparação de organismos cujas razões de  $\delta^{13}\text{C}$  de suas fontes alimentares sejam muito distintas umas das outras (e.g., animais aquáticos vs. terrestres; consumidores de C3 e C4), pois isso, segundo os autores, diminui a acuracidade das análises.

Zazzo *et al.* (2004) realizaram análises de  $\delta^{18}\text{O}$  em dentes de mamíferos do Mioceno e do Plioceno do Afeganistão, Grécia e Chade no intuito de avaliar a resistência do esmalte dos dentes a alterações diagenéticas. Seus resultados demonstraram que os efeitos diagenéticos nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  nos esmaltes dos dentes não são sistemáticos, no entanto, podem ser estimados caso sejam realizadas análises sequenciais de  $\delta^{18}\text{O}_p$  (oriundo do fosfato) e  $\delta^{18}\text{O}_c$  (oriundo do carbonato) tanto nos esmaltes quanto nas dentinas dos dentes. Zazzo *et al.* (2004) ainda atentaram para as interpretações paleoclimáticas baseadas apenas nas análises de  $\delta^{18}\text{O}_p$  proveniente dos dentes de mamíferos, pois estes podem ter sido afetados por atividades bacterianas, ou não representarem os efeitos diagenéticos fidedignamente.

Com o objetivo de investigar a origem da termorregulação em Mammalia, Rey *et al.* (2017) analisaram a composição isotópica de oxigênio da apatita ( $\delta^{18}\text{O}_p$ ) em alguns terapsídeos Permo-Triássicos. Comparando os valores de  $\delta^{18}\text{O}_p$  oriundos da apatita de ossos e dentes de terapsídeos com os de tetrápodes não terapsídeos coexistentes, os autores conseguiram demonstrar a existência de diferentes temperaturas corporais, bem como de estratégias de termorregulação. Os autores propuseram que cinodontes e dicinodontes adquiriram um termo-metabolismo constante e elevado de modo independente, respectivamente nos clados Eucynodontia e Lystrosauridae + Kannemeyeriiformes. Por fim, Rey *et al.* (2017) propuseram que a endotermia em Mammalia se originou em Epicynodontia durante o Meso-Neopermiano, bem como que grandes flutuações climáticas e ambientais globais foram provavelmente as maiores pressões seletivas responsáveis pelo sucesso do termo-metabolismo elevado.

Suarez & Kohn (2020) realizaram um estudo de zoneamento geoquímico em um osso metapodial (não especificado se metacarpal ou metatarsal) parcialmente fossilizado de um artiodáctilo do Pleistoceno e o compararam com os resultados

obtidos em um fêmur de um ceratopsídeo do Cretáceo (já completamente fossilizado), no intuito de investigar os efeitos físico-químicos da fossilização, bem como os mecanismos de fossilização, haja vista que ambos os materiais se encontravam em estágios distintos dentro do processo de fossilização. Fragmentos de ossos foram então analisados via *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS), espectroscopia no infravermelho (FT-IR) e microanálises de isótopos estáveis para a determinação de padrões de zoneamento em elementos traço, conteúdo relativo de carbonato e colágeno, além de isótopos estáveis de ambos os componentes CO<sub>3</sub> e PO<sub>4</sub> ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ ). De acordo com os resultados obtidos pelos autores, a amostra do Pleistoceno apresentou elevados teores de U nas bordas do osso, diminuindo suas concentrações rumo a porção interna do osso. Além disso, houve uma diminuição do colágeno associada ao aumento de U e um aumento de  $\delta^{13}\text{C}$  associado a uma diminuição de  $\delta^{18}\text{O}$ , o que os permitiu propor que o mecanismo de fossilização envolvido na preservação desse espécime foi uma reação de difusão. A amostra do Cretáceo, por sua vez, registrou altos teores de elementos terras-raras (ETRs) e U ao longo de todo o osso. A ausência de colágeno e composição isotópica relativamente constante permitiram aos autores proporem que mais de um mecanismo de fossilização atuou sobre esse espécime, o que é consistente com para um processo de fossilização prolongado. Por fim, os autores afirmam que a abordagem multi-analítica adotada em seu estudo pode beneficiar outras pesquisas sobre alterações diagenéticas envolvendo outros tecidos cuja composição básica é a apatita, como por exemplo o esmalte dentário.

O estudo interdisciplinar publicado por Titus *et al.* (2021) em um novo *bonebed* de tiranossaurídeos da Formação Kaiparowits, Cretáceo de Utah (EUA) utilizou-se, além de análises isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) e análises de elementos terras raras (leves, médios e pesados), de análises estratigráficas, sedimentológicas e tafonômicas para suportar a teoria de que os tiranossaurídeos possuíam um comportamento gregário. Isso se fez possível, pois todas as técnicas utilizadas confluíram para as seguintes interpretações: os ossos de tiranossaurídeos encontrados sofreram pouco ou mesmo nenhum transporte, além disso, os espécimes encontrados representam distintos estágios ontogenéticos (de juvenil a adulto maduro), o que segundo os autores, corroboraria com a hipótese proposta por eles de que este grupo possuía um comportamento gregário. Com base nas

semelhanças dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos a partir de nódulos carbonáticos encontrados no *bonebed*, os autores puderam sugerir que as unidades micríticas 3 e 4 seriam derivadas do mesmo processo pedogenético, bem como possuíam a mesma fonte de águas meteóricas. As semelhanças observadas pelos autores entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos a partir de fragmentos esqueletais e de cascos das tartarugas que também compunham o conteúdo fossilífero deste *bonebed*, os permitiu sugerir que todos esses indivíduos conviveram em um mesmo contexto espacial/ambiental/sedimentar, exceto pela espécie gigante de panchelonioid, que teve um enriquecimento de aproximadamente 1,6‰ em relação às demais tartarugas contempladas. Essa diferença de valores, segundo os autores, poderia ter quatro explicações plausíveis: (1) as águas do lago em que estes espécimes viveram eram enriquecidas em relação às das demais espécies; (2) tais espécimes permaneceriam mais tempo fora d'água, culminando em uma maior exposição a condições de evaporação; (3) mais tempo próximos a costa ou (4) estes indivíduos teriam uma fisiologia favorável para o enriquecimento de suas águas corporais. As análises de  $\delta^{18}\text{O}$  ainda permitiram aos autores calcularem a temperatura das águas que precipitaram tanto nos nódulos quanto nas carapaças das tartarugas, que variaram entre 20° e 35°C. As análises de ETR deste estudo foram realizadas com amostras de dentina e em uma vértebra de *Tyrannosaurus*; escamas de peixes; vértebra e dentina de *Deinosuchus*; quatro carapaças de tartarugas, bem como em um nódulo carbonático da unidade 4, além de um nódulo carbonático contido dentro de uma vértebra de *Tyrannosaurus*. Todas essas amostras, segundo Titus *et al.* (2021), tiveram seus ETRL (elementos terras-raras leves) e ETRM (elementos terras-raras médios) enriquecidos, porém os ETRP (elementos terras-raras pesados) estavam empobrecidos. A depleção em ETRP, segundo os autores, é típica de ambientes com altas taxas de materiais suspensos ou ricos em coloides, como por exemplo, planícies de inundação. Além disso, Titus *et al.* (2021), ainda atentaram para o fato de que os conteúdos relativamente baixos dos ETR nos ossos, de modo geral, sugerem pouca alteração diagenética e uma rápida fossilização.

Dantas *et al.* (2017, 2020) e Viana *et al.* (2011) realizaram análises isotópicas de C e O em dentes de componentes da megafauna pleistocênica do nordeste do Brasil (e.g., *Toxodon platensis*, *Notiomastodon platensis*, *Eremotherium laurillardii*, *Stegomastodon waringi*) conseguindo dados interessantes sobre a dieta e a ecologia destes organismos. Dantas *et al.* (2020), utilizaram equações corriqueiramente

adotadas em estudos ecológicos de faunas modernas e conseguiram atribuir uma teia trófica para a fauna pleistocênica da região de Sergipe.

Estudos isotópicos envolvendo o Triássico costumam focar nos limites Permo-Triássico e/ou Triássico-Jurássico, devido às grandes extinções em massa ocorridas nestes momentos e as suas relevâncias para as evoluções biológica e geológica do planeta. Todavia, estes costumam ser realizados com base em dados de invertebrados e/ou palinológicos (e.g., Rigo *et al.*, 2012; Grasby *et al.*, 2016; Wignall & Atkinson, 2020). Mais recentemente, outro importante momento para a história evolutiva do planeta, o Estágio Carniano do Neotriássico, que marca um *turnover* faunístico que culminou com a dispersão dos dinossauros, passou também a ser bastante estudado em termos de isótopos (e.g., Dal Corso *et al.*, 2018, 2020, 2022; Fu *et al.*, 2020).

Nenhum estudo foi encontrado, dentro da literatura consultada, envolvendo a Bacia do Paraná ou os gêneros do Triássico do Rio Grande do Sul. Há apenas uma menção, em um resumo, a um espécime do gênero *Exaeretodon* da Argentina, feita por Colombi *et al.* (2010). Nesta ocasião, os autores realizaram análises de  $\delta^{13}\text{C}$  nos dentes de espécimes deste gênero e propuseram uma dieta herbívora para este gênero. Essa falta de dados abriu pretexto para a realização deste estudo.

## 9. CONTEXTO GLOBAL DO TRIÁSSICO

O período Triássico (251,9 a 201,3 Ma.) corresponde ao primeiro período da Era Mesozoica, bem como é o primeiro período após a maior extinção registrada no conteúdo fossilífero, a Extinção Permo-Triássica (“*The Great Dying*”) e, portanto, foi crucial para a origem dos ecossistemas modernos (Erwin, 2008; Benton, 2016; Wignall, 2017). Foi o único período da história geológica da Terra que foi delimitado em seu início e fim por dois dos cinco maiores eventos de extinções em massa, a acima mencionada extinção Permo-Triássica (em seu início) e a Triássico-Jurássico (em seu fim) (Figura 11) (Sepkoski, 1982). Esse período também representou um momento-chave para o grupo dos vertebrados – tubarões neoseláquios, peixes ósseos neopterígio, lissanfíbios, tartarugas, lepidossauros, crocodylomorfos,

mamíferos e aves (incluindo os dinossauros) surgiram durante o Triássico (Benton, 2016).

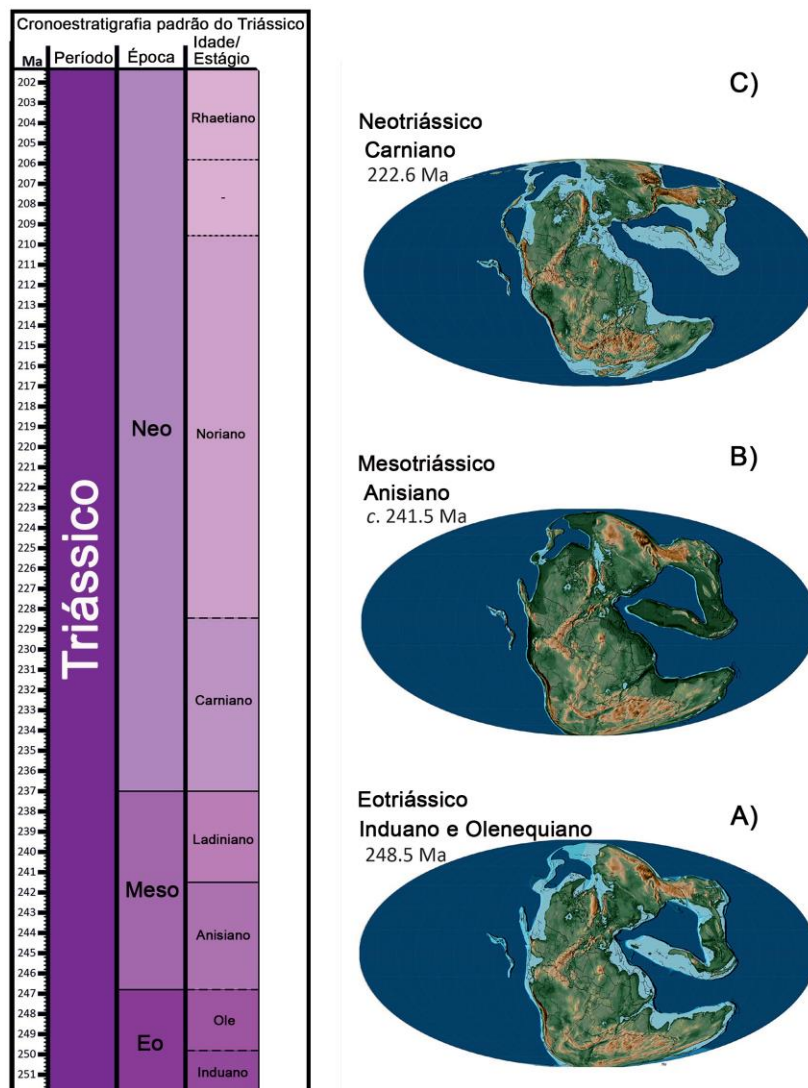


Figura 11 – Cronoestratigrafia padrão do Triássico (2016) com a evolução dos mapas paleogeográficos do Eo (A), Meso (B) e Neo (C) Triássico. Adaptado de Miller & Baranyi (2019). Ole. = Olenequiano.

Neste período, todas as terras emersas configuraram um único supercontinente, denominado Pangeia. Essa configuração continental atuou diretamente nas correntes oceânicas, na continentalidade da umidade, bem como na dispersão da vida (Simms & Ruffell, 1989, 1990; Cisneros *et al.*, 2012; Abdala *et al.*, 2013). O supercontinente Pangeia começou a se formar no final do Carbonífero com a colisão entre Laurásia e Gondwana, durante Orogenia Varisca ao longo das cadeias montanhosas Aleanês/Apalache-Varisca-Ural. O supercontinente se

estendia de c. 85°N até 90°S, estando quase completamente centrado no Equador. Um mega oceano chamado Pantalassa ocupava c. 70% da superfície da Terra e possuía uma ramificação que se estendia para oeste cortando o continente, denominado Mar de Tétis. O Mar de Tétis era sustentado por um assoalho de crosta oceânica restrito latitudinalmente a aproximadamente 30°N-S, dentro do cinturão tropical-subtropical (Ziegler *et al.*, 1983; Preto *et al.*, 2010; Miller & Baranyi, 2019). Nenhum rearranjo expressivo foi registrado ao longo da transição Permiano-Triássico e início do Triássico, exceto por uma deriva gradual para o norte e uma rotação anti-horária de todo o supercontinente. Essa assembleia de continentes perdurou por c. 100 My até que teve início o seu rompimento durante o Neotriássico/Eojurássico (Figura 11C)

O rifteamento do Pangeia ainda permanece em debate, com alguns autores sugerindo que este teria iniciado antes da extrusão das lavas da Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province – CAMP*), ao menos na margem leste da América do Norte (e.g., Nomade *et al.*, 2007; Foster-Baril & Stockli, 2023), enquanto outros propõem que a extrusão de lava foi concomitante com a ruptura do supercontinente, porém, não foi sua causa (e.g., Whalen *et al.*, 2015). Além disso, alguns autores sugerem que não há dados convincentes que mostrem que o CAMP foi predecessor ou síncrono ao evento de extinção do Triássico-Jurássico (e.g., Whiteside *et al.*, 2007). Há ainda aqueles autores que advogam em favor do CAMP como responsável por esse evento de extinção, devido a liberação de gases de efeito estufa oriundos das interações magma-evaporito (metamorfismo de contato), conforme observado por Oliveira *et al.* (2023) em bacias da América do Sul.

De modo geral, os climas do Triássico foram quentes e uniformes, e não havia calotas polares (Benton, 2016). Havia um extenso cinturão árido que se estendia por quase toda as Américas do Norte e do Sul, Europa e África. Em direção aos polos, havia bandas de clima temperado quente cujas extensões cobriam áreas da Rússia asiática (ao norte), Índia, Austrália e Antártica (ao sul) (Figura 12B). Vale destacar que os fósseis de organismos marinhos são oriundos dos oceanos Pantalassa e Tétis, enquanto os fósseis de organismos terrestres, são mais bem registrados em regiões que comportavam os cinturões de clima temperado (e.g., regiões das atuais Rússia, China, África do Sul, Argentina e alguns territórios do Brasil) (Li, 2001;

Tverdokhlebov et al., 2005; Clapham et al., 2006; Benton, 2016, Schultz et al., 2020; Smith et al., 2020).

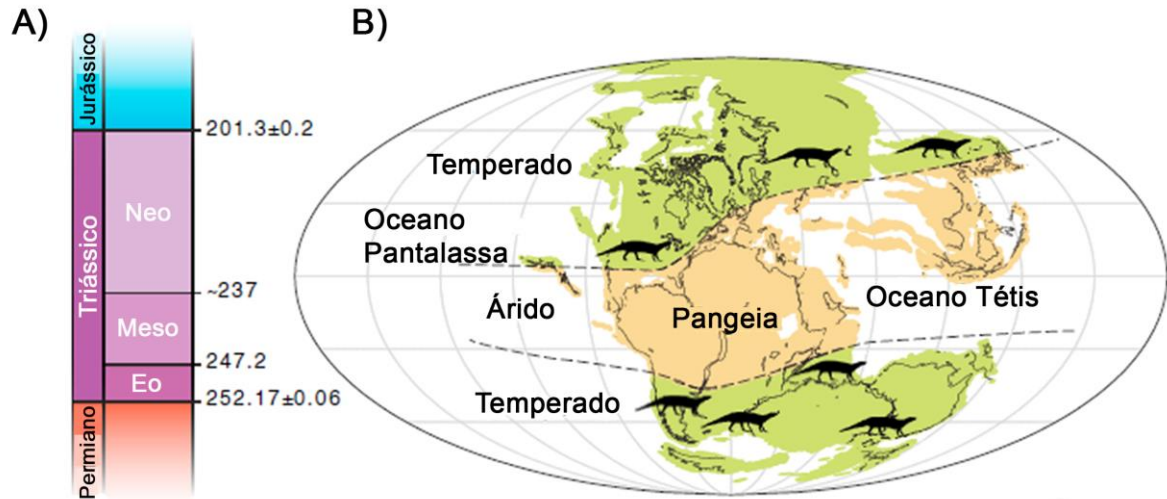


Figura 12 – Escala de tempo do Triássico e posicionamento. A) Escala de tempo do Triássico (~50 Myr), delimitada por dois eventos de extinção em massa (um no começo e um no final). B) Mapa paleogeográfico global do Triássico apresentando os principais cinturões climáticos, com destaque para a extensão da região de clima árido (“dead zone”, em bege) do Eotriássico. Note que a maioria dos organismos são encontrados em zonas que representavam climas temperados (em verde). Adaptado de Benton (2016).

De acordo com Preto et al. (2010), as plataformas carbonáticas do Triássico podem ser utilizadas como análogas para as respostas de recifes e sistemas carbonáticos a futuros cenários de mudanças climáticas. Isso ocorre devido ao fato de o período Triássico representar um período no qual as condições geoquímicas das águas oceânicas serem próximas aquelas projetadas para serem alcançadas em um futuro breve. Alguns autores detectaram duas condições críticas para a comparação entre os cenários modernos e futuros, que são: a acidificação das camadas oceânicas (mistura de camadas – *mixed layers*) em equilíbrio com altas concentrações de  $p\text{CO}_2$  (Retallack, 2001; Berner, 2006) e as águas do mar, em um modo de “mar de aragonita”, devido a razão  $\text{Mg}/\text{Ca} > 2$  (Stanley & Hardie, 1998; Stanley, 2008). Tal combinação de altos valores de  $p\text{CO}_2$  e  $\text{Mg}/\text{Ca}$  só foram novamente registradas no final do Paleoceno. Isso, segundo Preto et al. (2010), em alguns aspectos, pode oferecer uma analogia mais acurada para as respostas às



atuais mudanças climáticas antropogênicas do que outros estudos de caso em unidades do Jurássico, Cretáceo e Paleogeno podem fornecer. Portanto, isso reforça a importância de se compreender o paleoclima do Triássico.

## 10. CONTEXTO GEOLÓGICO E BIOESTRATIGRÁFICO REGIONAL E LOCAL

### 10.1 Geologia regional

A Bacia intracratônica do Paraná (Figura 13) recobre uma área de aproximadamente 1.500.000 km<sup>2</sup>. Seus afloramentos podem ser observados em diversos estados brasileiros (e.g., SP, MS, MT, GO, PR, SC, RS), bem como porções de seus países vizinhos, Paraguai (ao oeste), Uruguai (ao sul) e Argentina (ao sudoeste, em subsuperfície) (Schneider *et al.*, 1974; Corecco *et al.*, 2022). O início de sua deposição foi associado a uma sinéclise intracratônica, que ocupava toda a região centro-leste da América do Sul. Todavia, durante boa parte de sua evolução a bacia se comportou como um golfo aberto com orientação sul-sudeste, caracterizando uma extensão continental de uma bacia do tipo *foreland* (Milani, 1997; Milani *et al.*, 1998). A Bacia do Paraná é composta por um pacote sedimentar de aproximadamente 8.000 m de espessura (Zalán *et al.*, 1990; Milani, 1997) que não exhibe uma continuidade deposicional, mas sim eventos policíclicos resultantes de episódios de sedimentação sucessivos e associados à tectônica da porção SW do Gondwana (Milani; 1997; Milani & Ramos, 1998; Zeffass *et al.*, 2005). Apesar de não contínuos, a bacia tem registros de deposição que vão do período Ordoviciano até o final do Cretáceo, totalizando aproximadamente 400 milhões de anos de registro geológico do Fanerozoico (Milani *et al.* 2007).

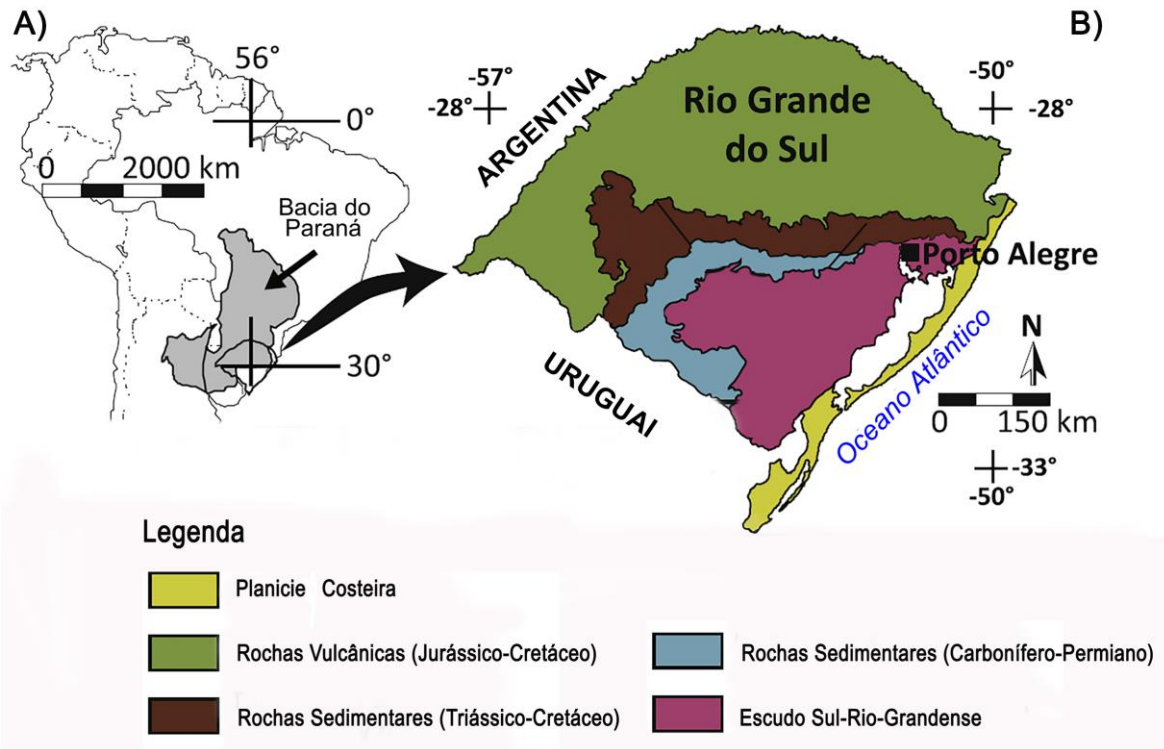


Figura 13 – A) Área de extensão da Bacia do Paraná na América do Sul. B) Principais domínios geológicos presentes no estado do Rio Grande do Sul. Adaptado de Xavier *et al.* (2018).

A subdivisão da Bacia do Paraná é complexa e possui diversas propostas (e.g., Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998; Zeffass *et al.*, 2003). Neste estudo, todavia, optou-se por utilizar as subdivisões de Milani *et al.* (2007), para um contexto estratigráfico geral da bacia e as de Zeffass *et al.* (2003) e Horn *et al.* (2014), para o contexto da Supersequência Santa Maria. Milani *et al.* (2007) dividiram a bacia em seis unidades de sequências estratigráficas de segunda ordem, nomeadas da base para o topo, como: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso-Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As amostras utilizadas nesta Tese integram a sequência Gondwana II de Milani *et al.* (2007), cuja área de ocorrência é restrita ao Estado do Rio Grande do Sul (Figura 13B).

## 10.2 Supersequência Santa Maria (SSM)

A Supersequência Santa Maria (SSM), originalmente proposta por Zeffass *et al.* (2003), é equivalente à Sequência Gondwana II de Milani (1997) para a Bacia do Paraná. Esta unidade aloestratigráfica que ocorre apenas na região central do Rio Grande do Sul (Figura 13B), região designada como rochas sedimentares), inclui uma paleofauna de vertebrados peculiar, que é comumente correlacionada com as de sequências análogas na Argentina e na África e é composta por sucessivas intercalações de camadas de pelitos, arenitos finos e conglomerados, todos na cor vermelha (Horn *et al.*, 2018a). Ao longo de toda a sua área de ocorrência, o pacote correspondente à SSM é marcado por diversas falhas N-S, com rejeito vertical ou sub-vertical, que interferem na organização original dos estratos. Além disso, a cobertura vegetal é bastante desenvolvida, o que dificulta verificação da continuidade dos afloramentos fossilíferos. Por outro lado, o conteúdo fossilífero de tetrápodes é excepcionalmente abundante, permitindo determinar zoneamentos bioestratigráficos para o pacote (Barberena, 1977; Scherer *et al.*, 1995; Schultz *et al.*, 2000; Soares *et al.*, 2011).

Em termos litoestratigráficos, a SSM de Zeffass *et al.* (2003) engloba as formações Santa Maria e Caturrita (*sensu* Andreis *et al.*, 1980). Este pacote, com duas unidades litoestratigráficas, inclui, no entanto, três sequências de terceira ordem, que foram denominadas Santa Maria I, II e III (doravante SSM I, II e III) por Zeffass *et al.* (2003). A totalidade da SSM I e a porção basal da SSM II corresponderiam à Formação Santa Maria (*sensu* Andreis *et al.*, 1980), enquanto a porção superior da SSM II corresponderia (embora parcialmente) à Fm. Caturrita (*sensu* Andreis *et al.*, 1980).

Segundo Zeffass *et al.* (2003), a SSM I contém conglomerados e arenitos com estratificação cruzada, recobertos por lamitos laminados, que corresponderiam a depósitos fluviais que transicionaram para depósitos lacustres rasos. A SSM II é composta por arenitos com granulação média a fina e estratificações cruzadas, bem como lentes de lamitos, que são registradas predominantemente na porção intermediária do pacote, podendo haver também ocorrências na base desta sequência (Zeffass *et al.*, 2003). Tal unidade (SSM II) foi interpretada como sendo depositada em um contexto fluvial de baixa sinuosidade, onde nas porções intermediárias existem ritmitos (arenitos e lamitos) intercalados com lentes de

arenitos finos com estratificações cruzadas, além de laminações cruzadas cavalgantes (Fonseca, 1999; Zeffass *et al.*, 2003). O contexto deposicional proposto então para esta sequência foi o de um ambiente lacustre raso, com progressiva redução do espaço de acomodação e substituição por um sistema fluvial (Fonseca, 1999; Zeffass *et al.*, 2003). A sequência Santa Maria III, por sua vez, é caracterizada pela presença de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada e grande quantidade de troncos silicificados (Zeffass *et al.*, 2003; Guerra-Sommer & Klepzig, 2000). Estes níveis com troncos também faziam parte da Formação Caturrita *sensu* Andreis *et al.* (1980). Horn (2016) interpretou então essa unidade como sendo um produto da deposição de rios entrelaçados de alta energia com abundantes fragmentos de troncos.

Dentro das duas primeiras sequências (SSM I e SSM II) de Zeffass *et al.* (2003), quatro biozonas foram definidas com base nas ocorrências de tetrápodes, são elas: ZA de *Dinodontosaurus* e ZA de *Santacruzodon* (respectivamente, na base e no topo da SSM I); ZA de *Hyperodapedon* e ZA de *Riograndia* (na base e no topo da SSM II).

Posteriormente, Horn *et al.* (2014) desmembraram; com base em dados paleontológicos, estruturais e sedimentológicos; a SSM I (de Zeffass *et al.*, 2003) em duas sequências. Nesse contexto (com a introdução de uma nova sequência entre a SSM I e a SSM II de Zeffass *et al.*, 2003), Horn *et al.* (2014), optaram por renomear todas as sequências anteriores, que passaram a se chamar-se, da base para o topo: Sequência Pinheiros-Chiniquá (incluindo a ZA de *Dinodontosaurus* – Ladiniano), Sequência Santa Cruz (englobando a ZA de *Santacruzodon* - Eocarniano), Sequência Candelária (englobando as ZAs de *Hyperodapedon* e *Riograndia* – Carniano-Noriano) e Sequência Mata (Rético). Esta última corresponde a sequência SSM III de Zeffass *et al.* (2003) e é a única que até o presente momento não possui vertebrados fósseis (Siegloch *et al.*, 2021).

### 10.3 Bioestratigrafia

A correlação bioestratigráfica com faunas similares encontradas na Argentina e no continente africano permitem o ordenamento relativo das quatro

biozonas de tetrápodes da SSM. Algumas idades absolutas foram obtidas para afloramentos fossilíferos desta unidade, através da datação de zircões detríticos pelo método U-Pb (Langer *et al.*, 2018; Philipp *et al.*, 2018). Estas indicaram idades de 236.1 Ma. (Sequência Santa Cruz), 233.23 Ma. (ZA de *Hyperodapedon*) e 225.42 Ma. (ZA de *Riograndia*). O estudo mais recente publicado, envolvendo datações na SSM, propõe que a idade máxima de deposição do Membro Alemoa seria de  $239.4 \pm 3.8$  Ma (Philipp *et al.*, 2023). Todavia, esforços vêm sendo realizados para ampliar e refinar essas datações, portanto, novos dados devem ser gerados nos próximos anos contribuindo para o conhecimento desses importantes estratos. O arcabouço estratigráfico das Zonas de Associação (ZA) e suas respectivas datações podem ser observados na Figura 14. A localização dos principais afloramentos das Zonas de Associação da Supersequência Santa Maria pode ser observada, em maior detalhe, na Figura 15.

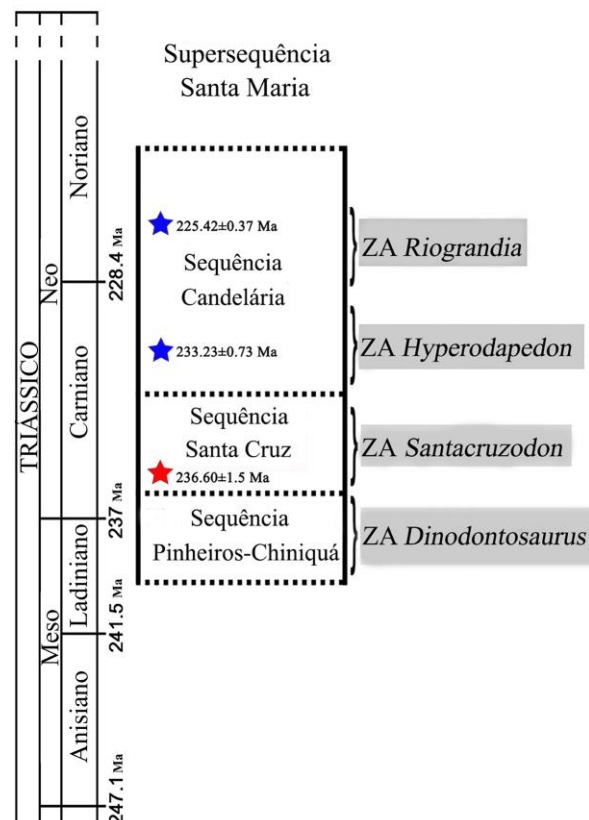


Figura 14 – Visão esquemática das Zonas de Associação da SSM com algumas datações feitas em zircões detríticos por Langer *et al.* (2018; estrelas azuis) e Philipp *et al.* (2018; estrela vermelha). Adaptado de Martinelli *et al.* (2017), Langer *et al.* (2018) e Philipp *et al.* (2018).

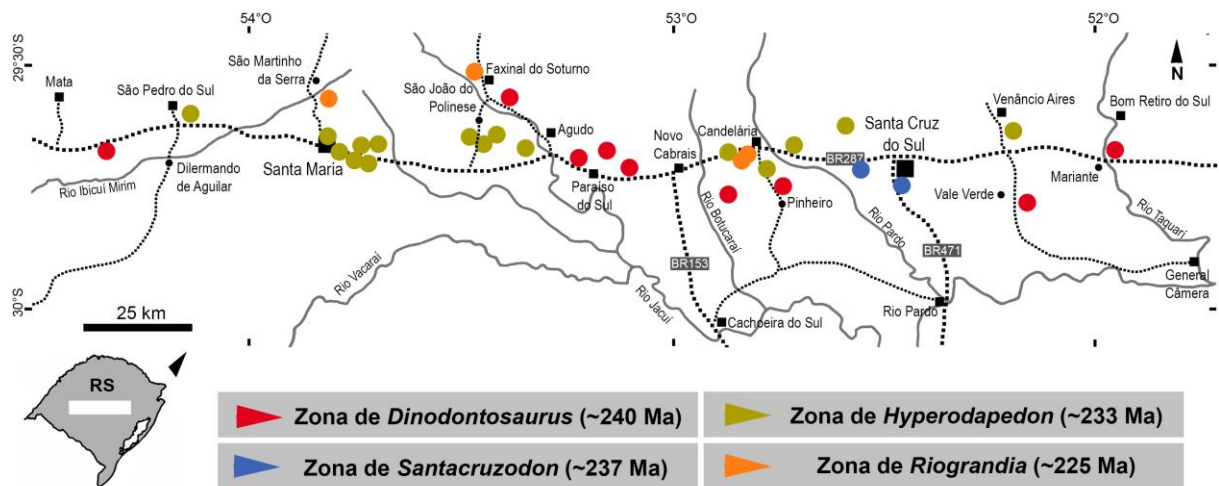


Figura 15 – Localização dos principais afloramentos das Zonas de Associação da Supersequência Santa Maria. Adaptado de Martinelli *et al.* (2017).

### 10.3.1 ZA de *Dinodontosaurus*

Originalmente denominada de Cenozona *Therapsida* por Barberena (1977); Barberena *et al.* (1985a) e Scherer *et al.* (1995) ou ainda de Faunas Locais de Pinheiros e de Chiniquá (Barberena *et al.*, 1985b), foi renomeada para Biozona de *Dinodontosaurus* por Abdala *et al.* (2001). Faz parte da Sequência Pinheiros-Chiniquá (*sensu* Horn *et al.*, 2014), tendo idade ladiniana-eocarniana (Figura 14). É composta predominantemente por lamitos vermelhos maciços (*loess*) ou laminados (depositados em lagos rasos) (Horn, 2013). Seus principais afloramentos estão localizados nos municípios de Bom Retiro do Sul, Candelária, Dona Francisca, Paraíso do Sul e São Pedro do Sul (Martinelli *et al.*, 2017) (Figura 15). O conteúdo fóssilífero desta ZA, segundo Schultz *et al.* (2020), consiste em: dicinodontes (e.g., *Dinodontosaurus* sp.), cinodontes Traversodontidae (*Massetognathus ochagaviae*, *Luangwa sudamerica*), cinodontes Probainognathia (*Chiniquodon theotonicus* e *Aleodon cromptoni*), ‘rauissúquios’ (*Prestosuchus chiniquensis*, *Decuriasuchus quartacolonia*) e Procolophonina (*Candelaria barbouri*).

Dentre os gêneros de cinodontes encontrados nesta biozona, *Massetognathus*, *Chiniquodon* e *Aleodon* também podem ser encontrados na Formação Chañares (ZA de *Massetognathus-Chanaresuchus*), Argentina. O gênero *Chiniquodon*, por sua vez, ainda possui registros na Namíbia e em Madagascar. Além disso, há evidências da presença do gênero *Luangwa* nas formações Omingonde (Namíbia) e Ntawere

(Zâmbia), o que reforça a importância e distribuição global destes grupos durante o Mesotriássico (Kemp, 1980; Abdala & Giannini, 2002; Abdala & Smith, 2009; Kammerer *et al.*, 2010; Abdala *et al.*, 2013; Ezcurra *et al.*, 2017; Schmitt *et al.*, 2019; Schultz *et al.*, 2020).

Farias *et al.* (2023) realizaram um estudo histológico detalhado em nove elementos oriundos de três espécimes de *D. Quartacolonía* e demonstram que estes indivíduos seriam todos juvenis. Esse fato, associado com a existência de outros sete indivíduos da mesma espécie, encontrados no mesmo afloramento e com proporções de tamanho similares aos utilizados por esses autores (que não foram estudados por necessitarem de uma maior preparação), permitiu com que estes propusessem o comportamento gregário para esta espécie. A ausência de indivíduos juvenis de *P. chiniquensis* somada a existência apenas de espécimes imaturos de *D. Quartacolonía* fez com que Farias *et al.* (2023) sugerissem que esta segunda espécie, na verdade, representaria um estágio ontogenético imaturo de *P. chiniquensis*, o que abre portas para investigações futuras de maior detalhe.

Estudos geoquímicos recentes, feitos com ossos e suas respectivas rochas sedimentares, apontam que esta zona de associação possuía um ambiente seco e básico com relação às sobrejacentes, com destaque para as concentrações de Ba e Ca (Corecco *et al.*, 2020).

### **10.3.2 ZA de Santacruzodon**

Abdala *et al.* (2001) definiram esta ZA com base no conteúdo fossilífero presente no afloramento Schönstatt, descoberto no ano de 1996, no município de Santa Cruz do Sul. Devido à predominância de cinodontes traversodontídeos (especialmente os táxons *Menadon besairei* e *Santacruzodon hopsoni*), Abdala *et al.* (2001), nomearam essa associação como Biozona *Traversodontidae*. Posteriormente, Abdala & Ribeiro (2010), a renomearam para Zona de Associação de *Santacruzodon*, mas apenas em 2011, esta foi formalizada como uma unidade bioestratigráfica (Soares *et al.*, 2011). Faz parte da Sequência Santacruz (*sensu* Horn *et al.*, 2014), tendo idade eo-mesocarniana (Figura 14). Segundo Horn (2013), esta ZA é composta predominantemente por lamitos vermelhos maciços (*loess*) ou

laminados (depositados em lagos rasos), tal como ocorre na ZA de *Dinodontosaurus*. O registro fossilífero dessa ZA também é conhecido nos municípios de Santa Cruz do Sul, Venâncio Aires e Vera Cruz (Melo *et al.*, 2022) (Figura 15). O conteúdo fossilífero desta ZA consiste, além das espécies já mencionadas, em: dicinodonte indeterminados, Proterochampsidae indeterminado, Rausuchia (*Dagasuchus santacruzensis*) e, mais recentemente, foram levantadas a possibilidade de registros de fragmentos de rincossauro (Schultz *et al.*, 2020; Battista *et al.*, 2023a).

Os espécimes da ZA de *Santacruzodon* são geralmente caracterizados pela presença de uma fina camada avermelhada a enegrecida de óxidos de manganês e concreções carbonáticas, bem como pela quase que ausente distorção volumétrica associada aos processos de permineralização, que são relativamente comuns nas demais biozonas da SSM (Holz & Schultz, 1998; Reichel *et al.*, 2005; Battista *et al.*, 2023b). Recentemente, Battista *et al.* (2023b) detectaram que boa parte dos elementos atribuídos a esta biozona (75,72%), armazenados nas principais coleções paleontológicas do Estado do Rio Grande do Sul, possuem uma extrema interferência humana (e.g., quebra antropogênica - danificação causada devido ao manuseio). Além disso, segundo os autores, pode ter havido alguma "discriminação e seleção", ao longo dos anos, entre a coleta de materiais cranianos e pós-craniano ("craniocentrismo"). Esses autores ainda identificaram diversos fragmentos ósseos até então tidos como indeterminados, bem observaram que ossos anteriormente atribuídos a cinodontes indeterminados, na verdade, pertencem a outros táxons.

Recentemente, Melo *et al.* (2022) reavaliaram o gênero *Santacruzodon* e observaram que há uma distinção entre este e os demais massetognatíneos e outros Traversodontidae. Isso, aliado à abundância dessa espécie, segundo os autores, sustenta a importância bioestratigráfica desse táxon no reconhecimento da ZA de *Santacruzodon*. Além disso, a identificação de *S. hopsoni* em três novos afloramentos (Carolina Soil, Souza Cruz e Vila Estância Nova), de três diferentes municípios do Rio Grande do Sul, permitiu que Melo *et al.* (2022) expandissem geograficamente o domínio desta biozona, bem como atestassem que esta associação fossilífera representa de fato um intervalo de tempo distinto daquele da biozona subjacente (ZA de *Dinodontosaurus*) e, portanto, não se trata apenas de uma fauna endêmica local.



Estudos geoquímicos preliminares, feitos com ossos e suas respectivas rochas sedimentares, apontam que esta zona de associação também possuía um ambiente seco e básico, tal como a biozona subjacente, porém, com destaque para as baixas concentrações de arsênio (As; Corecco *et al.*, 2020).

### 10.3.3 ZA de *Hyperodapedon*

O primeiro vertebrado descrito para o Mesozoico brasileiro e o primeiro réptil do período Triássico, encontrado e descrito na América do Sul foi um rincossauro, descrito inicialmente como sendo pertencente à espécie *Scaphonyx fischeri* por Woodward (1907). Esse espécime foi inicialmente interpretado por Woodward, como sendo um dinossauro basal similar aos encontrados na Série Karoo da África do Sul. Com base nos conteúdos paleontológicos e litológicos, White (1908), propôs uma correlação entre a Bacia do Paraná e a Série Karoo, afirmando que estes dados corroboravam a hipótese de que os dois continentes estariam em contato um com o outro, durante o Permo-Triássico, formando um supercontinente. Barberena *et al.*, (1985b) propuseram a denominação de Fauna Local de Alemoa para se referir a região na qual se encontrava espécimes pertencentes a esse gênero. Devido ao fato de a espécie *Scaphonyx fischeri* ter sido invalidada e renomeada, por Langer & Schultz (2000), o fóssil-guia desta unidade passou a ser denominado *Hyperodapedon* sp.. Desse modo, a biozona dominada por este táxon, que ocorre na base da Sequência Candelária (*sensu* Horn *et al.*, 2014), passou a ser denominada ZA de *Hyperodapedon* por Abdala *et al.* (2001). O pacote que inclui essa biozona, segundo Horn (2013), é composto basicamente por lentes de lamito intercaladas com arenitos, sendo interpretada pelo mesmo autor, como um depósito de planície de inundação. Conforme observado na Figura 15, os principais municípios que contêm fósseis desta ZA são: Agudo, Candelária, Santa Cruz do Sul, Santa Maria, São João do Polêsine, São Pedro do Sul e Venâncio Aires (Martinelli *et al.*, 2017). Além dos rincossauros, esta biozona inclui registros de cinodontes traversodontídeos (e.g., *Exaeretodon riograndensis*), cinodontes probainognátios (e.g., *Prozostrodon brasiliensis*), dinossauros (e.g., *Saturnalia tupiniquim*), Rhynchocephalia (e.g., *Clevosaurus hadroprodon*), Ornithosuchidae (*Dynamosuchus*

*collisensis*), *Rauisuchia* (*Rauisuchus tiradentes*) e Aetosauria (e.g., *Polesinesuchus aurelioi*) (Schultz *et al.*, 2020).

Recentemente, Müller *et al.* (2023) descreveram uma nova espécie de lagerpetídeo (*Venatoraptor gassenae*) para o município de São João do Polêsine-RS. Segundo os autores, essa nova espécie demonstra que a diversidade morfológica de Ornithodira (pterossauros + precursores dos dinossauros) começou a florescer já no início da divergência entre as linhagens e não apenas após a origem de dinossauros e pterossauros. Além disso, a presença do *V. gassenae* no mesmo sítio em que foi encontrado o gênero *Ixalerpeton*, de acordo com os pesquisadores, representa a primeira evidência robusta de espécies de lagerpetídeos simpátricas.

Ainda nos estratos da ZA de *Hyperodapedon*, prosseguindo até os da ZA de *Riograndia*, é possível encontrar os estágios graduais de alongação das vértebras cervicais dos dinossauros sauropodomorfos, que também impacta diretamente na evolução da dieta desses organismos. Damke *et al.* (2022) demonstraram que as formas encontradas na ZA de *Hyperodapedon*, mais precisamente na sub-zona Acme de *Hyperodapedon* (*Buriolestes schultzi*), têm vértebras cervicais menos compridas, possuíam crânios relativamente maiores, no geral eram criaturas pequenas e eram majoritariamente faunívoros. As formas encontradas na sub-zona *Exaeretodon* (*Bagualosaurus agudoensis*) já apresentavam um aumento no comprimento das vértebras cervicais (implicando em um aumento no comprimento do pescoço), bem como de tamanho; há uma diminuição no tamanho dos crânios, além de haver uma modificação da dieta desses organismos, que passa a ser onívora/herbívoros. Por fim, já nas formas encontradas na ZA de *Riograndia*, há o maior aumento das vértebras cervicais (por consequência do pescoço) em comparação aos demais sauropodomorfos encontrados na SSM; os indivíduos aumentam de tamanho, os crânios diminuem ainda mais em relação ao restante do corpo e a dieta passa a ser majoritariamente composta por vegetais (estabelecimento da herbivoria).

Garcia *et al.* (2023) analisaram anatômica e filogeneticamente um espécime isolado, porém bem preservado, de um ílio esquerdo até então de origem indeterminada. Com base em seus resultados, os autores propuseram que esse espécime pertenceria a *Herrerasauria*. Todavia, os autores também identificaram várias similaridades entre o ílio estudado e o de potenciais não-herrerasaurídeos

(e.g., *Tawa hallae*, "*Caseosaurus crosbyensis*") conhecidos até então apenas em depósitos da América do Norte. Apesar disso, os autores também alertaram para o fato de que Herrerasauria (e.g., *Herrerasaurus ischigualastensis*) é quase que exclusivamente registrado na América do Sul. Os resultados de Garcia *et al.* (2023) suportaram então que esse material pertenceu a um indivíduo que fazia parte dos primeiros membros divergentes de Herrerasauria. Além disso, esse registro os permitiu conectar temporalmente as ocorrências de herrerasaurianos não-herrerasaurídeos em relação à sua divergência com os Herrerasauridae, sendo, portanto, este o primeiro registro inequívoco de um herrerasauro não-herrerasaurídeo para o estágio Carniano do Triássico Superior.

Estudos geoquímicos preliminares, realizados em ossos e suas respectivas matrizes sedimentares desta zona de associação sugerem que esta foi depositada em um contexto de maior umidade e acidez com relação às biozonas subjacentes, com destaque para as elevadas concentrações de Al, Si, Zr e Nb, bem como, baixas de Ca (Corecco *et al.*, 2020). Esse aumento de umidade, nessa faixa temporal (~233 Ma) é correlacionável com o evento de extensão global denominado de Episódio Pluvial do Carniano (*Carnian Pluvial Episode* - CPE), que é tido por muitos autores, como sendo um dos responsáveis pela diversificação dos dinossauros (e.g., Benton *et al.*, 2018; Dal Corso *et al.*, 2020; Benton & Wu, 2022).

#### **10.3.4 ZA de Riograndia**

Na década de 1980, Barberena *et al.* (1985b) propuseram a denominação de Fauna Local de Botucaraí para se referir aquela região que continha o táxon *Jachaleria candelarienseis*, porém está também contemplava o gênero *Exaeretodon* que atualmente está inserido na ZA de *Hyperodapedon*. Abdala & Ribeiro (2010) então propuseram a criação da ZA de *Riograndia* para incluir as faunas dos afloramentos Linha São Luiz, Sesmaria do Pinhal 1 e Sesmaria do Pinhal 2. Para esses autores, esta biozona pode se correlacionada com a fauna da porção basal da formação argentina Los Colorados devido à ocorrência de espécies do mesmo gênero de dicinodonte, *Jachaleria* (*Jachaleria colorata*, na Argentina e *Jachaleria candelariensis*, no Brasil) (Araújo & Gonzaga, 1980; Vega-Dias, 2000; Vega-Dias *et*

*al.*, 2004). Apesar de pertencer a Sequência Candelária (topo - *sensu* Horn *et al.*, 2014), devido a relação com a fauna argentina e a datações realizadas em sedimentos pertencentes a esta ZA (Langer *et al.*, 2018), atribui-se à mesma uma idade noriana (Figura 14). Apesar de a correlação de Abdala & Ribeiro (2010) ter sido feita, inicialmente, com base em uma espécie de dicinodonte, o fóssil mais abundante e característico desta biozona é uma espécie cinodonte (*Riograndia guaibensis*), que nomeia a mesma. Segundo Horn *et al.* (2014), a Sequência Candelária, que inclui essa ZA, corresponde a uma sucessão granocrescente composta por lentes de arenito com estratificação cruzada de pequeno porte, ritmitos e corpos de arenito com estratificação cruzada cavalgante ou maciços. Estas estratificações são interpretadas, por Horn (2013), como pertencentes a um sistema fluvial/deltaico/lacustre. Os principais municípios onde são encontrados fósseis pertencentes a essa ZA são: Candelária, Faxinal do Soturno e São Martinho da Serra (Martinelli *et al.*, 2017; Figura 15). O conteúdo fossilífero desta biozona, de acordo com Schultz *et al.* (2020), é composto por: majoritariamente pequenos cinodontes probainognátios (e.g., *Riograndia guaibensis*, *Brasilodon quadrangularis*); dicinodontes (*Jachalera candelariensis*); dinossauros terópodes (e.g., *Guaibasaurus candelariensis*) e “prossaurópodes” (e.g., *Unaysaurus tolentinoi*); Lagerpetidae (*Faxinalipterus minimus*); anfíbios Temnospondyli (Mastodonsauroidea indeterminado), Procolophonia (*Soturnia caliodon*) e Rhynchocephalia (e.g., *Clevosaurus brasiliensis*).

Guignard *et al.* (2019) realizaram uma descrição detalhada dos primeiros espécimes pós-cranianos atribuídos a *Riograndia guaibensis*. De acordo com os autores, as cinturas escapulares e os membros anteriores desta espécie possuíam adaptações à fossorialidade, com diversas especializações que ampliaram as vantagens mecânicas dos músculos retratores. Segundo Guignard *et al.* (2019), *R. guaibensis* reteve uma postura semi-extensa (*semi-sprawling*) em seus membros anteriores, algo que é similar a observada nos sinápsidos mais basais e distinta da posição dos Theria (função parassagital e posição mais ereta).

Recentemente Kellner *et al.* (2022) fizeram uma reavaliação do material conhecido do gênero *Faxinalipterus minimus*, que foi originalmente descrito como sendo pertencente a Pterosauria. Segundo os autores, o maxilar originalmente atribuído a *F. minimus* foi dissociado deste táxon e foi então referido como sendo pertencente a um novo gênero de pterosauroomorpha, denominado de *Maehary*

*bonapartei*. Além do maxilar, partes do crânio e fragmentos de pós-crânio foram descritos. Estudos filogenéticos realizados por Kellner *et al.* (2022), posicionaram *F. minimus* dentro de Lagerpetidae e *M. bonapartei* como sendo o primeiro membro divergente de pterosauro. Outra contribuição apresentada neste estudo, foi a morfologia dentária peculiar encontrada em *M. bonapartei*, que segundo os autores, representa um novo morfotipo dentário para arcossauros (coroas cônicas e sem serrilhas, com um par de sulcos ápico-basalmente orientados).

Assim como as demais biozonas da SSM, a ZA de *Riograndia* foi contemplada no estudo geoquímico realizado por Corecco *et al.* (2020). Segundo esses autores, esta zona de associação teria sido depositada em um contexto de menor umidade e acidez com relação à biozona de *Hyperodapedon*, o que poderia representar uma diminuição da força ou da influência deste episódio na região. Com destaque para essas proposições se tem uma diminuição nas concentrações de Al, Si, Zr e Nb, em relação a biozona subjacente, bem como baixos teores de Mg.

Diante desse contexto de recentes descobertas científicas ímpares, é realçada a importância desses estratos para a compreensão da evolução de diversas linhagens, bem como o entendimento de alguns fenômenos geológicos/climatológicos de extrema importância (EPC - Episódio Pluvial do Carniano ou CPE – *Carnian Pluvial Episode*) que ocorreram neste período. Uma visão mais detalhada das prováveis relações paleoecológicas e dos contextos paleoambientais existentes nestas zonas de associação da SSM, bem como uma explanação mais aprofundada sobre a Bacia do Paraná, podem ser observados em Corecco *et al.* (2022).

## 11. MATERIAIS E MÉTODOS

### 11.1 Identificação das amostras

Um total de 41 amostras de ossos e dentes fósseis provenientes de duas unidades triássicas (Zonas de Associação de *Dinodontosaurus* - 18 e *Hyperodapedon* - 23) do Estado do Rio Grande do Sul foram analisadas, com

enfoque principal, nos isótopos estáveis de C e O, em esmalte dentário. Quando a quantidade de esmalte dentário disponível era insuficiente, analisou-se dentina ou osso.

Para caracterizar eventuais alterações diagenéticas ocorridas nas amostras durante o processo de fossilização e assegurar a qualidade dos resultados isotópicos obtidos, foram realizadas as seguintes técnicas analíticas: microdifratometria de raios X, infravermelho com transformada de Fourier (FTIR), microscopia eletrônica de varredura (MEV) e *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS). Essas análises foram realizadas nas dependências do Laboratório de Geologia Isotópica - LGI (Instituto de Geociências) e Laboratório Multiusuário de Análise Térmica - LAMAT (Instituto de Química), ambos da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, bem como nos seguintes laboratórios localizados na *Boise State University*, Idaho-EUA: *Stable Isotope Laboratory* (Departamento de Geociências), *Center for Materials Characterization* (Departamento de Micro Engenharia) e *Infrared Laboratory* (Departamento de Química). No Quadro 4 são apresentadas as descrições e procedências dos fósseis utilizados nesta Tese.

Quadro 4 – Descrição e proveniência das amostras selecionadas para a presente Tese.

Amostra	Fóssil	Material	Localização	Nº tombo
<b>Zona de Associação de <i>Hyperodapedon</i><sup>1</sup></b>				
H1	Arcossauro Indet.	Esmalte	Sítio Piveta/Buriol, São João do Polêsine-RS	PV-1261-T
H2	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Esmalte	Sítio Janner, Agudo-RS	PV-1095-T
H3	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Esmalte	Sítio Janner, Agudo-RS	PV-1220-T
H4	<i>Hyperodapedon</i> sp.	Maxilar	Faixa Nova (Base), Santa Maria-RS	PV-0294-T
H5	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Esmalte	Vale do Sol, Vale do Sol-RS	PV-1368-T
H6	<i>Gnathovorax cabrerai</i>	Esmalte	Sítio Marchezan, São João do Polesine-RS	CAPPA/UFSM 0009
H7	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Esmalte	Sítio Janner, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0359
H8	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	Esmalte	Sítio Niemyer, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0360
H9	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	Esmalte	Sítio Niemyer, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0361
H10	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Esmalte	Sítio Janner, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0362
H11	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	Esmalte	Sítio Niemyer, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0363
H12	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	Esmalte	Sítio Niemyer, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0364
H13	Arcossauro Indet.	Esmalte	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0365
H14	Arcossauro Indet.	Esmalte	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0366
H15	Arcossauro Indet.	Esmalte	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0367
H16	Arcossauro Indet.	Esmalte	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0368
H17	Arcossauro Indet.	Esmalte	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0369
H18	Arcossauro Indet.	Esmalte	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0370
H19	<i>Hyperodapedon</i> sp.	Maxilar + Frag. de dente	Vila Kennedy, Santa Maria-RS	PV-0072-T
H20	<i>Hyperodapedon</i> sp.	Maxilar + Frag. de dente	Sem Procedência	PV-1550-T
H21	<i>Teyumbaita sulcognathus</i>	Maxilar + Frag. de dente	Faixa Nova (Topo), Santa Maria-RS	PV-0404-T
H22	<i>Trucidocynodon riograndensis</i>	Costela	Sítio Janner, Agudo-RS	PV-1051-T
H23	<i>Hyperodapedon fischeri</i>	Maxilar + Frag. de dente	Alemoa, Santa Maria-RS	MCT.R.187
<b>Zona de Associação <i>Dinodontosaurus</i><sup>2</sup></b>				
D1	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	Esmalte	Posto, Dona Francisca-RS	PV-0629-T
D2	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Sanga Scufer Hivtz	PV-0279-T
D3	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	Esmalte	Candelária-RS	MCP-PV-17

<b>D4</b>	<i>Decuriasuchus quartacolonia</i>	Esmalte	Posto, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 105-D
<b>D5</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Bortolin, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 306
<b>D6</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.*	Dentina	Bortolin, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 247
<b>D7</b>	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	Esmalte	Sanga da Árvore, Chiniquá-RS	CPEZ-157b/229
<b>D8</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Sanga Cesar, Chiniquá/São Pedro do Sul - RS	PV-0166-T
<b>D9</b>	<i>Protubetum cabralensis</i>	-	Rincão do Pinhal, Agudo-RS	PV-1001-T
<b>D10</b>	Cinodonte Indet.	Esmalte	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	S/N
<b>D11</b>	Cinodonte Indet.	Esmalte	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	S/N
<b>D12</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	MCT.R.298
<b>D13</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Sanga do Janguta, Pinheiros, Candelária-RS	MCT.R.319
<b>D14</b>	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	Esmalte	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.R.1903
<b>D15</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Sanga do Janguta, Candelária-RS	MCT.LE.2945
<b>D16</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.LE.2948
<b>D17</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.LE.2948
<b>D18</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Sem Procedência	MCT.LE.2951
<b>D19</b>	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentina	Arroio Plumbs, Vale do Sol, Candelária-RS	MMACR-PV-057-T

<sup>1</sup> Idade carniana; Siltito argiloso.

<sup>2</sup> Idade ladiniana; Siltito argiloso.



## 11.2 Extração das amostras

A maioria das amostras foram obtidas de espécimes isolados, porém, em alguns casos, os dentes estavam inclusos nas mandíbulas (maxilar ou mandibular). Seguindo as diretrizes propostas por Nobre & Carvalho (2010), as amostras foram identificadas e fotografadas antes de serem preparadas.

Frações muito finas (pós) foram coletados do esmalte de cada dente com o auxílio de uma micro-broca com ponta de aço (Dremel 4000 – 175 W; Figura 16A) no intuito de causar o menor dano possível aos espécimes, conforme recomendado por Feldmann (1989) e Silva Santos (1998). Estes pós de esmalte foram então macerados em um almofariz de ágata, com o auxílio de um pistilo (Figura 16B) até a fração argila ( $\leq 0,0064$  mm) para otimizar os resultados analíticos (Hedges *et al.*, 2006). A ponteira da broca, o almofariz e o pistilo foram higienizados entre uma amostra e outra, com álcool 70%, no intuito de minimizar contaminações.

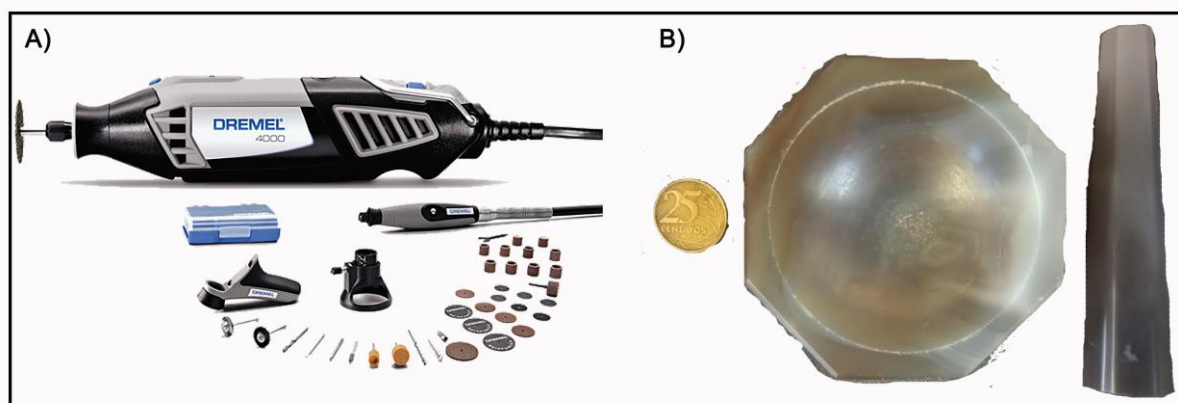


Figura 16 – A) Micro broca com ponta de aço (Dremel 4000 – 175 W) utilizada para a extração de pó de amostra para posterior maceração em um almofariz de ágata, com o auxílio de um pistilo (B) até uma fração  $\leq 0,0064$  mm (fração argila).

## 11.3 Preparação de lâminas histológicas

Lâminas histológicas de alguns dos dentes amostrados foram confeccionadas no intuito de se ter acesso a microestruturas, bem como para a realização de análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV) e por LA-ICP-MS. Para isso,

foram utilizadas as metodologias presentes em Cabreira (2009) e em Lamm (2013). A seguir será descrito de modo breve como se deu esse processo.

- Para aumentar a resistência das amostras ao processo de corte e evitar danos a estruturas de interesse ou ao espécime como um todo, as amostras foram impregnadas com resinas do tipo epóxi, no intuito de aumentar a resistência das mesmas ao corte, evitando a fragmentação do espécime. O conjunto de Resina Epóxi de Baixa Viscosidade (OHR-22) e o Endurecedor Clear (OHE-63) da marca Ohana (Figura 17A) foram utilizados para esta finalidade.
- Para confeccionar a mistura, foram pesadas em um recipiente plástico, com o auxílio de uma balança (SuFeng MH-Series Pocket Scale, com precisão de 0,1g), aproximadamente 30 g da resina e 15 g do endurecedor (proporção sugerida pelo fabricante). Em seguida a mistura foi homogeneizada evitando-se a criação de bolhas de ar (Figuras 17B e 17C).
- Com o auxílio de pedaços de massa de modelar plástica (Staedtler ®), as amostras de dentes foram fixadas em formas plásticas retangulares e recobertas pela resina (Figura 17D), que foi adicionada em camadas com aproximadamente 0,5 cm, segundo as normas fornecidas pela empresa produtora. Quando necessário, devido ao tamanho das amostras, repetiu-se o processo até que as mesmas fossem totalmente recobertas.
- O tempo de cura entre uma camada e outra foi de 48h.
- Após a cura da resina, foi realizado o corte das amostras.
- Para o corte, utilizou-se uma microrretífica (Dramel 4000), com uma rotação de aproximadamente 7.500 a 10.000 rpm.
- A abrasão das amostras foi realizada com Carbetto de Silício (grãos 200-600 mesh).

- Posteriormente, as amostras foram coladas em lâminas petrográficas (4,5 x 4,5 x 2,0 mm) e colocadas em uma estufa a 40°C, por 48h, para secagem.
- O processo de colagem foi realizado utilizando-se a mesma resina, porém em quantidades relativamente pequenas (uma a duas gotas) e respeitou-se o mesmo tempo de cura (48h).
- As amostras foram então polidas com óxido de alumínio (1.500-3.000) e com Carbetto de Silício (grãos 1.200-2.500 mesh) até que as amostras atingissem espessuras entre 0,2 e 0,3  $\mu\text{m}$ .
- Após finalizado o processo de polimento, as amostras foram apropriadamente identificadas.

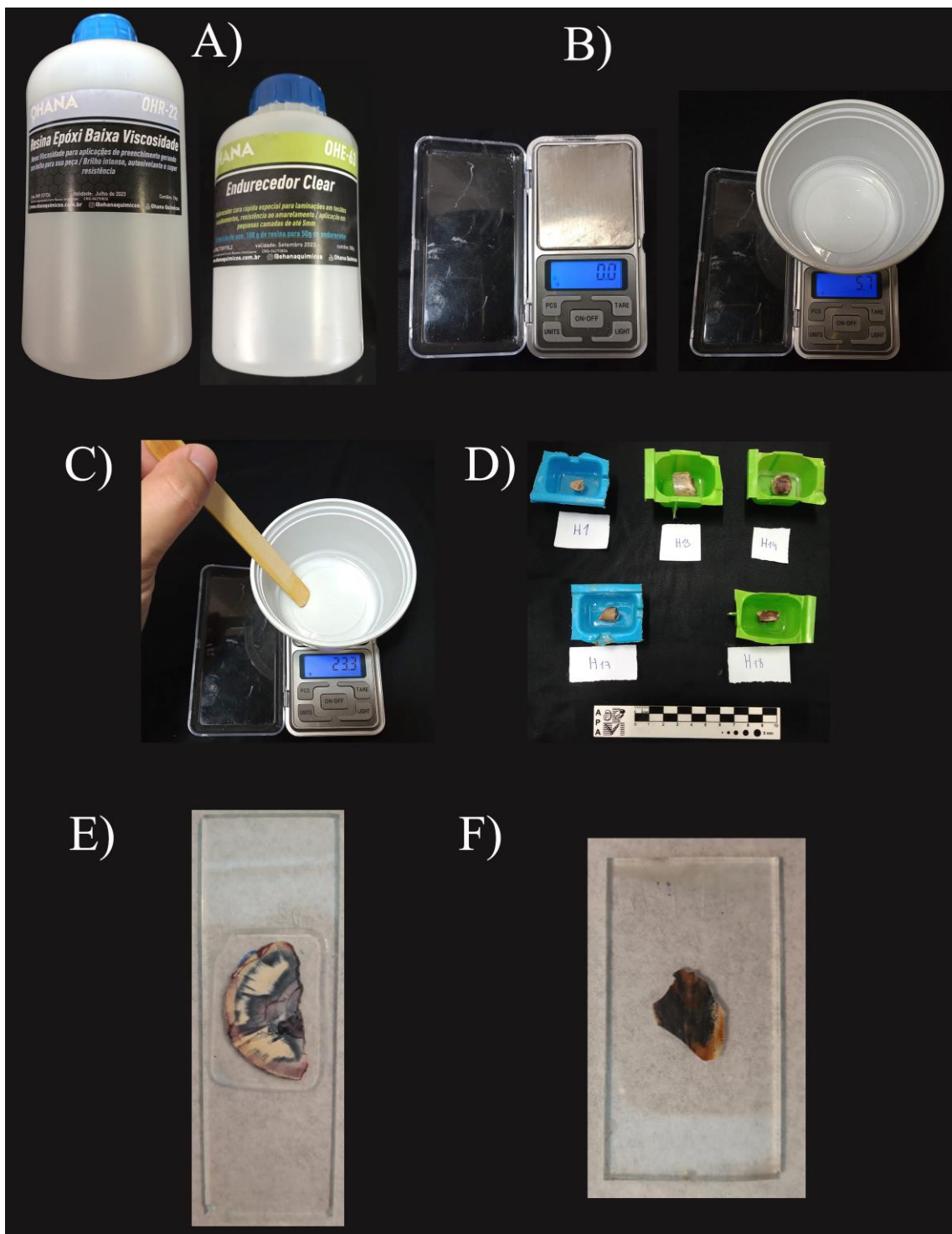


Figura 17 – A) Conjunto de Resina Epóxi de Baixa Viscosidade (OHR-22) e Endurecedor Clear (OHE-63) da marca Ohana utilizados para a confecção da resina utilizada na impregnação das amostras. B) Balança SuFeng (MH-Series Pocket Scale), com precisão de 0.1g, utilizada para pesar corretamente as proporções do conjunto resina epóxi-endurecedor. C) Processo de homogeneização da resina. D) Amostras de dentes fósseis em processo de cura após a impregnação com resina.

E) Lâmina histológica de uma presa de *Dinodontosaurus* sp. (amostra D2; PV-0279-T) em corte transversal. F) Lâmina histológica de um dente de arcossauro indeterminado (amostra H17; CAPPA/UFSM 0369) da ZA de *Hyperodapedon* em corte longitudinal.

## 11.4 Análises isotópicas

### 11.4.1 Preparação da hidroxiapatita e análise isotópica

Seguindo as diretrizes de Koch *et al.* (1997) e Trayler & Kohn (2017), cada amostra pulverizada foi pré-tratada durante uma noite com uma solução de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (30%) para oxidar qualquer resíduo orgânico eventualmente existente nas amostras e, na sequência, foram enxaguadas três vezes com água deionizada. Em seguida, os pós foram pré-tratados durante uma noite com uma solução de 1.0M de acetato de Ca (solução-tampão de ácido acético) para a remoção dos carbonatos lábeis e novamente foram enxaguadas três vezes com água deionizada. Na sequência, as amostras foram postas para secar em uma estufa à vácuo a aproximadamente 40°C durante uma noite.

Para as análises isotópicas, 2 mg por amostra foram pesadas em *exetainers* de vidro, que foram purgados com gás He e depois acidificados com ácido fosfórico supersaturado a 70°C em um *GasBench II* online. As composições isotópicas do CO<sub>2</sub> evoluído foram analisadas com um espectrômetro de massa de razão isotópica de fluxo contínuo *ThermoFisher Delta V+* em linha (Figura 18).

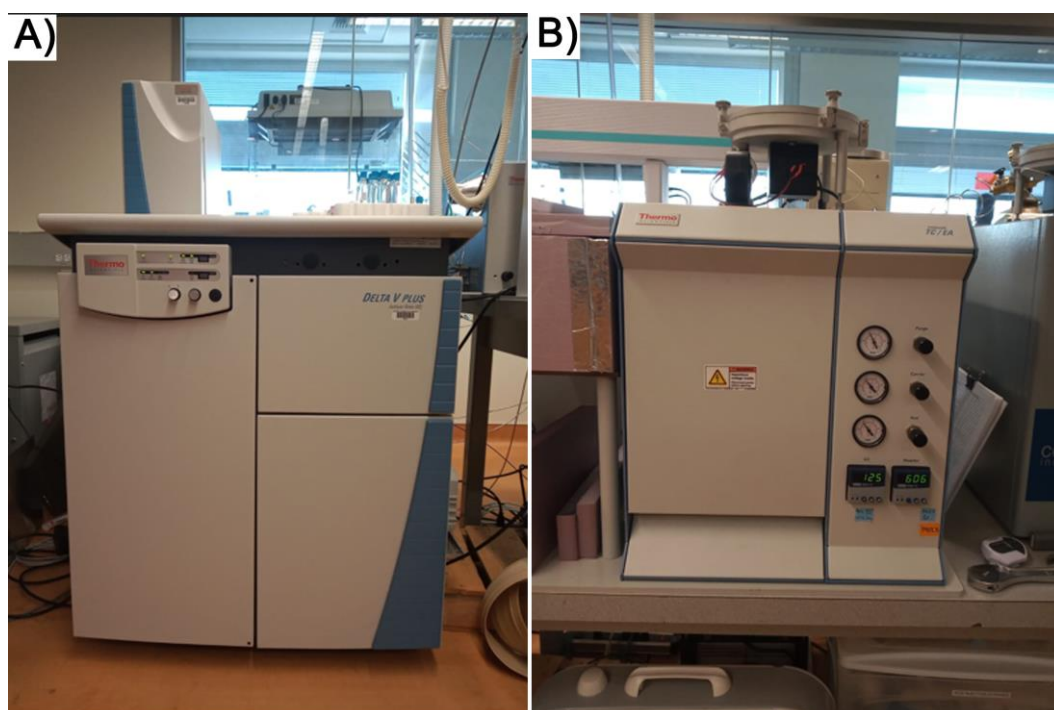


Figura 18 – A) e B) Visão geral do espectrômetro de massa de razão isotópica de fluxo contínuo *ThermoFisher Delta V+* utilizado para as análises isotópicas de C e O utilizadas na presente Tese.

Os valores isotópicos de C e O foram padronizados com base em medições de corridas simultâneas de NBS18 e NBS19 e foram reportados relativamente a VPDB (C) e V-SMOW (O). Todas as razões isotópicas ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) foram reportadas em notação delta ( $\delta = [R_{\text{amostra}}/R_{\text{padrão}} - 1] * 1000$ ), onde R se refere a razão entre os isótopos raro e comum na amostra e no padrão, respectivamente. Análises realizadas concomitantemente com NIST 120c geraram os seguintes valores  $\delta^{13}\text{C} = -6,43 \pm 0,10\text{‰}$  ( $2\sigma$ ) e  $\delta^{18}\text{O} = 28,59 \pm 0,60\text{‰}$  ( $2\sigma$ ).

### 11.5 Microdifratometria de raios X ( $\mu$ -DRX)

Para as análises por microdifração de raios x, os pós de amostra (~2 mg) foram acondicionados, antes de passarem pelo processo de pré-tratamento para as



análises isotópicas, no suporte do equipamento de modo a preencher uniformemente toda a sua área, no intuito de respeitar a Lei de Bragg.

Ao todo 21 amostras (8 da ZA de *Dinodontosaurus* e 13 da ZA de *Hyperodapedon*) foram analisadas por esta técnica. As análises foram conduzidas em um microdifratômetro *Miniflex 600 Bench-Top* (Rigaku) (Figura 19), com as seguintes condições de análise:

**Time (tempo de aquisição/amostra):** 16 minutos.

- **Step:**  $0.02^{\circ}2\Theta$ .
- **Intervalo ( $2\Theta$ ):**  $5^{\circ}$  a  $80^{\circ}2\Theta$ .
- **Grau/Min:**  $5^{\circ}2\Theta$  /Min.
- Para realizar os cálculos paramétricos de rede (parâmetros cristalográficos *a* e *c* da apatita) foi utilizado o software PDXL versão 1.8.0.3 (2007-2010) que vem acoplado ao equipamento utilizado.
- A identificação e quantificação das fases minerais foram conduzidas a partir do software *HighScore Plus* (versão 4.9), levando-se em consideração o *Crystallography Open Database* (COD) e o *Inorganic Crystal Structure Database* (ICSD). As medidas foram conduzidas de acordo com Hubbard & Snyder (1988).
- Esses dados foram então interpretados juntamente com aqueles gerados por infravermelho no intuito de verificar se a diagênese provocou mudanças nos parâmetros cristalográficos bem como nos modos de vibração registrados nos espectros de apatita.

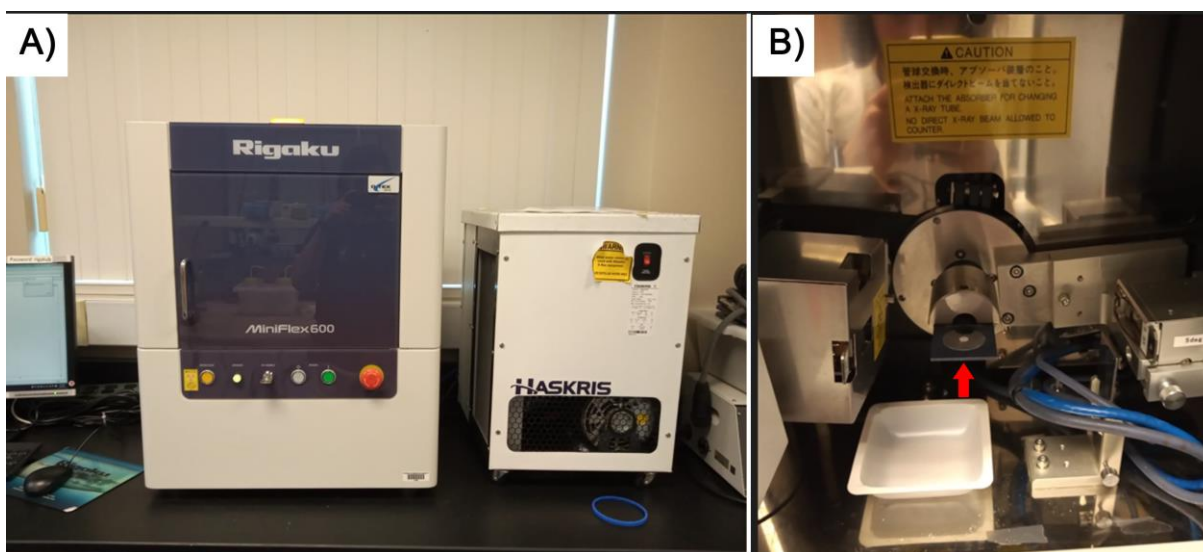


Figura 19 – A) Visão geral do microdifratômetro *Miniflex 600 Bench-Top* (Rigaku) utilizado para as análises de microdifração nas amostras da presente Tese. B) Detalhe para o suporte onde as amostras foram acondicionadas (seta vermelha).

### 11.6 Reflexão total atenuada - infravermelho de Transformação de Fourier (ATR-FTIR)

Para as análises por ATR-FTIR, também foram utilizadas ~2 mg de amostra (em pó pré-tratamento). Assim como mencionado para a microdifradometria, as amostras foram posicionadas no suporte do equipamento de modo uniforme para respeitar a Lei de Bragg.

Ao todo 16 amostras (4 da ZA de *Dinodontosaurus* e 12 da ZA de *Hyperodapedon*) foram analisadas por esta técnica. As análises foram conduzidas em um espectrômetro FTIR *PerkinElmer precisely Spectrum 100* (Figura 20), com as seguintes condições de análise:

- Alcance da varredura analisada (*scan range*) = 500 a 4.000  $\text{cm}^{-1}$ .
- Alcance da varredura do equipamento = 650 a 10.000  $\text{cm}^{-1}$ , portanto, os valores adquiridos próximos a 500  $\text{cm}^{-1}$  devem ser avaliados com cautela.



- Resolução do escaneamento =  $4\text{ cm}^{-1}$ .
- O acessório ATR (*Attenuated Total Reflectance*) foi utilizado.
- Quatro escaneamentos foram realizados por amostra e uma combinação de suas médias foi realizada.
- É válido destacar que a cobertura do equipamento vai de  $650$  a  $10.000\text{ cm}^{-1}$ , portanto, os dados adquiridos por volta de  $500\text{ cm}^{-1}$  devem ser avaliados com parcimônia.



Figura 20 – Visão geral do espectrômetro FTIR *PerkinElmer precisely Spectrum 100* utilizado para as análises de FTIR desta Tese.

A aquisição de dados foi realizada por absorvância e, na sequência, os picos e bandas de infravermelho foram comparadas com as existentes na literatura (e.g., Weiner & Bar-Yosef, 1990; Asscher *et al.*, 2011a,b; Dal Sasso *et al.*, 2014; 2018). Os picos do fosfato foram então caracterizados através da medição da largura máxima à meia altura (*Full Width at Half Maximum* - FWHM) em seu pico principal em  $1.035$

cm<sup>-1</sup>, que diz respeito ao modo de vibração  $\nu_3$  (PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>), bem como pela largura a 85% da altura do pico 604 cm<sup>-1</sup> (FW85%), que corresponde ao modo vibracional  $\nu_4$  (PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>), tal como conduzido por Dal Sasso *et al.* (2018). O FW80% não foi calculado devido à proximidade do pico 565 cm<sup>-1</sup> com o limite de detecção inferior do equipamento. Isto também é válido para fator de cristalinidade (*Infrared Splitting Factor* - IRSF), que necessita de informações contidas neste pico (565 cm<sup>-1</sup>) para ser corretamente calculado. As alturas dos picos foram aqui calculadas a partir de linhas de base que foram definidas para cada espectro, por diversos pontos posicionados no mínimo valor local localizado entre as regiões selecionadas dos espectros (Figura 21). A porcentagem de alta utilizada para calcular FW85% foi selecionada considerando que as bandas se sobrepõem entre as amostras, portanto, 85% foi a menor porcentagem que permitiu a medição da largura do pico 604 cm<sup>-1</sup>.

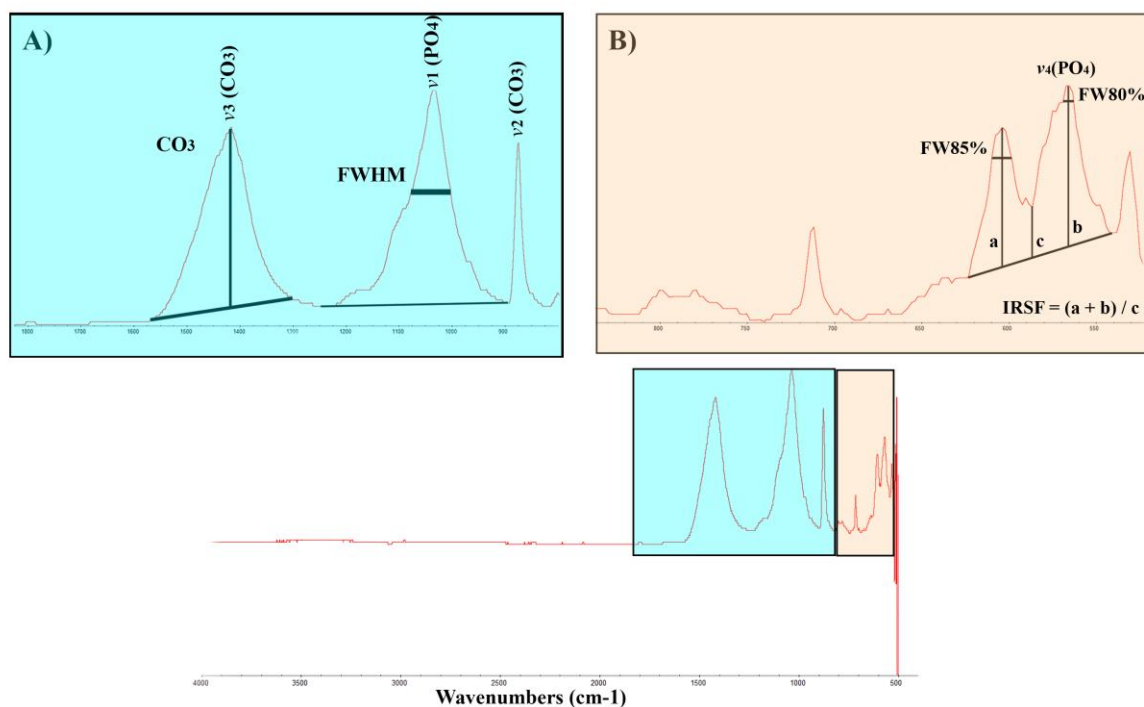


Figura 21 – Espectro ATR-FTIR da amostra D19. A) Linhas de base para o cálculo do FWHM do pico 1.035 cm<sup>-1</sup> do fosfato. B) Destaque para as linhas de base utilizadas para o cálculo da largura em 85% da altura do pico 604 cm<sup>-1</sup> (FW85%), da largura em 80% da altura do pico 565 cm<sup>-1</sup> (FW80%) e para o fator de cristalinidade (IRSF). As principais bandas vibracionais também são reportadas. Note que o pico 565 cm<sup>-1</sup> (modo vibracional  $\nu_4$  (PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>)) é necessário para as medições de FW80% e IRSF (corresponde ao b da fórmula). Devido a sua proximidade com o limite inferior de detecção do equipamento, tais parâmetros não foram calculados neste estudo.

## 11.7 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Para as análises e imagens realizadas por MEV foram utilizadas lâminas histológicas (Figura 17) metalizadas com carbono. As seções polidas foram polidas de modo a deixar as superfícies o mais planas o possível, de modo a respeitar a Lei de Bragg.

Ao todo 12 amostras (3 da ZA de *Dinodontosaurus* e 9 da ZA de *Hyperodapedon*) foram observadas e analisadas ao microscópio eletrônico de varredura. Análises químicas micrométricas por EDS (*Energy-dispersive X-ray Spectroscopy*) foram realizadas em pontos específicos (e.g., esmalte, junção esmalte-dentina – JED, fraturas) e aleatórios para se ter uma ideia da composição geral (pouco precisa) das amostras. Imagens por elétrons secundários (SEI - *Secondary Electron Imaging*) e por elétron retroespalhados (BSE - *Backscattered Electron*) foram realizadas sempre que pertinente (Figura 22B). Para isso, foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM-6610LV (Figura 22A), com os seguintes parâmetros:

- *Spot size* (SS) = 50 a 60  $\mu\text{m}$ .
- Voltagem = 12 a 15 kV.
- Distância de trabalho (*working distance* – WD) = 12 a 14  $\mu\text{m}$ .
- Tempo de aquisição das leituras por EDS = 30 segundos.

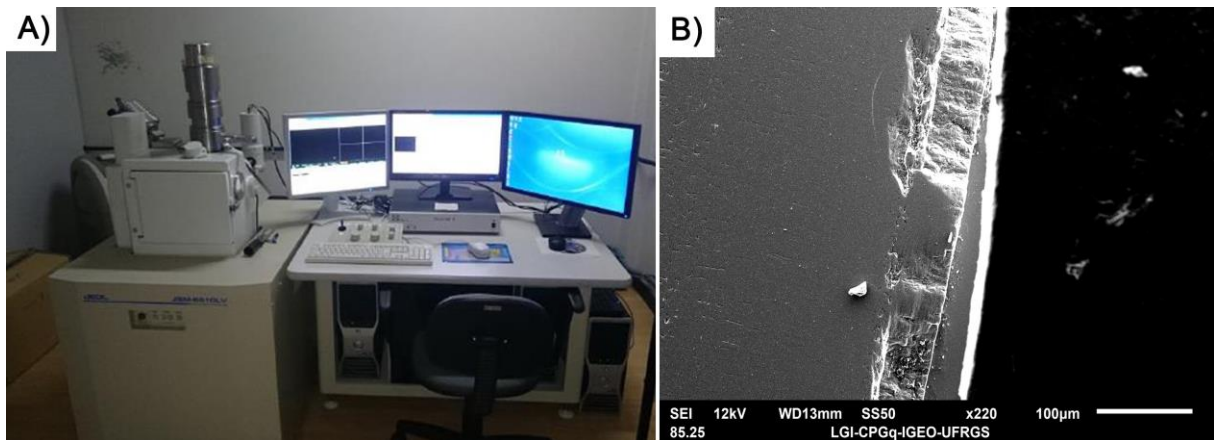


Figura 22 – A) Microscópio eletrônico de varredura utilizados nesta Tese (Marca JOEL, modelo JSM-6610LV). B) Exemplo de imagem gerada por SEI (*Secondary Electron Imaging*) em amostra de arcossauro indeterminado (amostra H13; CAPP/UFMS 0365).

### 11.8 *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)*

As análises por LA-ICP-MS, também utilizaram lâminas histológicas (Figura 23), porém a metalização foi removida com um breve polimento utilizando-se alumina (0,3  $\mu\text{m}$ ). Além de remover a metalização, o novo polimento assegurou a manutenção da regularidade da superfície das seções polidas, respeitando as diretrizes da Lei de Bragg.

Ao todo 7 amostras (2 da ZA de *Dinodontosaurus* e 5 da ZA de *Hyperodapedon*) foram observadas e analisadas por espectroscopia de massa com plasma acoplado indutivamente por ablação a laser (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry - LA-ICP-MS*) (Figura 23A). Para isso, foram utilizados os seguintes parâmetros:

Imageamento:

- Equipamento: *Tabletop Microscope Hitachi TM4000Plus*
- Ampliação máx. = 20 nA
- Distância de trabalho = 19 mm

Sistema de ablação a laser:

- Equipamento: *Teledyne (Photon Machines) Analyte Excite+* (Figura 23C).
- Célula de ablação e volume: *HelEx II active 2-volume ablation cell*.
- Comprimento de onda do laser = 193 nm *ArF excimer*.
- Largura do pulso = 4 ns.
- Fluência: modo de estabilização de energia, conjunto diário em 2.0 J/cm<sup>2</sup> utilizando a utilidade in-cell eQC.
- Taxa de repetição = 10 Hz.
- Duração da ablação = 20 s.
- Profundidade da perfuração da ablação / taxa de ablação = ~20 µm para apatita (medida utilizando um microscópio óptico), equivalente a 0,1 µm/pulso.
- Diâmetro do ponto (*spot*) = 40 µm.
- Modo de amostragem / padrão: Ablação por ponto estático.
- Fluxo de gás transportador de célula: Fluxo de copo de He (0,50/min), fluxo de célula de He (1,00/min).

### Instrumentação para ICP-MS:

- Equipamento: Espectrômetro de massa de quadrupolo simples *ThermoScientific, iCAP-RQ* (Figura 23D).
- Suporte de introdução de amostras: 190 cm de comprimento, 1 cm de diâmetro interno. Tubulação PFA com câmara de mistura de amostras de expansão de vidro, injetor de quartzo de 2,0 mm; cones de Ni, inserção de skimmer de alta sensibilidade (Figura 23B).
- RF power = 1550 W.
- Fluxo de gás de reposição: ~0.75/min Ar e 2 ml/min de gás N<sub>2</sub> introduzido na mistura de lâmpadas entre as células e as lâmpadas.
- Sistema de detecção: MEV de contagem iônica simples e detector analógico.
- Massas medidas e tempos de permanência por pico (ms): <sup>45</sup>Sc, <sup>51</sup>V, <sup>53</sup>Cr, <sup>55</sup>Mn, <sup>59</sup>Co, <sup>60</sup>Ni, <sup>65</sup>Cu, <sup>66</sup>Zn (5), <sup>23</sup>Na, <sup>26</sup>Mg, <sup>27</sup>Al, <sup>29</sup>Si, <sup>31</sup>P, <sup>39</sup>K, <sup>44</sup>Ca, <sup>49</sup>Ti, <sup>69</sup>Ga (10), <sup>85</sup>Rb, <sup>88</sup>Sr, <sup>89</sup>Y, <sup>90</sup>Zr, <sup>93</sup>Nb, <sup>137</sup>Ba, <sup>139</sup>La, <sup>140</sup>Ce, <sup>141</sup>Pr, <sup>146</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm, <sup>157</sup>Gd, <sup>163</sup>Dy, <sup>167</sup>Er, <sup>174</sup>Yb (20), <sup>7</sup>Li, <sup>9</sup>Be, <sup>11</sup>B, <sup>57</sup>Fe, <sup>133</sup>Cs, <sup>153</sup>Eu, <sup>159</sup>Tb, <sup>165</sup>Ho, <sup>169</sup>Tm, <sup>175</sup>Lu, <sup>178</sup>Hf, <sup>181</sup>Ta, <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U, (40).
- Tempo de integração total = 1110 s.
- Rendimento útil ('Sensibilidade') = 0.8% U [(#íons detectados / #átomos amostrados)\*100; Schaltegger *et al.* 2015].
- *IC Dead time (ns)* = 44 ns.

### Processamento de dados:

- *Gas blank*: 20 s subtraído no pico zero. *Tabletop Microscope* Hitachi TM4000Plus.

- Estratégia de calibração: Regressão linear de contagens médias por segundo para padrões de vidros.
- Pacotes de processamento de dados: ThermoScientific Qtegra TRA software para aquisição CPS integrada; Lolite software para cálculo de concentrações.

Padrões de referência:

- USGS BIR-1G (Jochum *et al.*, 2007)
- USGS BHVO-2G (Jochum *et al.*, 2007)
- USGS BCR-2G (Jochum *et al.*, 2007)
- NIST 612 (NIST store, 2023b)
- NIST 610 (NIST store, 2023a)
- AFB-1 (apatita) (Kennedy *et al.*, 2022)
- OL-2 (apatita) (Kennedy *et al.*, 2022)



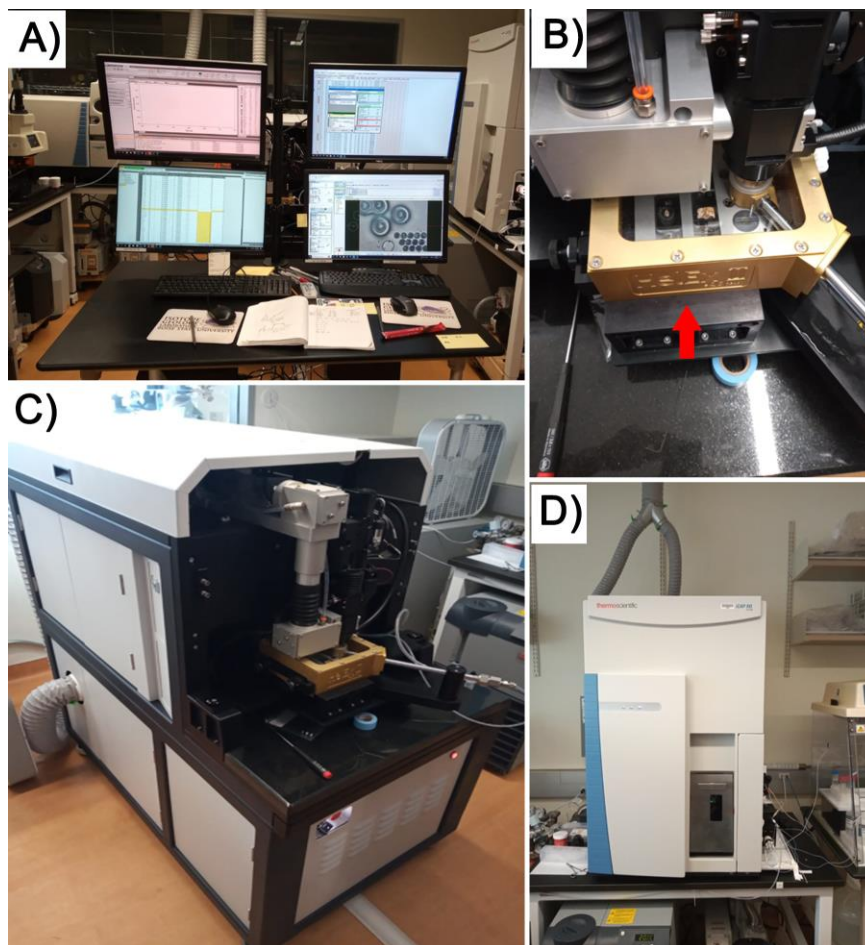


Figura 23 – Equipamentos utilizados para a realização das análises por LA-ICP-MS desta Tese. A) Monitores que permitem a calibração do equipamento e marcação dos pontos (*spots*) analisados. B) Suporte para inserção das amostras (seta vermelha). C) Sistema de ablação a laser *Teledyne (Photon Machines) Analyte Excite+*. D) Espectrômetro de massa de quadrupolo simples *ThermoScientific, iCAP-RQ*.



## 12. ANÁLISE INTEGRADORA DOS ARTIGOS DA TESE

A seguir serão expostos, de modo sucinto, os temas e o conteúdo dos três artigos resultantes da pesquisa desenvolvida ao longo desta Tese.

### 12.1. Artigo 1

CORECCO, L.; KOHN, M.J.; PEREIRA, V.P.; REYNARD, L.M.; SCHULTZ, C.L. Paleoenvironmental and Paleoecological reconstruction of Santa Maria Supersequence units (Middle to Late Triassic, Brazil) based on preliminary stable isotopes data: Influence of the Carnian Pluvial Event. Submetido ao periódico *Chemical Geology* (**Impact Factor** = 3.9, **CiteScore** = 7.6, equivalente à Qualis-CAPES **A1**).

Este primeiro artigo aborda o objetivo central desta pesquisa que consiste na aplicação de isótopos estáveis (C e O) para fins de comparação de distintos paleoambientes, bem como para a averiguação de relações paleoecológicas entre os organismos que habitaram as unidades estudadas (ZA de *Dinodontosaurus* – 18 e ZA de *Hyperodapedon* - 23).

Neste artigo, um total de 41 amostras foram analisadas, sendo que cinco destas produziram quantidades de gás insuficientes para a geração de composições confiáveis. Das 36 amostras remanescentes, 11 apresentaram uma variabilidade incomum em  $\delta^{18}\text{O}$  e, portanto, apenas os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  foram reportados. Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  destas amostras indicaram que os espécimes da ZA de *Hyperodapedon* sobrepuseram em parte os valores dos espécimes da ZA de *Dinodontosaurus*, porém, são ligeiramente mais altos do que estes. Embora os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  registrados na ZA de *Hyperodapedon* possam indicar maior aridez, composições atmosféricas de  $\delta^{13}\text{C}$  foram bastante mais altas (aproximadamente 2 ‰) durante o Carniano em comparação com os valores encontrados durante o

Mesotriássico. Dentro da incerteza, o aumento de 2 ‰ nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  dos fósseis (da ZA de *Hyperodapedon*) pode ser consistente tanto com precipitações constantes quanto como um aumento neste parâmetro. Inferências paleoecológicas (termorregulação de sinápsidos vs. diápsidos; ecologia de diápsidos) também foram realizadas no intuito de atender os objetivos iniciais desta Tese.

## 12.2. Artigo 2

CORECCO, L.; KOHN, M.J.; SCHULTZ, C.L. Triassic climate and the rise of the dinosaur empire in South America. Submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences* (**Impact Factor** = 1.8, **CiteScore** = 3.5, equivalente à **Qualis-CAPES A3**).

Este segundo artigo traz uma revisão geral dos principais eventos climáticos ocorridos durante o período Triássico, com enfoque nos estratos da América do Sul e em sua importância para o desenvolvimento dos dinossauros. Para tal, os eventos climáticos foram posicionados de acordo com o Episódio Pluvial do Carniano (*Carnian Pluvial Episode* – CPE) em: pré, sin e pós-CPE. Além disso, foram adicionadas as mais recentes descobertas realizadas nesses estratos na última década, bem como foram apresentadas as principais teorias em vigor a respeito da origem dos dinossauros. Assim, deu-se um subsídio maior para o desenvolvimento da presente Tese.

### 12.3. Artigo 3

CORECCO, L.; DAL SASSO, G.; PEREIRA, V.P.; GOMES, L.B.; SCHULTZ, C.L. Fossildiagenetic study from Triassic Santa Maria Supersequence biozones, Paraná Basin, Southern Brazil. Submetido ao periódico *Geobiology* (**Impact Factor = 3.7, CiteScore = 7.6**, equivalente à Qualis-CAPES **A1**).

Este terceiro artigo traz uma análise integrada de técnicas analíticas no intuito de compreender os cenários fossildiagenéticos das unidades estudadas.

Neste trabalho, as análises por reflexão total atenuada - infravermelho de transformação de Fourier (ATR-FTIR) e por microdifração de raios X permitiram a identificação das fases minerais existentes, bem como determinar o grau de recristalização das amostras estudadas. A composição química geral das amostras, obtidas via LA-ICP-MS e EDS (análise química semiquantitativa em escala microscópica realizada em MEV) permitiram observar a distribuição dos elementos químicos ao longo das amostras, bem como sugerir como eram os ambientes deposicionais nos quais estes fósseis foram preservados. Por fim, esse conjunto de técnicas analíticas indicou que as amostras de esmalte ainda são confiáveis para a realização de outros tipos de estudos, como por exemplo, isótopos estáveis, bem como se mostrou eficiente como ferramenta preliminar para a seleção de amostras para a realização de técnicas mais invasivas. Isso se deve ao fato de esse conjunto de dados indicar as amostras mais ou menos alteradas, com pouco dano causado ao material (pequenas quantidades amostrais) preservando ao máximo os materiais fósseis e garantindo a qualidade das interpretações dos dados gerados. Sendo assim, este artigo, contempla os objetivos específicos que não foram contemplados nos demais artigos gerados ao longo do desenvolvimento desta Tese.

### 13. CONCLUSÕES

Os estudos paleoambientais e paleoecológicos são de fundamental importância para a elucidação dos ambientes e das interações ecológicas do passado, porém, tradicionalmente estes se limitam a caracteres anatômicos e a informações tafonômicas e estratigráficas básicas, o que pode acarretar a perda de informações. No intuito de se complementar esses estudos, começou-se a realizar pesquisas utilizando-se isótopos estáveis, em especial, os de C e O. Todavia, poucos são os trabalhos que realmente se aprofundam na compreensão do grau de alteração das amostras, o que pode levar a geração de dados pouco confiáveis e, portanto, interpretações equivocadas.

Diante deste contexto, a presente Tese se propôs não apenas a gerar dados isotópicos de C e O para as Zonas de Associação de *Dinodontosaurus* e *Hyperodapedon* como também a investigar, a partir do uso de diferentes técnicas analíticas, o grau de alteração diagenética das amostras coletadas, garantindo assim a confiabilidade dos resultados gerados.

Sendo assim, com base nos resultados gerados foi possível se concluir que:

Os dados isotópicos obtidos com a presente Tese corroboram interpretações realizadas em outros estudos no que diz respeito ao Episódio Pluvial do Carniano (*Carnian Pluvial Episode - CPE*), de este representar um intervalo quente-úmido, de alguns milhões de anos de duração que pode ter sido um dos catalizadores da diversificação dos dinossauros.

Apesar de ter havido uma ligeira sobreposição dos resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  no conjunto amostrado, os espécimes da ZA de *Hyperodapedon* sobrepuseram em parte (ligeiramente mais altos) os valores dos espécimes da ZA de *Dinodontosaurus*. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  registrados nesta biozona (ZA de *Hyperodapedon*), por sua vez, apesar de parecerem indicar uma maior aridez para esta unidade em relação a ZA de *Dinodontosaurus*, também podem ser consistentes tanto com a existência de precipitações constantes quanto como um aumento destas, o que vai de acordo com

o que seria esperado para uma biozona que foi depositada concomitantemente ao CPE.

No que diz respeito as interpretações paleoecológicas geradas, têm-se que:

Os baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  observados em diápsidos em relação aos sinápsidos, na ZA de *Dinodontosaurs*, pode indicar que os sinápsidos (neste caso representados por dicinodontes) ainda não tinham desenvolvido termorregulação metabólica, enquanto os diápsidos ('rauissúquios') poderiam ter tido algum tipo de termorregulação, tal como observado em crocodilos modernos.

Os baixos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  registrados em sinápsidos em comparação com os diápsidos, na ZA de *Hyperodapedon*, sugere que os sinápsidos (neste caso cinodontes Cynognathia) já poderiam ter desenvolvido algum tipo de termorregulação metabólica (temperaturas na ordem de até 8°C mais altas em relação as espécies não termorregulantes), enquanto os diápsidos desta unidade, incluindo os dinossauros mais antigos, não desenvolveram. Dentro de Diapsida, os valores relativamente baixos de  $\delta^{18}\text{O}$  em *Prestosuchus chiniquensis* podem indicar grande capacidade de termorregulação, tanto metabólica quanto comportamental, enquanto os altos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  em rincossauros *Hyperodapedon* sp., não suportam temperaturas corporais elevadas. Por fim, os altos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  em *Decuriasuchus quartacolonias* podem corroborar a hipótese de que este seja um representante juvenil de *P. chiniquensis*.

As investigações realizadas a partir de ATR-FTIR,  $\mu$ -DRX, MEV e LA-ICP-MS permitiram concluir que as amostras estudadas apresentam um elevado grau de recristalização em relação a ossos e dentes frescos (atuais), porém, as amostras de esmalte ainda são consideradas fontes confiáveis para a realização de outros estudos como por exemplo, o de isótopos estáveis. Sendo assim, as interpretações feitas nesta Tese, com base em análises isotópicas, podem ser consideradas como confiáveis.

Com base nos resultados de infravermelho, foi possível sugerir que as apatitas dos fósseis da ZA de *Hyperodapedon* estão um pouco mais recristalizadas do que aquelas da ZA de *Dinodontosaurus*, o que pode estar relacionado a um ambiente mais úmido. Os parâmetros cristalográficos dados por  $\mu$ -DRX, em comparação com os existentes na literatura, permitiram sugerir que boa parte das amostras estudadas tiveram seus processos fossildiagnéticos desenvolvidos em superfície ou próximos a ela (poucos metros).

A implementação de técnicas analíticas ao estudo de fósseis se mostrou bastante promissora. Considerando-se que alguns dos métodos aqui empregados possuem baixo custo por análise (e.g., infravermelho, em comparação com outras técnicas - e.g., LA-ICP-MS, microsonda eletrônica), necessitam de pequenas quantidades de amostras (poucos mg), bem como estão presentes em diversas instituições nacionais e internacionais, se sugere aqui que sempre que possível, o pesquisador busque realizar alguma destas técnicas em seu grupo amostral, em especial se este tiver como finalidade a obtenção de dados paleoecológicos e paleoambientais (e.g., estudos isotópicos, tafonômicos). Assim, haverá uma melhor seleção de amostras, bem como a geração de dados mais confiáveis.

## REFERÊNCIAS

- Al-Qasas, N.S. & Rohani, S. 2005. Synthesis of pure hydroxyapatite and the effect of synthesis conditions on its yield, crystallinity, morphology and mean particle size. *Separation Science and Technology*, 40(15): 3187-3224.
- Abdala, F., Ribeiro, A.M. & Schultz, C.L. 2001. A rich cynodont fauna of Santa Cruz do sul, Santa Maria Formation (Middle-Upper Triassic), in southern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte*, 11: 669–687.
- Abdala, F. & Giannini, N.P. 2002. Chiniquodontid cynodonts: systematic and morphometric considerations. *Palaeontology*, 45(6): 1151-1170.
- Abdala, F. & Malabarba, M.C. 2007. Enamel microstructure in Exaeretodon, a Late Triassic south american traversodontid (Therapsida: Cynodontia). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10(2): 71-78.

- Abdala, F. & Smith, R.M.H. 2009. A Middle Triassic cynodont fauna from Namibia and its implications for the biogeography of Gondwana. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 29(3): 837-851.
- Abdala, F. & Ribeiro, A.M. 2010. Distribution and diversity patterns of Triassic cynodonts (Therapsida, Cynodontia) in Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 286(3-4): 202–217.
- Abdala, F., Marsicano, C.A., Smith, R.M.H. & Swart, R. 2013. Strengthening western gondwanan correlations: a Brazilian dicynodont (Synapsida, Anomodontia) in the Middle Triassic of Namibia. *Gondwana Research*, 23(3): 1151-1162.
- Allibone, J., Fatemian, E. & Walker, P.J. 1999. Determination of mercury in potable water by ICP-MS using gold as a stabilizing agent. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 14(2): 235-239.
- Allsop, G.L., Carey, J.S., Joshi, S., Leong, P., & Mirata, M.A. 2020. Process Development toward a Pro-Drug of R-Baclofen. *Organic Process Research & Development*, 25(1), 136–147.
- Amiot, R., Lécuyer, C., Buffetaut, É., Escarguel, G., Fluteau, F. & Martineau, F. 2006. Oxygen isotopes from biogenic apatites suggest widespread endothermy in Cretaceous dinosaurs. *Earth and Planetary Science Letters*, 246 (1-2), 41-54.
- Amiot R., Wang X., Lécuyer, C., Buffetaut E., Boudad L., Cavin L., Ding Z., Fluteau F., Kellner A. W. A., Tong H. & Zhang F. 2010. Oxygen and carbon isotope compositions of middle Cretaceous vertebrates from North Africa and Brazil: Ecological and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 43-451.
- Andreis, R.R., Bossi, G.E. & Montardo, D.K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: 31º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, ANAIS, Balneário de Camboriú, v. 2, p. 659-673.
- Araújo, D.C. & Gonzaga, T.D. 1980. Uma nova espécie de Jachaleria (Therapsida, Dicynodontia) do Triássico do Brasil. In: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA Y PRIMER CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 2 - Actas, I, p. 159-174.



- Araújo-Júnior, H.I. & Bissaro-Júnior, M.C. 2017. Tafonomia de vertebrados em ambientes continentais. In: Horodyski, R.S. & Erthal, F. (Eds.). *Tafonomia - Métodos, processos e aplicação*. Curitiba, Editora CRV, p. 175-236.
- Asscher, Y., Regev, L., Weiner, S. & Boaretto, E. 2011a. Atomic Disorder in Fossil Tooth and Bone Mineral: An FTIR Study Using the Grinding Curve Method. *ArcheoSciences. Revue d'archéométrie*, (35): 135-141.
- Asscher, Y. Weiner, S. & Boaretto, E. 2011b. Variations in atomic disorder in biogenic carbonate hydroxyapatite using the infrared spectrum grinding curve method. *Advanced Functional Materials*, 21(17): 3308-3313.
- Balaram, V. & Rao, T.G. 2003. Rapid determination of REEs and other trace elements in geological samples by microwave acid digestion and ICP-MS. *Atomic Spectroscopy*, 24(6): 206-212.
- Balaram, V., Vummiti, D., Roy, P., Taylor, C., Kar, P., Raju, A.K. & Abburi, K. 2013. Determination of precious metals in rocks and ores by microwave plasma-atomic emission spectrometry for geochemical prospecting studies. *Current Science*, 104(9): 1207-1215.
- Banner, J.L. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 65(3/4): 141-194.
- Barberena, M.C. 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas*, 7: 111-129.
- Barberena, M.C., Araújo, D.C., Lavina, E.L. & Azevedo, S.K. 1985a. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil meridional. In: Coletânea de trabalhos paleontológicos. Trabalhos apresentados no VII CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA - 1983. Brasília, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral, 27(2): p. 21-28.
- Barberena, M.C., Araújo, D.C. & Lavina, E.L. 1985b. Late Permian and Triassic tetrapods of southern Brazil. *National Geographic Research*, 1(1): 5-20.
- Barker, S.L.L. Dipple, G.M., Hickey, K.A., Lepore, W.A. & Vaughan, J.R. 2013. Applying stable isotopes to mineral exploration: Teaching an old dog new tricks. *Economic Geology*, 108(1): 1-9.



- Barrick, R.E. 1998. Isotope paleobiology of the vertebrates: ecology physiology, and diagenesis. *Paleontological Society Papers* 4, 101-137.
- Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Pires, A.C., Barbanson, L. & Chauvet, A. 2012. Fluorine-rich xenotime from the world-class madeira Nb–Ta–Sn deposit associated with the albite-enriched granite at Pitinga, Amazonia, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 50(6): 1453-1466.
- Battista, F., Ribeiro, A.M., Andrade, M.B. & Schultz, C.L. 2023a. First rhynchosaurian (archosauromorpha) remains from the Early Carnian *Santacruzodon* Assemblage Zone, Paraná Basin, Brazil. In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, Santa Maria (RS, Brasil). XII Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados - Boletim de Resumos, p. 104.
- Battista, F., Ribeiro, A.M., Erthal, F. & Schultz, C.L., 2023b. Post-collection taphonomy, sampling effects and the role of the collector in palaeontological collections: a case study from an early Late Triassic bone accumulation from southernmost Brazil. *Acta Palaeontologica Polonica*, 68: 359-372.
- Bear, R. & Rintoul, D. 2016. Global climate change, and food production. In: Bear, R., Rintoul, D., Snyder, B., Smith-Caldas, M., Herren, C. & Horne, E. (Eds.). *Principles of Biology*. Kansas State University, New Prairie Press, p. 535-548.
- Becker, J.S., Zoriy, M., Matusch, A., Wu, B., Salber, D., Palm, C. & Becker, J.S. 2010. Bioimaging of metals by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Mass Spectrometry Reviews*, 29(1): 156-175.
- Behrensmeyer, A.K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology*, 4(2): 150-162.
- Benton, M.J. 2004. Origin and relationships of dinosaurs. In: Weishampel, D.B., Dodson, P. & Osmólska, H. (Eds.). *The Dinosauria*. University of California Press, p.7-20.
- Benton, M.J. 2016. The Triassic. *Current Biology*, 26(23): R1214-R1218.
- Benton, M.J. & Wu, F. 2022. Triassic revolution. *Frontiers in Earth Science*, 10: 899541.
- Benton, M.J., Bernardi, M. & Kinsella, C. 2018. The Carnian Pluvial Episode and the origin of dinosaurs. *Journal of the Geological Society*, 175(6): 1019-1026.

- Berg, T., Royset, O., Steinnes, E. & Vadset, M. 1995. Atmospheric trace element deposition: principal component analysis of ICP-MS data from moss samples. *Environmental Pollution*, 88(1): 67-77.
- Berner, R.A., 2006. GEOCARBSULF: a combined model for Phanerozoic atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(23): 5663–5664.
- Borrego, J., López-González, N. & Carro, B. 2004. Geochemical signature as paleoenvironmental markers in Holocene sediments of the Tinto River estuary (Southwestern Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(4): p. 631-641.
- Boulyga, S.F., Becker, J.S., Malenchenko, A.F & Dietze, H.J. 2000. Application of ICP-MS for Multielement Analysis in Small Sample Amounts of Pathological Thyroid Tissue. *Microchimica Acta*, 134(3-4): 215-222.
- Bragg, W.H. & Bragg, W.L. 1915. X-rays and crystal structure. G. Bell and Sons, Ltd., London.
- Brasier, M.D. 1996. The Basal Cambrian Transition and Cambrian Bio-Events (From Terminal Proterozoic Extinctions to Cambrian Biomes). In: Walliser, O.H. (Ed.). *Global events and stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 113-139.
- Bromage, T.G. 1987. The scanning electron microscopy/replica technique and recent applications to the study of fossil bone. *Scanning Microscopy*, 1(2): 607-613.
- Brookins, D.G. 1988. *Eh-pH diagrams for geochemistry*. New York, Springer-Verlag, 176p.
- Bryant, J.D. & Froelich, P.N. 1995. A model of oxygen isotope fractionation in body water of large mammals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (21), 4523-4537.
- Butler, P.M. 1939. Studies of the mammalian dentition – differentiation of the post-canine dentition. *Proceedings of the Zoological Society of London*, Series B.J: 1-36.
- Cárdenas, C., Ayers, P., De Proft, F., Tozer, D.J. & Geerlings P. 2011. Should negative electron affinities be used in evaluating the chemical hardness? *Physical Chemistry Chemical Physics*, 13: 2285-2293.

- Cabreira, S.F. 2009. *Anátomo-histologia ósteo-dentária básica do Tritheledontidae Riograndia guaibensis Bonaparte et al., 2001 (Therapsida, Eucynodontia): Implicações no estudo da emergência e integração dos caracteres mamalianos*, 320p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cabreira, S.F., Schultz, C.L., da Silva, L.R., Lora, L.H.P., Pakulski, C., Rêgo, R.C.B., Soares, M.B., Smith, M.M. & Richter, M. 2022. Diphyodont tooth replacement of *Brasilodon* - a Late Triassic eucynodont that challenges the time of origin of mammals. *Journal of Anatomy*, 241(6): 1424-1440.
- Carini, J.P., Pavei, C., Silva, A.P.C., Machado, G., Mexias, A.S., Pereira, V.P., Fialho, S.L. & Mayorga, P. 2009. Solid state evaluation of some thalidomide raw materials. *International Journal of Pharmaceutics*, 372(1/2): 17-23.
- Carlson, S.J. 1990. Vertebrate dental structures. In: Carter, J.G. (Ed.). *Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends*. vol. I, Van Nostrand Reinhold, New York, p. 531-556.
- Carrasco, T.S., Ribeiro, A.M., Mora, G.S., Buchmann, F.S. 2023. Paleobiology of Pleistocene large land mammals from the Brazilian Pampa. *Quaternary International*, 676: 63-72.
- Cerling, T.E., Harris, J.M., MacFadden, B.J., Leakey, M.G., Quadek, J., Eisenmann, V. & Ehleringer, J.R. 1997. Global vegetation changes through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature*, 389(6647): 153-158.
- Chahud, A., Fairchild, T.R. & Petri, S. 2010. Chondrichthyans from the base of the Irati Formation (Early Permian, Paraná Basin), São Paulo, Brazil. *Gondwana Research*, 18(2/3): 528-537.
- Chang, R., 2007. Química nuclear. In: Silva, D.O. & Constantino, V.R.L. (Eds.). *Química Geral - Conceitos Essenciais*. Brasil, ARTMED Ed. e McGraw-Hill Education, p. 685-715.
- Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C. & Knaack, C. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(5): Q05009.
- Chakraborty, S., Bag, S., Pal, S. & Mukherjee, A.K. 2006. Structural and microstructural characterization of bioapatites and synthetic hydroxyapatite using

- X-ray powder diffraction and Fourier transform infrared techniques. *Journal of Applied Crystallography*, 39(3): 385-390.
- Cisneros, J.C., Abdala, F., Atayman-Guven, S., Rubidge, B.S., Sengor, A.M.C. & Schultz, C.L. 2012. Carnivorous dinocephalian from the middle permian of Brazil and tetrapod dispersal in pangaea. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(5): 1584-1588.
- Clapham, M.E., Bottjer, D.J., Powers, C.M., Bonuso, N., Fraiser, M.L., Marengo, P.J., Dornbos, S.Q. & Pruss, S.B. 2006. Assessing the ecological dominance of Phanerozoic marine invertebrates. *Palaaios*, 21(5): 431-441.
- Clementz, M.T. & Koch, P.L. 2001. Differentiating aquatic mammal habitat and foraging ecology with stable isotopes in tooth enamel. *Oecologia*, 129(3): 461-472.
- Colombi, C.E., Fernández, E., Martinez, R.N., Montez, I. & Alcober, O.A. 2010. ¿Qué comía *Exaeretodon cabrera* (Therapsida, Cynodontia)? Primera evidencia geoquímica de su dieta. In: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA-VII CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, 10., 2010, La Plata, Argentina, Resúmenes, p. 99-107.
- Colthup, N.B., Daly, L.H. & Wiberly, S.E. 1975. *Introduction to infrared and Raman spectroscopy*. New York: Academic Press, 547 p.
- Corecco, L., Pereira, V.P., Soares, M.B. & Schultz, C.L. 2020. Geochemical study of the vertebrate assemblage zones of the Santa Maria Supersequence (Middle to Late Triassic), Paraná Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50(4): e20200014.
- Corecco, L., Pinheiro, F.L, Iannuzzi, R. & Souza, P.A. 2022. Bacia do Paraná: Peça fundamental nos quebra-cabeças geológico e evolutivo do oeste do Gondwana. In: Corecco, L. (Ed.). *Paleontologia do Brasil - Paleoecologia e Paleoambientes*, 1ed., Editora Interciência, Rio de Janeiro, p. 391-484.
- Costa, M.N.S. 2006. *Diagênese e alteração hidrotermal em rochas sedimentares da Formação Corumbataí, Permiano Superior, mina Granusso, Cordeirópolis/SP*, 166p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP).

- Crystallography Open Database - COD, Disponível em:  
<<https://www.crystallography.net/cod/>>. Acesso em: 20/03/2024
- Cullen, T.M., Longstaffe, F.J., Wortmann, U.G., Huang, L. & Evans, D.C. 2023. Anomalous  $^{13}\text{C}$  enrichment in Mesozoic vertebrate enamel reflects environmental conditions in a “vanished world” and not a unique dietary physiology. *Paleobiology*: 1-15.
- D'Amore, D.C. 2009. A functional explanation for denticulation in theropod dinosaur teeth. *The Anatomical Record*, 292(9): 1297-1314.
- D'Amore, D.C. & Blumensehine, R.J. 2009. Komodo monitor (*Varanus komodoensis*) feeding behavior and dental function reflected through tooth marks on bone surfaces, and the application to ziphodont paleobiology. *Paleobiology*, 35(4): 525-552.
- Dal Corso, J., Gianolla, P., Rigo, M., Franceschi, M., Roghi, G., Mietto, P., Manfrin, S., Rauncsik, B., Budai, T., Jenkyns, H.C., Reymond, C.E., Caggiati, M., Gattolin, G., Breda, A., Merico, A. & Preto, N. 2018. Multiple negative carbon-isotope excursions during the Carnian Pluvial Episode (Late Triassic). *Earth-Science Reviews*, 185: 732-750.
- Dal Corso, J., Bernardi, M., Sun, Y., Song, H., Seyfullah, L.J., Preto, N., Gianolla, P., Ruffell, A., Kustatscher, E., Roghi, G., Merico, A., Hohn, S., Schmidt, A.R., Marzoli, A., Newton, R.J., Wignall, P.B. & Benton, M.J. 2020. Extinction and dawn of the modern world in the Carnian (Late Triassic). *Science Advances*, 6(38): eaba0099.
- Dal Corso, J., Mills, B.J.W., Chu, D., Newton, R.J. & Song, H. 2022. Background Earth system state amplified Carnian (Late Triassic) environmental changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 578: 117321.
- Dal Sasso, G., Maritan, L., Usai, D., Angelini, I. & Artioli, G. 2014. Bone diagenesis at the micro-scale: Bone alteration patterns during multiple burial phases at Al Khiday (Khartoum, Sudan) between the Early Holocene and the II century AD. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 416: 30-42.
- Dal Sasso, G., Asscher, Y., Angelini, I., Nodari, L. & Artioli, G. 2018. A universal curve of apatite crystallinity for the assessment of bone integrity and preservation. *Scientific Reports*, 8(1): 12025.

- Damke, L.V.S., Bem, F.P., Doering, M., Piovesan, T.R. & Müller, R.T. 2022. The elongated neck of sauropodomorph dinosaurs evolved gradually. *The Anatomical Record*, Special Issue Article, 307(4): 1060-1070.
- Dangelo, J.G. & Fattini, C.A. 2007. Pescoço e cabeça. In: Dangelo, J.G. & Fattini, C.A. (Eds.). *Anatomia Humana - Sistêmica e Segmentar*. 3ª ed., São Paulo, Editora Atheneu, p. 433-540.
- Dantas, M.A.T., Cherkinsky, A., Bocherens, H., Drefahl, M., Bernardes, C. & França, L.M. 2017. Isotopic paleoecology of the Pleistocene megamammals from the Brazilian Intertropical Region: Feeding ecology ( $\delta^{13}\text{C}$ ), niche breadth and overlap. *Quaternary Science Reviews*, 170: 152-163.
- Dantas, M.A.T., Cherkinsky, A., Lessa, C.M.B., Santos, L.V., Cozzuol, M.A., Omena, E.C., Da Silva, J.L.L., Sial, A.N. & Bocherens, H. 2020. Isotopic paleoecology ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) of a late Pleistocene vertebrate community from the Brazilian Intertropical Region. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 23(2): 138-152.
- Darling, W.G., Bath, A.H., Gibson, J.J. & Rozanski, K. 2006. Isotopes in water. In: Leng, M.J. (Ed.). *Isotopes in paleoenvironmental research*. Dordrecht, Springer, p. 1-66.
- Das, O., Wang, Y. & Hsieh, Y.-P. 2010. Chemical and carbon isotopic characteristics of ash and smoke derived from burning of C3 and C4 grasses. *Organic Geochemistry*, 41(3): 263-269.
- Date, A.R. & Hutchison, D. 1986. The determination of trace elements in geochemical exploration samples by ICP-MS. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 41, (1-2): 175-181.
- Dauphin, Y. 1987. Implications of preparation processes on the interpretation of reptilian enamel structure. *Paläontologische Zeitschrift*, 61: 331-337.
- Dauphin, Y., Jaeger, J.J. & Osmolska, H. 1988. Enamel microstructure of ceratopsian teeth (Reptilia, Archosauria). *Geobios*, 21: 319-327.
- de Rooij, J., van der Lubbe, J.H.J.L., Verdegaal, S., Hulscher, M., Tooms, D., Kaskes, P., Verhage, O., Portanger, L. & Schulp, A.S. 2022. Stable isotope record of *Triceratops* from a mass accumulation (Lance Formation, Wyoming, USA) provides insights into *Triceratops* behaviour and ecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 607: 111274.



- Dedavid, B.A., Gomes, C.I. & Machado, G. 2007. Microscópio eletrônico de varredura (MEV). In: Dedavid, B.A., Gomes, C.I. & Machado, G. (Eds.). *Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores*. Porto Alegre, EdIPUCRS, p. 9-26.
- Delcourt, R., 2018. Ceratosaur palaeobiology: new insights on evolution and ecology of the southern rulers. *Scientific Reports*, 8(1): 1-12.
- DeNiro, M.J. & Epstein, S. 1978. Influence of diet on the distribution of carbon isotopes in animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(5): 495-506.
- DeNiro, M.J. & Epstein, S. 1981. Influence of diet on the distribution of nitrogen isotopes in animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(3): 341-351.
- Desojo, J.B., Fiorelli, L.E., Ezcurra, M.D., Martinelli, A.G., Ramezani, J., Da Rosa, A.A.S., von Baczko, M.B., Trotteyn, M.J., Montefeltro, F.C., Ezpeleta, M. & Langer, M.C. 2020. The Late Triassic Ischigualasto Formation at Cerro Las Lajas (La Rioja, Argentina): fossil tetrapods, high-resolution chronostratigraphy, and faunal correlations. *Scientific Reports*, 10(1): 1-34.
- Dias, E.V. & Schultz, C.L. 2003. The first Paleozoic temnospondyl postcranial skeleton from South America. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6: 29-42.
- Dias, E.V., Dias-da-Silva, S. & Schultz, C.L. 2020. A new short-snouted rhinesuchid from the Permian of southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 23(2): 98-122.
- Dixit, A. 2013. On the Spot: IAEA Launches Its First Android App - Isotope Browser. Disponível em: <<http://www.iaea.org/newscenter/news/spot-iaea-launches-its-first-android-app-isotope-browser>>. Acesso em: 24/03/2024.
- Dong, Y., Ge, W.C., Yang, H., Liu, X.W., Bi, J.H., Ji, Z. & Xu, W.L. 2019. Geochemical and SIMS U-Pb rutile and LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronological evidence of the tectonic evolution of the Mudanjiang Ocean from amphibolites of the Heilongjiang Complex, NE China. *Gondwana Research*, 69: 25-44.
- Donovan, A.R., Adams, C.D., Ma, Y., Stephan, C., Eichholz, T. & Shi, H. 2016. Single particle ICP-MS characterization of titanium dioxide, silver, and gold nanoparticles during drinking water treatment. *Chemosphere*, 144: 148-153.

- Duplessy, J.C., Arnold, M., Maurice, P., Bard, E., Duprat, J. & Moyes, J. 1986. Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry. *Nature*, 320(6060): 350-352.
- Erez, J. & Luz, B. 1983. Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(6): 1025-1031.
- Erwin, D. 2008. *Extinction: How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*. Princinton, Princinton University Press, 320 p.
- Ezcurra, M.D., Fiorelli, L.E., Martinelli, A.G., Rocher, S., von Baczko, M.B., Ezpeleta, M., Taborda, J.R.A., Hechenleitner, E.M., Trotteyn, M.J. & Desojo, J.B. 2017. Deep faunistic turnovers preceded the rise of dinosaurs in southwestern Pangaea. *Nature Ecology & Evolution*, 1(10): 1477-1483.
- Farias, B.D.M., Desojo, J.B., Cerda, I.A., Ribeiro, A.M., Ferigolo, J., Carlisbino, T., Schultz, C.L., Mastrantonio, B.M. & Soares, M.B. 2023. Bone histology supports gregarious behavior and an early ontogenetic stage to *Decuriasuchus quartacolonia* (Pseudosuchia: Loricata) from the Middle-Late Triassic of Brazil. *The Anatomical Record*, Special Issue Articule, 307(4): 957-973.
- Farmer, V.C. 1974. *The Infrared Spectra of Minerals*. London, Mineralogical Soceity, 539 p.
- Feldmann, R.M. 1989. Selection of Appropriate Preparation Techniques. In: Feldmann, R.M., Chapman, R.E. & Hannibal, J.T. (Eds.). *Paleotechniques*. The Paleontological Society, Special Publication n° 4, Randall S. Spencer Series Editor, p. 24–29.
- Fiorelli, L.E., Grellet-Tinner, G., Argañaraz, E. & Salgado, L. 2013. Tafonomía del sitio de nidificación de neosaurópodos de Sanagasta (La Rioja, Argentina): ejemplo de preservación excepcional en un paleoambiente hidrotermal del Cretácico. *Ameghiniana*, 50(4): 389-407.
- Flemming, R.L. 2007. Micro X-ray diffraction ( $\mu\text{XRD}$ ): a versatile technique for characterization of Earth and planetary materials. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(9): 1333-1346.
- Fonseca, M.M. 1999. *Caracterização faciológica das formações Santa Maria (Membro Alemoa) a Caturrita: interpretação da tipologia dos sistemas fluviais,*



- 132p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Foster-Baril, Z.S. & Stockli, D.F. 2023. Detrital zircon and apatite U-Pb provenance and drainage evolution of the Newark Basin during progressive rifting and continental breakup along the Eastern North American Margin, USA. *Geosphere*, 9(X): 1–24.
- Frankowski, M., Ziola-Frankowska, A., Kurzyca, I., Novotný, K., Vaculovic, T., Kanický, V., Siepak, M. & Siepak, J. 2011. Determination of aluminium in groundwater samples by GF-AAS, ICP-AES, ICP-MS and modelling of inorganic aluminium complexes. *Environmental Monitoring and Assessment*, 182(1-4): 71-84.
- Fricke, H.C., Rogers, R.R., Backlund, R., Dwyer, C.N. & Echt, S. 2008. Preservation of primary stable isotope signals in dinosaur remains, and environmental gradients of the Late Cretaceous of Montana and Alberta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 266(1/2): 13-27.
- Fricke, H.C., Henechroth, J. & Hoerner, M.E. 2011. Lowland–upland migration of sauropod dinosaurs during the Late Jurassic epoch. *Nature*, 480(7378): 513-515.
- Fu, X., Wang, J., Wen, H., Wang, Z., Zeng, S., Song, C., Chen, W. & Wan, Y. 2020. A possible link between the Carnian Pluvial Event, global carbon-cycle perturbation, and volcanism: New data from the Qinghai-Tibet Plateau. *Global and Planetary Change*, 194: 103300.
- Gadsden, J.A. 1983. *Infrared Spectra of Minerals and Related Inorganic Compounds*. London, Butterworth Group Addresses, 277 p.
- Garcia, M.S., Cabreira, S.F., Silva, L.R., Pretto, F.A. & Müller, R.T. 2023. A saurischian (Archosauria, Dinosauria) ilium from the Upper Triassic of southern Brazil and the rise of Herrerasauria. *The Anatomical Record*, Special Issue Article, XX-XX.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L.D. & Moretti, R. 2008. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(1): 185-205.

- Gat, J.R. & Matsui, E. 1991. Atmospheric water balance in the Amazon Basin: an isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D7): 13179-13188.
- Giannini, P.C.F. & Melo, M.S. 2009. Da rocha ao solo: intemperismo e pedogênese. In: Youssef, A.N. (Ed.). *Decifrando a Terra*. 2ª ed., São Paulo, Companhia Editora Nacional, p. 240-277.
- Goullé, J.P., Sausseureau, E., Mahieu, L. & Guerbet, M. 2014. Current role of ICP-MS in clinical toxicology and forensic toxicology: a metallic profile. *Bioanalysis*, 6(17): 2245-2259.
- Grasby, S.E., Beauchamp, B. & Knles, J. 2016. Early Triassic productivity crises delayed recovery from world's worst mass extinction. *Geology*, 44(9): 779-782.
- Graves, G.R., Romanek, C.S. & Navarro, A.R. 2002. Stable isotope signature of philopatry and dispersal in a migratory songbird. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(12): 8096-8100.
- Griffin, C.T., Wynd, B.M., Munyikwa, D., Broderick, T.J., Zondo, M., Tolan, S., Langer, M.C., Nesbitt, S.J. & Taruvinga, H.R. 2022. Africa's oldest dinosaurs reveal early suppression of dinosaur distribution. *Nature*, 609(7926), 313-319.
- Grossman, E.L. & Joachimski, M.M. 2020. Oxygen isotope stratigraphy. In: *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier: 279-307.
- Guerra-Sommer, M. & Klepzig, M.C. 2000. The Triassic taphoflora from Parana Basin, southern Brazil: an overview. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 481-485.
- Guignard, M.L., Martinelli, A.G. & Soares, M.B. 2019. Postcranial anatomy of *Riograndia guaibensis* (Cynodontia: Ictidosauria). *Geobios*, 53: 9-21.
- Hassler, A., Martin, J. E., Amiot, R., Tacail, T., Godet, F. A., Allain, R. & Balter, V. 2018. Calcium isotopes offer clues on resource partitioning among Cretaceous predatory dinosaurs. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 285(1876): 20180197.
- Hedges, R.E.M. 2002. Bone diagenesis: an overview of processes. *Archaeometry*, 44(3): 319-328.

- Hedges, R.E.M., Stevens, R.E. & Koch, P.L., 2006. Isotopes in bones and teeth. *In*: Leng, M.J. (Ed.). *Isotopes in paleoenvironmental research*. Dordrecht, Springer, p. 117-146.
- Hendrickx, C., Mateus, O., Araújo, R. & Choiniere, J. 2019. The distribution of dental features in non-avian theropod dinosaurs: Taxonomic potential, degree of homoplasy, and major evolutionary trends. *Palaeontologia Electronica*, 22(3): 1-110.
- Herzog, G.F. 2019. Isotope. Disponível em: <<https://www.britannica.com/science/isotope>>. Acesso em: 10/03/2024.
- Hillson, S., 1986. *Teeth*. Cambridge: Cambridge University Press, 376 p.
- Hobson, K.A., Wassenaar, L.I., Milá, B., Lovette, I., Dingle, C. & Smith, T.B. 2003. Stable isotopes as indicators of altitudinal distributions and movements in an Ecuadorean hummingbird community. *Oecologia*, 136(2): 302-308.
- Hobson, K.A., Bowen, G.J., Wassenaar, L.I., Ferrand, Y. & Lormee, H. 2004. Using stable hydrogen and oxygen isotope measurements of feathers to infer geographical origins of migrating European birds. *Oecologia*, 141: 477-488.
- Hoefs, J. 2004. *Stable Isotope in Geochemistry*, 5th ed., Berlin: Springer-Verlag, 244 p.
- Holdsworth, G., Fogarasi, S. & Krouse, H.R. 1991. Variation of the stable isotopes of water with altitude in the Saint Elias Mountains of Canada. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D4): 7483-7494.
- Holz, M. & Schultz, C.L. 1998. Taphonomy of the south Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia*, 31(4):335-345.
- Horn, B.L.D. 2013. *A fossildiagnose do pacote Meso-Neotriássico do RS*, 64p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Horn, B.L.D. 2016. *Análise Sedimentológica da Supersequência Santa Maria e suas Implicações Estratigráficas*, 229p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Horn, B.L.D., Melo, T.M., Schultz, C.L., Philipp, R.P., Kloss, H.P. & Goldberg, K. 2014. A New third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data. *Journal of South American Earth Sciences*, 55: 123-132.
- Horn, B.L.D., Goldberg, K. & Schultz, C.L. 2018a. A loess deposit in the Late Triassic of southern Gondwana, and its significance to global paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences*, 81: 189-203.
- Horn, B.L.D., Goldberg, K. & Schultz, C.L. 2018b. Interpretation of massive sandstones in ephemeral fluvial settings - a case study from the upper Candelaria Sequence (Upper Triassic, Paraná Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 81: 108-121.
- Hubbard, C.R. & Snyder, R.L. 1988. RIR-measurement and use in quantitative XRD. *Powder Diffraction*, 3(2), 74-77.
- Inorganic Crystal Structure Database – ICSD, Disponível em: <<https://icsd.fiz-karlsruhe.de/index.xhtml?jsessionid=C37477D79335E2F717917290B96CD8EE>>. Acesso em: 10/03/2024.
- Ivanova, V., Shchetnikov, A., Semeny, E., Filinov, I. & Simon, K. 2022. LA-ICP-MS analysis of rare earth elements in tooth enamel of fossil small mammals (Ust-Oda section, Fore-Baikal area, Siberia): paleoenvironmental interpretation. *Journal of Quaternary Science*, 37(7): 1246-1260.
- Jacobs, B.F., Kingston, J.D. & Jacobs, L.L. 1999. The origin of grass-dominated ecosystems. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 86(2): 590-643.
- Jansen, E. & Erlenkeuser, H. 1985. Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: isotopic evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49(3/4): 189-206.
- James, S.A., Volitakis, I., Adlard, P.A., Duce, J.A., Masters, C.L., Cherny, R.A. & Bush, A.I. 2012. Elevated labile Cu is associated with oxidative pathology in Alzheimer disease. *Free Radical Biology and Medicine*, 52(2): 298-302.
- Jenkins, R. & Snyder, R.L. 1996. Introduction to X-ray powder diffractometry. Wiley, New York.

- Jochum, K.P., Willbold, M., Raczek, I., Stoll, B. & Herwig, K. 2007. Chemical Characterisation of the USGS Reference Glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G Using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(3): 285-302.
- Junqueira, L.C. & Carneiro, J. 2013. Trato digestivo. In: Junqueira, L.C. & Carneiro, J. (Eds.). *Histologia Básica - Texto e Atlas*. 12<sup>a</sup> ed., Rio de Janeiro, Editora Guanabara Koogan, p. 279-310.
- Kammerer, C.F., Flynn, J.J., Ranivoharimanana, L. & Wyss, A.R. 2010. The first record of a probainognathian (Cynodontia: Chiniquodontidae) from the Triassic of Madagascar. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30(6): 1889-1894.
- Kaplan, I. 1977. Isotopes. In: Kaplan, I. (Ed.). *Nuclear Physics*. 8<sup>a</sup> ed., USA, Addison-Wesley Publishing Company, p. 197-228.
- Kawasaki, K. & Fearnhead, R.W. 1983. Comparative histology of tooth enamel and enameloid. In: Suga, S. (Ed.). *Mechanisms of Tooth Enamel Formation*. Tokyo, Quintessence, p. 229-238.
- Keeley, J.E. & Rundel, P.W. 2003. Evolution of CAM and C4 carbon-concentrating mechanisms. *International Journal of Plant Sciences*, 164(S3): S55-S77.
- Kellner, A.W.A., Holgado, B., Grillo, O., Pretto, F.A., Kerber, L., Pinheiro, F.L., Soares, M.B., Schultz, C.L., Lopes, R.T., Araújo, O. & Müller, R.T. 2022. Reassessment of *Faxinalipterus minimus*, a purported Triassic pterosaur from southern Brazil with the description of a new taxon. *PeerJ*, 10: e13276.
- Kemp, T.S. 1980. Aspects of the structure and functional anatomy of the Middle Triassic cynodont *Luangwa*. *Journal of Zoology*, 191(2): 193-239.
- Kemp, T.S. 2005. Evolution of the mammal-like reptiles. In: Kemp, T.S. (Ed.). *The Origin and Evolution of Mammals*. USA, Oxford University Press, p.14-89.
- Kennedy, A.K., Wotzlaw, J.-F., Crowley, J.L., Schmitz, M., Schaltegger, U., Wade, B., Martin, L., Talavera, C., Ware, B. & Bul, T.H. 2022. Apatite reference materials for SIMS microanalysis of isotopes and trace elements. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 47(2): 373-402.
- Khan, A.M., Iqbal, A., Waseem, M.T., Ahmad, R.M. & Ah, Z. 2020. Palaeodietary and palaeoclimatic interpretations for herbivore fauna from Late Pliocene to Early

- Pleistocene Siwaliks of Pakistan. *Journal of Animal and Plant Sciences*, 30(2): 355-363.
- Khozyem, H., Tantawya, A. A., Mahmouda, A., Emama, A. & Adatteb, T. 2019. Biostratigraphy and geochemistry of the Cretaceous-Paleogene (K/Pg) and early danian event (Dan-C2), a possible link to deccan volcanism: New insights from Red Sea, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 160: 103645.
- Kidder, J.A., Voinot, A., Leybourne, M.I., Layton-Matthews, D. & Howell, R.J. 2021. Using stable isotopes of Cu, Mo, S, and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in hydrogeochemical mineral exploration as tracers of porphyry and exotic copper deposits. *Applied Geochemistry*, 129: 104935.
- Kim, S.-T., O'Neil, J.R. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (16), 3461-3475.
- Kirste, D., De Caritat, P. & Dann, R. 2003. The application of the stable isotopes of sulfur and oxygen in groundwater sulfate to mineral exploration in the Broken Hill region of Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 78: 81-84.
- Koch, P.L., Tuross, N. & Fogel, M.L. 1997. The effects of sample treatment and diagenesis on the isotopic integrity of carbonate in biogenic hydroxylapatite. *Journal of Archaeological Science*, 24(5): 417-429.
- Koenemann, J.G., Kerber, L. & Oliveira, E.V. 2009. Microdesgaste dentário em *Procyon cancrivorus* (Cuvier, 1798) (Mammalia, Procyonidae). *Neotropical Biology and Conservation*, 4(2): 106-110.
- Koenigswald, W.V. 1997. The variability of enamel at the dentition level. In: Koenigswald, W.V. & Sander, P.M. (Eds.). *Tooth enamel microstructure*. Rotterdam, Balkema, p. 193-202.
- Koenigswald, W.V. & Clemens, W.A. 1992. Levels of complexity in the microstructure of mammalian enamel and their application in studies of systematics. *Scanning Microscopy*, 6(1): 195-218.
- Koenigswald, W.V. & Sander, P.M. 1997. Glossary of terms used for enamel microstructures. In: Koenigswald, W.V. & Sander, P.M. (Eds.). *Tooth enamel microstructure*. Rotterdam, Balkema, p. 267-280.
- Kohn, M.J. 1996. Predicting animal  $\delta^{18}\text{O}$ : accounting for diet and physiological adaptation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(23): 4811-4829.



- Kohn, M.J. & Cerling, T.E. 2002. Stable isotope compositions of biological apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1): 455-488.
- Kohn, M.J. & Fremd, T.J. 2007. Tectonic controls on isotope compositions and species diversification, John Day Basin, central Oregon. *PaleoBios*, 27(2): 48-61.
- Kohn, M.J., Schoeninger, M.J. & Valley, J.W. 1996. Herbivore tooth oxygen isotope compositions: effects of diet and physiology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(20): 3889-3896.
- Kohn, M.J., Schoeninger, M.J. & Valley, J.W. 1998. Variability in oxygen isotope compositions of herbivore teeth: reflections of seasonality or developmental physiology?. *Chemical Geology*, 152(1-2): 97-112.
- Kohn, M.J., Schoeninger, M.J. & Barker, W.W. 1999. Altered states: effects of diagenesis on fossil tooth chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(18): 2737-2747.
- Kosch, J.C.D. & Zanno, L.E. 2020. Sampling impacts the assessment of tooth growth and replacement rates in archosaurs: implications for paleontological studies. *PeerJ*, 8: e9918.
- Lamm E-T. 2013 Preparation and sectioning of specimens. In: Padian, K. & Lamm, E.-T. (Eds.). *Bone histology of fossil tetrapods*. Berkley, CA, University of California Press, p. 55–160.
- Langer, M.C. & Schultz C.L. 2000. A new species of the Late Triassic rhynchosaur *Hyperodapedon* from the Santa Maria Formation of south Brazil. *Palaeontology*, 43: 633-652.
- Langer, M.C. 2005. Studies on continental Late Triassic tetrapod biochronology. II. The Ischigualastian and a Carnian global correlation. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(2): 219-239.
- Langer, M.C., Ribeiro, A.M., Schultz, C.L. & Ferigolo, J. 2007. The continental tetrapod-bearing Triassic of South Brazil. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, 41: 201-218.
- Langer, M.C., Ramezani, J. & Da Rosa, A. 2018. U-Pb age constraints on dinosaur rise from South America. *Gondwana Research*, 57: 133–140.

- Leegood, R.C. 1993. Carbon metabolism. In: Hall D.O., Scurlock J.M.O., Bolhàr-Nordenkampf H.R., Leegood R.C. & Long S.P. (Eds.). *Photosynthesis and Production in a Changing Environment*. Dordrecht, Springer, p. 247-267.
- Leegood, R.C. & Edwards, G.E. 1996. Carbon Metabolism and Photorespiration: Temperature Dependence in Relation to Other Environmental Factors. In: Baker N.R. (Eds.). *Photosynthesis and the Environment. Advances in Photosynthesis and Respiration*. v. 5., Dordrecht, Springer, p. 191-221.
- Lee-Thorp, J.A., Sealy, J.C. & van Der Merwe, N.J. 1989. Stable carbon isotope ratio differences between bone collagen and bone apatite, and their relationship to diet. *Journal of Archaeological Science*, 16(6): 585-599.
- Leng, M.J., Lamb, A.L., Heaton, T.H.E., Marshall, J.D., Wolfe, B.B., Jones, M.D., Holmes, J.A. & Arrowsmith, C. 2006. Isotopes in lake sediments. In: Leng, M.J. (Ed.). *Isotopes in paleoenvironmental research*. Dordrecht, Springer, p. 147-184.
- Leuzinger, L., Bernasconi, S., Vennemann, T., Luz, Z., Vonlanthen, P., Ulianov, A., Baumgartner-Mora, Hechenleitner, E.M., Fiorelli, L.E. & Alasino, P.H. 2021. Life and reproduction of titanosaurs: Isotopic hallmark of mid-palaeolatitude eggshells and its significance for body temperature, diet, and nesting. *Chemical Geology*, 583: 120452.
- Li, J. 2001. The most primitive lower tetrapod fauna in China. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 44: 47-51.
- Line, S.R. 2003. Variation of tooth number in mammalian dentition: connecting genetics, development, and evolution. *Evolution & Development*, 5(3):295–304.
- Lopes, R.P., Ribeiro, A.M., Dillenburg, S.R. & Schultz, C.L. 2013. Late middle to late Pleistocene paleoecology and paleoenvironments in the coastal plain of Rio Grande do Sul State, Southern Brazil, from stable isotopes in fossils of *Toxodon* and *Stegomastodon*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369: 385-394.
- Lopes, R.P., Pereira, J.C., Sial, A.N. & Dillenburg, S.R. 2022. Isotopic evidence for a diet shift in a Pleistocene sub-adult mastodon from the Brazilian Pampa. *Historical Biology*, 35(3): 388-402.
- Lopes, R.P., Scherer, C.S., Pereira, J.C. & Dillenburg, S.R. 2023. Paleoenvironmental changes in the Brazilian Pampa based on carbon and



- oxygen stable isotope analysis of Pleistocene camelid tooth enamel. *Journal of Quaternary Science*: 1-17.
- Luo, Z.-X., Kielan-Jaworowska, Z. & Cifelli, R.L. 2004. Evolution of dental replacement in mammals. *Bulletin of Carnegie Museum of Natural History*, 2004(36): 159-175.
- Macfadden, B. J., Cerling, T. E., Harris, J. M. & Prado, J. 1999. Ancient latitudinal gradients of C3/C4 grasses interpreted from stable isotopes of New World Pleistocene horse (*Equus*) teeth. *Global Ecology and Biogeography*, 8(2): 137-149.
- Machado, J.P., Philip, S., Maldonado, E., O'Brien, S.J., Johnson, W.E. & Antunes, A. 2016. Positive selection linked with generation of novel mammalian dentition patterns. *Genome Biology and Evolution*, 8(9): 2748-2759.
- Macho, G.A., Reid, D.J., Leakey, M.G., Jablonski, N. & Beynon, A.D. 1996. Climatic effects on dental development of *Theropithecus oswaldi* from Koobi Fora and Olorgesailie. *Journal of Human Evolution*, 30(1): 57-70.
- Macho, G.A., Leakey, M.G., Williamson, D.K. & Jiang, Y. 2003. Palaeoenvironmental reconstruction: evidence for seasonality at Allia Bay, Kenya, at 3.9 million years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199 (1/2): 17-30.
- Maliska, A.M. 2004. *Microscopia eletrônica de varredura e microanálise. Laboratório de caracterização microestrutural e análise de imagens*. Florianópolis: Notas de aula, 98 p.
- Marshall, J.D. & Zhang, J. 1994. Carbon isotope discrimination and water-use efficiency in native plants of the north-central Rockies. *Ecology*, 75(7): 1887-1895.
- Martinelli, A.G., Kammerer, C.F., Melo, T.P., Neto, V.D.P., Ribeiro, A.M., Da-Rosa, A.A.S., Schultz, C.L. & Soares, M.B. 2017. The African cynodont *Aleodon* (Cynodontia, Probainognathia) in the Triassic of southern Brazil and its biostratigraphic significance. *PloS One*, 12(6): e0177948.
- Martínez, R.N., Apaldetti, C., Alcober, O.A., Colombi, C.E., Sereno, P.C., fernandez, E., Malnis, P.S., Correa, G.A. & Abelin, D. 2013. Vertebrate succession in the Ischigualasto formation. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32: 10–30.

- McCrea, J.M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18(6): 849-857.
- Medina, E. & Minchin, P. 1980. Stratification of  $\delta^{13}\text{C}$  values of leaves in Amazonian rain forests. *Oecologia*, 45(3): 377-378.
- Madejová, J.J.V.S. 2003. FTIR techniques in clay mineral studies. *Vibrational Spectroscopy*, 31(1): 1-10.
- Meejoo, S., Maneeprakorn, W. & Winotai, P. 2006. Phase and thermal stability of nanocrystalline hydroxyapatite prepared via microwave heating. *Thermochimica Acta*, 447(1): 115-120.
- Melo, T.P., Martinelli, A.G. & Soares, M.B. 2022. New occurrences of massetognathine traversodontids and chiniquodontids (Synapsida, Cynodontia) from the early Late Triassic Santacruzodon Assemblage Zone (Santa Maria Supersequence, southern Brazil): Geographic and biostratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 115: 103757.
- Merceron, G., Kallend, A., Francisco, A., Louail, M., Martin, F., Plastiras, C.-A., Thiery, G. & Boisserie, J.-R. 2021. Further away with dental microwear analysis: Food resource partitioning among Plio-Pleistocene monkeys from the Shungura Formation, Ethiopia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 572: 110414.
- Mettler Toledo 2024. Espectroscopia FTIR - Aprimore Reações Químicas com a Espectroscopia FTIR *In-situ* em Tempo Real. Disponível em: <[https://www.mt.com/br/pt/home/applications/L1\\_AutoChem\\_Applications/ftir-spectroscopy.html](https://www.mt.com/br/pt/home/applications/L1_AutoChem_Applications/ftir-spectroscopy.html)>. Acesso em: 23/04/2024.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental*, 255p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no Domínio sul-ocidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 473-484.
- Milani, E.J., Faccini, U.F., Scherer, C.M.S, Araújo, L.M. & Cupertino, J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to

- Cretaceous), southern Brazil. *Boletim do Instituto de Geociências - USP, Série Científica*, 29: 125-173.
- Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A. & França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2): 265-287.
- Millard, A.R. & Hedges, R.E.M. 1996. A diffusion–adsorption model of uranium uptake by archaeological bone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 2139–52.
- Miller, C.S. & Baranyi, V. 2019. Triassic climates. *Encyclopedia of Geology*, Second Edition: 514-524.
- Moor, C., Lymberopoulou, T. & Dietrich, V.J. 2001. Determination of heavy metals in soils, sediments and geological materials by ICP-AES and ICP-MS. *Microchimica Acta*, 136(3-4): 123-128.
- Molnar, R.E. 2004. *Dragons in the dust: The Paleobiology of the Giant Monitor Lizard Megalania*. Bloomington, Indiana University Press, 224 p.
- Mostafa, N.Y. 2005. Characterization, thermal stability and sintering of hydroxyapatite powders prepared by different routes. *Materials, Chemistry and Physics*, 94(2/3): 333-341.
- Mothé, D., Oliveira, K., Rotti, A., Román-Carrión, J.L., Bertolino, L.C., Krepsky, N. & Avilla, L. 2021. The micro from mega: Dental calculus description and the first record of fossilized oral bacteria from an extinct proboscidean. *International Journal of Paleopathology*, 33: 55-60.
- Müller, R.T., Garcia, M. & Dias-da-Silva, S. 2020. As evidências da origem e ascensão dos dinossauros sauropodomorfos preservadas em leitões fossilíferos do Triássico do Sul do Brasil. *Terrae Didactica*, 16: e020013-e020013.
- Müller, R.T., Ezcurra, M.D., Garcia, M.S., Agnolin, F.L., Stocker, M.R., Novas, F.E., Soares, M.B., Kellner, A.W.A. & Nesbitt, S.J. 2023. New reptile shows dinosaurs and pterosaurs evolved among diverse precursors. *Nature*, 620(7974): 589-594.
- Netter, F.H., 2015. *Atlas de anatomia humana*. 6ª Ed., Saunders, Elsevier, 933 p.
- Nesbitt, S.J., Butler, R.J., Ezcurra, M.D., Barrett, P.M., Stocker, M.R., Angielczyk, K.D., Smith, R.M.H., Sidor, C.A., Niedźwiedzki, G., Sennikov, A.G. & Charig, A.J.

2017. The earliest bird-line archosaurs and the assembly of the dinosaur body plan. *Nature*, 544(7651): 484-487.
- NIST Store 2023a. Disponível em: <[https://www-s.nist.gov/srmors/view\\_detail.cfm?srm=610](https://www-s.nist.gov/srmors/view_detail.cfm?srm=610)>. Acesso em: 24/04/2024.
- NIST Store 2023b. Disponível em: <[https://www-s.nist.gov/srmors/view\\_detail.cfm?srm=612](https://www-s.nist.gov/srmors/view_detail.cfm?srm=612)>. Acesso em: 24/04/2024.
- Nobre, P.H. & Carvalho, I.S. 2010. Fósseis: Coleta e métodos de estudo. In: Carvalho, I.S. (Ed.). *Paleontologia – Conceitos e Métodos*, 3ª Edição, Rio de Janeiro, Ed. Interciência, v. 1, p. 397–411.
- Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N. & Bertrand, H. 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1-4): 326-344.
- Oliveira, A.L., Schmitz, M.D., Wall, C.J., Crowley, J.L., Macêdo Filho, A.A. & Hollanda, M.H.B.M. 2023. New U–Pb geochronology for the Central Atlantic Magmatic Province, critical reevaluation of high-precision ages and their impact on the end-Triassic extinction event. *Scientific Reports*, 13(1): 5485, 2023.
- Oliveira, T.V., Schultz, C.L. & Soares, M.B. 2007. O esqueleto pós-craniano de *Exaeretodon riograndensis* Abdala et al. (Cynodontia, Traversodontidae), Triássico do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 10(2): 79-94.
- Ósi, A., Barrett, P.M., Evans, A.R., Nagy, A.L., Szent, I., Kukovecz, Á., Magyar, J., Segesdi, M., Gere, K. & Jón, V. 2022. Multi-proxy dentition analyses reveal niche partitioning between sympatric herbivorous dinosaurs. *Scientific Reports*, 12(1): 20813.
- Otálora-Ardila, A., Herrera, L.G., Flores-Martínez, J.J. & Voigt, C.C. 2013. Marine and terrestrial food sources in the diet of the fish-eating myotis (*Myotis vivesi*). *Journal of Mammalogy*, 94(5): 1102-1110.
- Pasteris, J.D., Wopenka, B. & Valsami-Jones, E. 2008. Bone and tooth mineralization: why apatite?. *Elements*, 4(2): 97-104.
- Pauliv, V.E., Martinelli, A.G., Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Soares, M.B., Schultz, C.L. & Ribeiro, A.M. 2017. The first Western Gondwanan species of

- Triodus* Jordan 1849: A new Xenacanthiformes (Chondrichthyes) from the late Paleozoic of Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 80: 482-493.
- Pearson, R.G. 1963. Hard and soft acids and bases. *Journal of the American Chemical Society*, 85(22): 3533-3539.
- PerkinElmer Inc. 2001. Disponível em: <[http://www.quimilab.com.br/PDF-LA/icp\\_ms\\_artigo\\_perkin\\_elmer.pdf](http://www.quimilab.com.br/PDF-LA/icp_ms_artigo_perkin_elmer.pdf)>. Acesso em: 15/12/2023.
- Pesci, L., Gurikov, P., Liese, A. & Kara, S. 2017. Amine-Mediated Enzymatic Carboxylation of Phenols Using CO<sub>2</sub> as Substrate Increases Equilibrium Conversions and Reaction Rates. *Biotechnology Journal*, 12(12): 1700332.
- Pfretzschner, H.-U. 2004. Fossilization of Haversian bone in aquatic environments. *Comptes Rendus Palevol*, 3(6/7): 605-616.
- Philipp, R.P., Schultz, C.L., Kloss, H.P., Horn, B.L.D., Soares, M.B. & Basei, M.A.S. 2018. Middle Triassic SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersal revealed by integration of stratigraphy and U-Pb zircon analysis: the Santa Cruz Sequence, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 216-237.
- Philipp, R.P., Faccini, U.F., Schultz, C.L., Zvirtes, G., Bruckmann, M.P., Lavina, E., Cagliari, J., Jelinek, A.R., Netto, R.G., Viana, A.R. & Basei, M.A.S. 2023. U-Pb Zircon Geochronology of Detrital and Ash Fall Deposits of the Southern Paraná Basin: A Contribution for Provenance, Tectonic Evolution, and the Paleogeography of the SW Gondwana. *Geosciences*, 13(8): 225.
- Pierini, C., Mizusaki, A. M. P., Scherer, C. M. S. & Alves, D. B. 2002. Integrated stratigraphic and geochemical study of the Santa Maria and Caturrita formations (Triassic of the Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(6): 669-681.
- Pike, A.W.G., Hedges, R.E.M. & Van Calsteren 2002. U-series dating of bone using the diffusion-adsorption model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(24): 4273-4286.
- Pollock, T.I., Hocking, D.P. & Evans, A.R. 2022. The killer's toolkit: remarkable adaptations in the canine teeth of mammalian carnivores. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 196(3):1138-1155.

- Poole, D.F.G. 1967. Phylogeny of tooth tissues: enameloid and enamel in recent vertebrates with a note on the history of cementum. In: Miles, A.E.W. (Ed.). *Structural and Chemical Organization of Teeth*. Academic Press, New York, p. 111-149.
- Popowics, T. & Mulimani, P. 2023. Mammalian dental diversity: an evolutionary template for regenerative dentistry. *Frontiers in Dental Medicine*, 4: 1158482, 2023.
- Pough, E.H., Janis, C.M. & Heiser, J.B. 2013. The Synapsida and the evolution of Mammals. In: Pough, E.H., Janis, C.M. & Heiser, J.B. (Eds.). *Vertebrate Life*. Ninth Edition, USA, PEARSON, p. 447-470.
- Preto, N., Kustatscher, E. & Wignall, P.B. 2010. Triassic climates—state of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290(1-4): 1-10.
- Preto, F.A., Langer, M.C. & Schultz, C.L. 2019. A new dinosaur (Saurischia: Sauropodomorpha) from the Late Triassic of Brazil provides insights on the evolution of sauropodomorph body plan. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 185(2): 388-416.
- Qu, Q., Haitina, T., Zhu, M. & Ahlberg, P.E. 2015. New genomic and fossil data illuminate the origin of enamel. *Nature*, 526(7571): 108-111.
- Rakesh, P., Charmi, P., & Rajesh, K.S. 2014. Quantitative analytical applications of FTIR spectroscopy in pharmaceutical and allied areas. *Journal of Advanced Pharmacy Education & Research*, 4(2), 145-157.
- Raven, J.A. & Spicer, R.A. 1996. The evolution of Crassulacean acid metabolism. In: Winter, K., Smith, J.A.C. (Eds.). *Crassulacean acid metabolism: biochemistry, ecophysiology and evolution*. New York, Springer, p. 360–385.
- Redivo, H.V. 2017. *Parâmetros geoquímicos na avaliação da confiabilidade da assinatura isotópica em calcários da Formação Salitre, Supergrupo São Francisco (Neoproterozoico), Bahia*, 122p. Trabalho de Conclusão, Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.



- Reichel, M., Schultz, C.L. & Pereira, V.P. 2005. Diagenetic pattern of vertebrate fossils from the Traversodontidae Biozone, Santa Maria Formation (Triassic), southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8: 173–180.
- Reid, D.J. & Ferrell, R.J. 2006. The relationship between number of striae of Retzius and their periodicity in imbricational enamel formation. *Journal of Human Evolution*, 50(2): 195-202.
- Reimann, C., Hall, G.E.M., Siewers, U., Bjorvatn, K., Morland, G., Skarphagen, H. & Strand, T. 1996. Radon, fluoride and 62 elements as determined by ICP-MS in 145 Norwegian hard rock groundwater samples. *Science of the Total Environment*, 192(1): 1-19.
- Reis, E.L.T., Sarkis, J.E.S., Rodrigues, C., Neto, O.N. & Viebig, S. 2004. Identificação de resíduos de disparos de armas de fogo por meio da técnica de espectrometria de massas de alta resolução com fonte de plasma indutivo. *Química Nova*, 27(3): 409-413.
- Retallack, G.J. 2001. *Soils of the past. An introduction to Paleopedology*, 2nd ed., Oxford, Blackwell Science, 548 p.
- Rey, K., Amoit, R., Fourel, F., Abdala, F., Fluteau, F., Jalil, N-E., Liu, J., Rubidge, B.S., Smith, R.M.H., Steyer, J.S., Viglietti, P.A., Wang, X. & Lécuyer, C. 2017. Oxygen isotopes suggest elevated thermometabolism within multiple Permian-Triassic therapsid clades. *Elife*, 6: e28589.
- Richter, M. & Langer, M.C. 1998. Fish remains from the Upper Permian Rio do Rasto Formation (Paraná Basin) of Southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 27: 158–159.
- Rigo, M., Trotter, J.A., Preto, N. & Williams, I.S. 2012. Oxygen isotopic evidence for Late Triassic monsoonal upwelling in the northwestern Tethys. *Geology*, 40(6): 515-518.
- Robinson, C., Briggs, H.D., Atkinson, P.J. & Weatherell, J.A. 1979. Matrix and mineral changes in developing enamel. *Journal of Dental Research*, 58(2): 871-882.
- Rogers, K.D. & Zioupos, P. 1999. The bone tissue of the rostrum of a *Mesoplodon densirostris* whale: A mammalian biomineral demonstrating extreme texture. *Journal of Materials Science Letters*, 18: 651-654.

- Rose, K.D. 2006. *The beginning of the age of mammals*. Baltimore, United States: Johns Hopkins University Press, 448p.
- Roszbach, M., Jayasekera, R., Kniewald, G. & Thang, N.H. 1999. Large scale air monitoring: lichen vs. air particulate matter analysis. *Science of the Total Environment*, 232(1-2): 59-66.
- Rothschild, B.M. & Martin, L.D. 2006. Bone reaction. In: Rothschild, B.M. & Martin, L.D. (Eds.). *Skeletal impact of disease*: Bulletin 33. New Mexico, New Mexico Museum of Natural History and Science, p. 07-14.
- Royal Society of Chemistry 2021a. Disponível em: <<https://www.rsc.org/periodic-table/element/6/carbon>>. Acesso em: 24/03/2024.
- Royal Society of Chemistry 2021b. Disponível em: <<https://www.rsc.org/periodic-table/element/8/oxygen>>. Acesso em: 24/03/2024.
- Russo, R.E., Mao, X.L., Liu, H.C., Yoo, J.H. & Mao, S.S. 1999. Time-resolved plasma diagnostics and mass removal during single-pulse laser ablation. *Applied Physics A*, 69: S887-S894.
- Rozanski, K., Sonntag, C. & Münnich, K.O. 1982. Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus*, 34(2): 142-150.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. & Gonfiantini, R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*, 78: 1-36.
- Sahni, A. 1987. Evolutionary aspects of reptilian and mammalian enamel structure. *Scanning Microscopy*, 1(4): 1903-1912.
- Sakai, E. & Sugita, J. 1995. Composite mechanism of polymer modified cement. *Cement and Concrete Research*, 25(1): 127-135.
- Salati, E., Dall'Olio, A., Matsui, E. & Gat, J.R. 1979. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. *Water Resources Research*, 15(5): 1250-1258.
- Sander, P.M. 1997. Teeth and jaws. In Currie, P.J. & Padian, K. (Eds.). *Encyclopedia of Dinosaurs*. Academic Press, p. 717-725.
- Sander, P.M. 1999. The microstructure of reptilian tooth enamel: terminology, function, and phylogeny. *Münchener Geowiss. Abh.*, 38: 1-102.
- Sander, P.M. 2000. Prismless enamel in amniotes: terminology, function, and evolution. In: Teaford, M.F., Smith, M.M. & Ferguson, M.W.J. (Eds.).



- Development, function and evolution of teeth*. USA, Cambridge University Press, p. 92-106.
- Sansom, I.J., Smith, M.P., Armstrong, H.A. & Smith, M.M. 1992. Presence of the earliest vertebrate hard tissue in conodonts. *Science*, 256(5061): 1308-1311.
- Sato, K. & Kawashita, K. 2002. Espectrometria de massas em Geologia Isotópica. *Geologia USP, Série Científica*, 2: 57-77.
- Sawyer, L., Grubb, D.T. & Meyers, G.F. 2008. Fundamentals of microscopy. In: Sawyer, L., Grubb, D.T. & Meyers, G.F. (Eds.). *Polymer microscopy*. 3ª Ed., New York, Springer, p. 27-66.
- Scaggion, C., Dal Sasso, G., Nodari, L., Pagani, L., Carrara, N., Zotti, A., Banzato, T., Usai, D., Pasqualetto, L., Gadioli, G., & Artioli, G. 2024. An FTIR-based model for the diagenetic alteration of archaeological bones. *Journal of Archaeological Science*, 161, 105900.
- Schaltegger, U., Schmitt, A.K. & Horstwood, M.S.A. 2015. U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, 402: 89-110.
- Scherer, C.M.S., Faccini, U.F., Barberena, M.C., Schultz, C.L. & Lavina, E.L. 1995. Bioestratigrafia da Formação Santa Maria: utilização das cenozonas como horizontes de correlação. *Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia UBEA/PUCRS, Série Ciências da Terra*, 1: 43-50.
- Schmitt, M.R., Martinelli, A.G., Melo, T.P. & Soares, M.B. 2019. On the occurrence of the traversodontid *Massetognathus ochagaviae* (Synapsida, Cynodontia) in the early late Triassic *Santacruzodon* Assemblage Zone (Santa Maria Supersequence, southern Brazil): Taxonomic and biostratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 93: 36-50.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F. & Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Anais do XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, pp. 41-65.
- Schultz, C.L., Scherer, C.S.M. & Barberena, M.C. 2000. Biostratigraphy of southern Brazilian Middle-Upper Triassic. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 495-498.

- Schultz, C.L., Martinelli, A.G., Soares, M.B., Pinheiro, F.L., Kerber, L., Horn, B.L.D., Pretto, F.A., Müller, R.T. & Melo, T.P. 2020. Triassic faunal successions of the Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 104: 102846.
- Schuttlefield, J.D., Cox, D. & Grassian, V.H. 2007. An investigation of water uptake on clays minerals using ATR-FTIR spectroscopy coupled with quartz crystal microbalance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D21): 136–147.
- Sepkoski, J.J. 1982. Mass extinctions in the Phanerozoic oceans: a review. Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the earth, 190: 283-289.
- Shibuya, E.K., Sarkis, J.E.S., Neto, O.N. & Ometto, J.P.H.B. 2007. Multivariate classification based on chemical and stable isotopic profiles in sourcing the origin of marijuana samples seized in Brazil. *Journal of the Brazilian Chemical Society*, 18(1): 205-214.
- Siegenthaler, U. & Oeschger, H. 1980. Correlation of  $^{18}\text{O}$  in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 285(5763): 314–317.
- Siegloch, A.M., Guerra-Sommer, M., Schultz, C.L. & Barboza, E.G. 2021. Paleoclimatic inferences based on wood growth interruptions in Late Triassic flood deposits from the southernmost Brazilian Gondwana. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 24(1): 03-20.
- Silva Santos, O. 1998. Técnicas de Preparação de Fósseis. Departamento Nacional de Produção Mineral, Série Geologia nº 26, Seção de Paleontologia e Estratigrafia, nº 1, pp. 101–127.
- Simms, M.J. & Ruffell, A.H. 1989. Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic. *Geology*, 17(3): 265-268.
- Simms, M.J. & Ruffell, A.H. 1990. Climatic and biotic change in the late Triassic. *Journal of the Geological Society of London*, 147(2):321-327.
- Simões, M.G., Rodrigues, S.C., Bertoni-Machado, C. & Holz, M. 2010. Tafonomia: Processos e ambientes de fossilização. In: Carvalho, I.S. (Ed.). *Paleontologia – Conceitos e Métodos*. 3ª ed., Rio de Janeiro, Ed. Interciência, v. 1, p. 19–51.
- Skinner, H.C.W. 2005. Biominerals. *Mineralogical Magazine*, 69(5): 621-641.

- Smith, M.M. 1989. Distribution and variation in enamel structure in the oral teeth of sarcopterygians: its significance for the evolution of a protoprismatic enamel. *Historical Biology*, 3(1-2): 97-126.
- Smith, M.M. 1992. Microstructure and evolution of enamel amongst osteichthyan fishes and early tetrapods. In: Smith, P. & Tchernov, E. (Eds.). *Structure, function, and evolution of teeth*. Israel, Freund Publishing House, p. 73-101.
- Smith, R.M.H., Rubidge, B.S., Day, M.O. & Botha, J. 2020. Introduction to the tetrapod biozonation of the Karoo Supergroup. *South African Journal of Geology*, 123(2): 131-140.
- Soares, M.B., Schultz, C.L. & Horn, B.L.D. 2011. New information on *Riograndia guaibensis* Bonaparte, Ferigolo & Ribeiro, 2001 (Eucynodontia, Tritheledontidae) from the Late Triassic of southern Brazil: anatomical and biostratigraphic implications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(1): 329-354.
- Stanley, S.M. 2008. Effects of global seawater chemistry on biomineralization: past, present, and future. *Chemical Reviews*, 108: 4483–4498.
- Stanley, S.M. & Hardie, L.A. 1998. Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reefbuilding and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144: 3–19.
- Straight, W.H., Barrick, R.E. & Eberth, D.A. 2004. Reflections of surface water, seasonality and climate in stable oxygen isotopes from tyrannosaurid tooth enamel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206(3/4), 239-256.
- Strapasson, A., Pinheiro, F.L. & Soares, M.B. 2015. On a new Stereospondylomorpha temnospondyl from the Middle/Late Permian of southern Brazil. *Acta Palaeontologica Polonica*, 60: 843-855.
- Strömberg, C.A.E. 2006. Evolution of hypsodonty in equids: testing a hypothesis of adaptation. *Paleobiology*, 32(2): 236-258.
- Suarez, C.A. & Kohn, M.J. 2020. Caught in the act: A case study on microscopic scale physicochemical effects of fossilization on stable isotopic composition of bone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 268: 277-295.

- Suarez, C.A., Suarez, M.B., Terry Jr., D.O. & Grandstaff, D.E. 2007. Rare earth element geochemistry and taphonomy of the Early Cretaceous Crystal Geyser Dinosaur Quarry, east-central Utah. *Palaios*, 22(5): 500-512.
- Suga, S. 1982. Progressive mineralization pattern of developing enamel during the maturation stage. *Journal of Dental Research*, 61: 1532–1542.
- Sydney-Zax, M., Mayer, I. & Deutsch, D. 1991. Carbonate content in developing human and bovine enamel. *Journal of Dental Research*, 70: 913–916.
- Tan, S.H. & Horlick, G. 1986. Background spectral features in inductively coupled plasma/mass spectrometry. *Applied Spectroscopy*, 40(4): 445-460.
- Teaford, M.F. 1988. Scanning electron microscope diagnosis of wear patterns versus artifacts on fossil teeth. *Scanning Microscopy*, 2: 1167-1175.
- Teaford, M.F. 2006. What do we know and not know about diet and enamel structure?. In: Ungar, P.S. (Ed.). *Evolution of the Human Diet: The Known, the Unknown, and the Unknowable*. New York, Oxford University Press, p. 56-76.
- Thomas, K.J.S. & Carlson, S.J. 2004. Microscale  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  isotopic analysis of an ontogenetic series of the hadrosaurid dinosaur *Edmontosaurus*: implications for physiology and ecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206(3/4): 257-287.
- Thomas, R. 2004a. Alternate Sampling Accessories. In: Thomas, R. (Ed.). *Practical Guide to ICP-MS*. USA, Marcel Dekker, Inc., p. 179-206.
- Thomas, R. 2004b. An Overview of ICP-Mass Spectrometry. In: Thomas, R. (Ed.). *Practical Guide to ICP-MS*. USA, Marcel Dekker, Inc., p. 1-6.
- Thomas, R. 2004c. ICP-MS Applications. In: Thomas, R. (Ed.). *Practical Guide to ICP-MS*. USA, Marcel Dekker, Inc., p. 207-244.
- Thomaz Filho, A., Mizusaki, A.M.P., Kawashita, K. & Torquato, J.R.F. 1997. Datação de Rochas Sedimentares pelos Métodos Radiométricos Rubídio-Estrôncio (Rb/Sr) e Potássio-Argônio (K/Ar). *Revista de Geologia (Fortaleza)*, 8: 187-223.
- Thomson, J.J. 1913. Bakerian Lecture: rays of positive electricity. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 89(607): 1-20.
- Tissot, F.L.H., Ibanez-Mejia, M., Boehnke, P., Dauphas, N., McGee, D., Grove, T.L. & Harrison, T.M. 2019.  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  measurement in single-zircon crystals:

- implications for the Hadean environment, magmatic differentiation and geochronology. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 34(10): 2035-2052.
- Titus, A.L., Knoll, K., Sertich, J.J.W., Yamamura, D., Suarez, C.A., Glasspool, I.J., Ginouves, J.E., Lukacic, A.K. & Roberts, E.M. 2021. Geology and taphonomy of a unique tyrannosaurid bonebed from the upper Campanian Kaiparowits Formation of southern Utah: implications for tyrannosaurid gregariousness. *PeerJ*, 9: e11013.
- Toledo, M.C.M & Pereira, V.P. 2001. A variabilidade de composição da apatita associada a carbonatitos. *Revista do Instituto Geológico*, 22(112): 27-64.
- Toots, H. & Voorhies, M.R. 1965. Strontium in fossil bones and the reconstruction of food chains. *Science*, 149(3686): 854-855.
- Trayler, R.B. & Kohn, M.J. 2017. Tooth enamel maturation reequilibrates oxygen isotope compositions and supports simple sampling methods. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 198: 32-47.
- Trueman C.N. & Benton M.J. 1997. A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings. *Geology*, 25: 263-266.
- Trueman, C.N. & Martill, D.M. 2002. The long-term survival of bone: the role of bioerosion. *Archaeometry*, 44(3): 371-382.
- Trueman, C.N. & Tuross, N. 2002. Trace elements in recent and fossil bone apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1): 489-521.
- Trueman, C.N., Mackenzie, K.M. & Palmer, M.R. 2012. Identifying migrations in marine fishes through stable-isotope analysis. *Journal of Fish Biology*, 81(2): 826-847.
- Tverdokhlebov, V.P., Tverdokhlebova, G.I., Minikh, A.V., Surkov, M.V. & Benton, M.J. 2005. Upper Permian vertebrates and their sedimentological context in the South Urals, Russia. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2): 27-77.
- Ungar, P.S. 1996. Dental microwear of European Miocene catarrhines: evidence for diets and tooth use. *Journal of Human Evolution*, 31(4): 335-366.
- Ungar, P.S. 2010. *Mammal teeth: Origin, evolution, and diversity*. Johns Hopkins University Press, Baltimore, 320p..

- van Klinken, G.J., van der Plicht, H. & Hedges, R.E.M. 1994. Bond  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios reflect (palaeo-) climatic variations. *Geophysical Research Letters*, 21(6): 445-448.
- van der Merwe, N.J., Lee-Thorp, J.A., Thackeray, J.F., Hall-Martin, A., Kruger, F.J., Coetzee, H., Bell, R.H.V. & Lindeque, M. 1990. Source-area determination of elephant ivory by isotopic analysis. *Nature*, 346(6286): 744-746.
- Vega-Dias, C. 2000. *Materiais pós-cranianos de Jachaleria candelariensis Araújo & Gonzaga, 1980 (Therapsida, Dicynodontia), Triássico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil*, 151p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vega-Dias, C, Maisch, M.W. & Schultz, C.L. 2004. A new phylogenetic analysis of Triassic dicynodonts (Therapsida) and the systematic position of *Jachaleria candelariensis* from the Upper Triassic of Brazil. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie Abhandlungen*, 231(2): 145-166.
- Viana, M.S.S., Silva, J.L.L., Oliveira, P.V. & Julião, M.S.S. 2011. Hábitos alimentares em herbívoros da megafauna pleistocênica no nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, 21(2): 89-95.
- Xavier, P.L.A., Silva, A.F., Soares, M.B., Horn, B.L.D. & Schultz, C.L. 2018. Sequence stratigraphy control on fossil occurrence and concentration in the epeiric mixed carbonate-siliciclastic ramp of the Early Permian Irati Formation of southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 157-178.
- Weiner, S. & Bar-Yosef, O. 1990. States of Preservation of Bones from Prehistoric Sites in the Near East: A Survey. *Journal of Archaeological Science*, 17: 187-196.
- Werth, A.J. 2006. Mandibular and dental variation and the evolution of suction feeding in Odontoceti. *Journal of Mammalogy*, 87(3): 579–588.
- Whalen, L., Gazel, E., Vidito, C., Puffer, J., Bizimis, M., Henika, W. & Caddick, M.J. 2015. Supercontinental inheritance and its influence on supercontinent breakup: the Central Atlantic Magmatic Province and the breakup of Gondwana. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(10): 3532–3554.



- White, I.C. 1908. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil. DNPM, Rio de Janeiro, 300p.
- Whiteside, J.H., Olsen, P.E., Kent, D.V., Fowell, S.J. & Et-Touhami, M. 2007. Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic mass-extinction event?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1-4): 345-367.
- Whitney, M.R., LeBlanc, A.R.H., Reynolds, A.R. & Brink, K.S. 2020. Convergent dental adaptations in the serrations of hypercarnivorous synapsids and dinosaurs. *Biology Letters*, 16(12): 20200750.
- Wignall, P.B. 2017. *The Worst of Times: How Life on Earth Survived Eighty Million Years of Extinctions*. Princeton: Princeton University Press, 224 p.
- Wignall, P.B. & Atkinson, J.W. 2020. A two-phased end-Triassic mass extinction. *Earth-Science Reviews*, 208: 103282.
- Wilson, M.V.H. 1988. Reconstruction of ancient lake environments using both autochthonous and allochthonous fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62(1/4): 609-623.
- Woodward, A.S. 1907. On some dinosaur bones from the State of Rio Grande do Sul. *Revista do Museu Paulista*, 7: 137-150.
- Yuan, C.G., Shi, J.B., He, B., Liu, J.F., Liang, L.N. & Jiang, G.B. 2004. Speciation of heavy metals in marine sediments from the East China Sea by ICP-MS with sequential extraction. *Environment International*, 30(6): 769-783.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R. & Marques, A., 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M.W.; Kolata, D.R., Oltz, D.F. & Eidel, J.J. (Eds.). *Interior cratonic basins*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir 51, p. 681-708.
- Zapata, F., López-Fernández, A., Ortega-Ojeda, F., Quintanilla, G., García-Ruiz, C. & Montalvo, G. 2021. Introducing ATR-FTIR spectroscopy through analysis of acetaminophen drugs: Practical lessons for interdisciplinary and progressive learning for undergraduate students. *Journal of Chemical Education*, 98(8): 2675-2686.

- Zazzo, A., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P. & Mariotti, A. 2004. Diagenesis and the reconstruction of paleoenvironments: a method to restore original  $\delta^{18}\text{O}$  values of carbonate and phosphate from fossil tooth enamel. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 2245–2258.
- Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J., Faccini, U.F. & Chemale, F.Jr. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil: a contribution to southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161(1-2): 85-105.
- Zerfass, H., Chemale Jr., F. & Lavina, E. 2005. Tectonic Control of the Triassic Santa Maria the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, 8(2): 163-176.
- Zhang, H., Hua, D., Huang, C., Samal, S.K., Xiong, R., Sauvage, F., Braeckmans, K., Remaut, K. & De Smedt, S.C. 2020. Materials and technologies to combat counterfeiting of pharmaceuticals: current and future problem tackling. *Advanced Materials*, 32(11): 1905486.
- Ziegler, A.M., Scotese, C.R. & Barrett, S.F. 1983. *Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps, Tidal Friction and the Earth's Rotation*, 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin, pp. 240–252.
- Ziegler, J., Harazim, S., Hofmann, M., Gärtner, A., Gerdes, A., Marko, L. & Linnemann, U. 2020. Mesozoic deposits of SW Gondwana (Namibia): unravelling Gondwanan sedimentary dispersion drivers by detrital zircon. *International Journal of Earth Sciences*, 109: 1683-1704.



## PARTE II

### 12. CORPO PRINCIPAL DA TESE

Nesta seção serão apresentados os artigos científicos submetidos em periódicos científicos, como resultado das pesquisas realizadas na presente Tese. Os textos dos artigos foram adicionados de modo integral e de acordo com a formatação de cada revista. Sendo assim, a numeração das figuras e tabelas está restrita a cada artigo, e não seguem a ordem da Parte I deste documento.

**Artigo 1:** CORECCO, L.; KOHN, M.J.; PEREIRA, V.P.; REYNARD, L.M.; SCHULTZ, C.L. Paleoenvironmental and Paleocological reconstruction of Santa Maria Supersequence units (Middle to Late Triassic, Brazil) based on preliminary stable isotopes data: Influence of the Carnian Pluvial Event. Submetido ao periódico *Chemical Geology* (**Impact Factor** = 3.9, **CiteScore** = 7.6, equivalente à Qualis-CAPES A1).



Leonardo Corecco <leocorecco@gmail.com>

#### CHEMGE16989 - Confirming your submission to Chemical Geology

1 mensagem

Chemical Geology <em@editorialmanager.com>  
Responder a: Chemical Geology <support@elsevier.com>  
Para: Leonardo Corecco <leocorecco@gmail.com>

18 de março de 2024 às 23:28

Dear Mr. Corecco,

Your submission entitled "Paleoenvironmental and Paleocological reconstruction of Santa Maria Supersequence units (Middle to Late Triassic, Brazil) based on preliminary stable isotopes data: Influence of the Carnian Pluvial Event" has been received by Chemical Geology. It has been assigned the following manuscript number: CHEMGE16989.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://www.editorialmanager.com/chemge/> as Author.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Editorial Office  
Chemical Geology

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.

#AU\_CHEMGE#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

1 **Paleoenvironmental and Paleoecological reconstruction of**  
2 **Santa Maria Supersequence units (Middle to Late Triassic,**  
3 **Brazil) based on preliminary stable isotopes data: Influence of**  
4 **the Carnian Pluvial Event**

5

6 Leonardo Corecco<sup>a,b\*</sup>, Matthew J. Kohn<sup>b</sup>, Vitor P. Pereira<sup>c</sup>, Linda M. Reynard<sup>b</sup>, and  
7 Cesar L. Schultz<sup>a,d</sup>

8 <sup>a</sup> Programa de Pós-graduação de Geociências, Instituto de Geociências, Universidade  
9 Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

10 <sup>b</sup>Department of Geosciences, Boise State University, Boise, Idaho, USA 83725

11 <sup>c</sup>Departamento de Mineralogia e Petrologia (DEMIP), Instituto de Geociências,  
12 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

13 <sup>d</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade  
14 Federal do Rio Grande do Sul – Porto Alegre (RS), Brazil.

15 Corresponding author: Leonardo Corecco

16 E-mail: leocorecco@gmail.com

17 *Address: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,*  
18 *Avenida Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre (RS), Brazil. CEP: 91.501-970*

19

20 **ABSTRACT**

21 Bones and teeth incorporate chemical elements from an animal's food and water sources  
22 that can provide paleoecological and paleoenvironmental information. Some of this  
23 information can be recovered by using stable isotopes (e.g., C, O). In this study, thirty-  
24 six samples of fossil bones and teeth were collected from two Triassic allostratigraphic  
25 units of the Rio Grande do Sul State, Brazil, and analyzed for stable isotope  
26 composition ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ). Specific strata include Pinheiros-Chiniquá Sequence (Late  
27 Ladinian/Early Carnian) which includes the *Dinodontosaurus* Assemblage Zone (of  
28 which 15 specimens were analyzed) and the Basal portion of the Candelária Sequence  
29 (Late Carnian) in which the *Hyperodapedon* Assemblage Zone occurs (with 21  
30 specimens analyzed). The latter assemblage zone was deposited during the Carnian  
31 Pluvial Event, generally characterized by warmer and wetter conditions. Specimens of  
32 tooth enamel from the *Dinodontosaurus* Assemblage Zone have  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging  
33 from -7.0 to -10.8 ‰ (VPDB) and  $\delta^{18}\text{O}$  values from 16.3 to 23.5 ‰ (VSMOW). In  
34 contrast, specimens from the *Hyperodapedon* Assemblage Zone have overlapping but  
35 generally higher  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging from -4.8 to -9.0 ‰ and overlapping but higher  
36  $\delta^{18}\text{O}$  values from 19.7 to 27.4 ‰. Evidently, the Carnian Pluvial Event coincided with  
37 higher  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values, which could represent warmer (higher  $\delta^{18}\text{O}$ ) conditions in  
38 this region. Although higher  $\delta^{13}\text{C}$  values can indicate greater aridity, atmospheric  $\delta^{13}\text{C}$   
39 compositions were dramatically (at least 2 ‰) higher during the Carnian than the earlier  
40 Middle Triassic epoch. Within uncertainties, the 2 ‰ increases to fossil  $\delta^{13}\text{C}$  values  
41 could be consistent with either constant or increased precipitation. Climate change  
42 during the Late Triassic could have helped drive profound faunal turnover during this  
43 event, including dinosaur evolution and diversification.

44 **KEYWORDS:** Enamel, hydroxylapatite, moisture, Triassic, Paraná Basin

45

46 **1. INTRODUCTION**

47 Numerous diverse lines of evidence may be marshalled to interpret past  
48 paleoenvironment and paleoecology, for example using stratigraphic, sedimentological,  
49 geochemical, taphonomic, taxonomic and/or tectonic data (Toots, 1965; Behrensmeier,  
50 1978; Wilson, 1988; Zerfass et al., 2003; Kohn and Fremd, 2007; Suarez et al., 2007;  
51 Horn et al., 2018a, 2018b; De Queiroz et al., 2020; Delcourt et al., 2024). Inferences of  
52 environmental conditions using such data assume principles of uniformitarianism, and  
53 reliability tends to decrease with increasing the geological age (Wilson, 1988).

54 During their lives, organisms incorporate chemical elements from their food  
55 and water sources into their bones and teeth. Insofar as geochemistry correlates with  
56 environment, the geochemistry of an organism's bones and teeth can encode its  
57 environment and paleoecology (Toledo and Pereira, 2001; Hedges, 2002; Skinner,  
58 2005; Pasteris et al., 2008), paleodiet, paleotemperature, atmospheric composition, and  
59 other ecological and environmental conditions (DeNiro and Epstein, 1978; Barrick et  
60 al., 1999; Hedges et al., 2006; Trayler et al., 2020). For bones, however, degradation of  
61 collagen, high intrinsic porosity, and fine crystallite size facilitate chemical alteration of  
62 the biomineral apatite during fossilization and diagenesis (Kohn et al., 1999; Hedges,  
63 2002; Trueman and Tuross, 2002; Corecco et al., 2021). Therefore, any results obtained  
64 from bone chemistry must be interpreted with caution. In contrast, tooth enamel is the  
65 most mineralized tissue in vertebrates (Skinner, 2005; Qu et al., 2015), and its larger  
66 crystallite sizes and low porosity protect against *post-mortem* alterations (Kohn et al.,  
67 1999; Pasteris et al., 2008). These factors help explain the prevalence of teeth and tooth  
68 enamel as fossils (Macfadden et al., 1999; Zazzo et al., 2004; Teaford, 2006; Heuser et  
69 al., 2011; Trayler and Kohn, 2017), and provide a useful material for  
70 paleoenvironmental and paleoecological studies.

71 Carbon isotope compositions of tooth enamel parallel the composition of an  
72 organism's diet, which in turn permits tracing ecological relationships of an  
73 environment (e.g., carnivore-herbivore; herbivore-plant interactions; e.g., Koch, 1998;  
74 Kohn and Cerling, 2002; Hedges et al., 2006; Clementz, 2012). Carbon isotope  
75 compositions can also help to interpret paleoclimate, especially paleoprecipitation, as  
76  $\delta^{13}\text{C}$  values for most plants tend to decrease with increasing precipitation (e.g.,  
77 Diefendorf et al., 2010; Kohn, 2010). Last, volcanic activity and burial of organic matter  
78 can trigger climatic changes, in local and global scales that can lead to secular changes  
79 to atmospheric  $\delta^{13}\text{C}$  values which are then reflected in plant  $\delta^{13}\text{C}$  values (e.g., Dickens  
80 et al., 1995; Ernst and Youbi, 2017; Haynes and Hönisch, 2020; Dal Corso et al., 2022).  
81 Oxygen isotopes correlate most strongly with local water compositions, which can be  
82 used to interpret paleoclimate as well as differentiate habitats (e.g., terrestrial vs.  
83 aquatic) and thermoregulation (endotherms vs. ectotherms; e.g., Clementz and Koch,  
84 2001; Clementz et al., 2006; Amiot et al., 2010; Rey et al., 2017).

85 Most studies involving carbon and oxygen isotopes in tooth enamel have  
86 focused on mammals and, sometimes, on fish or crocodylians, and tried to solve  
87 questions about paleoenvironments, paleoecological interactions and species' behavior  
88 (e.g.; Kohn et al., 1996, 2004; Koch et al., 1998; Macfadden et al., 1999; Amiot et al.,  
89 2007; Dantas et al., 2017, 2020, 2021). Studies dealing with Mesozoic vertebrates are  
90 relatively rare (e.g., Zazzo et al., 2004; Botha et al., 2005; Rey et al., 2017; Hassler et  
91 al., 2018; Leuzinger et al., 2021). To our knowledge, preliminary data presented in  
92 abstract form in Colombi et al. (2010) for Argentinean *Exaeretodon* taxa and from an  
93 unpublished PhD thesis (Leuzinger, 2020) represent the only stable isotopic analysis of  
94 Triassic vertebrates of South America.

95           The fossils of the Paraná Basin strata are famous worldwide for their diversity  
96 and abundance, and include fishes (Richter and Langer, 1998; Chahud et al., 2010),  
97 temnospondyl amphibians (Dias and Schultz, 2003; Strapasson et al., 2015; Dias et al.,  
98 2020), hybodontiform sharks (Pauliv et al., 2017), rhynchosaurs, “rauisuchians”,  
99 dicynodonts, cynodonts and some of the oldest dinosaurs (e.g., *Bagualosaurus*  
100 *agudoensis*) (Schultz et al., 2000; Abdala et al., 2001; Langer et al., 2007; Oliveira et  
101 al., 2010; Mastrantonio et al., 2013; Lacerda et al., 2016; Pretto et al., 2019; Müller et  
102 al., 2020; Schultz et al., 2020). Extensive study of these strata provides a firm  
103 foundation for new paleontological research, for example, elucidating evolution of  
104 pterosauroforms (e.g., Kellner et al., 2022; Müller et al., 2023) and the rise of  
105 mammals (e.g., Cabreira et al., 2022).

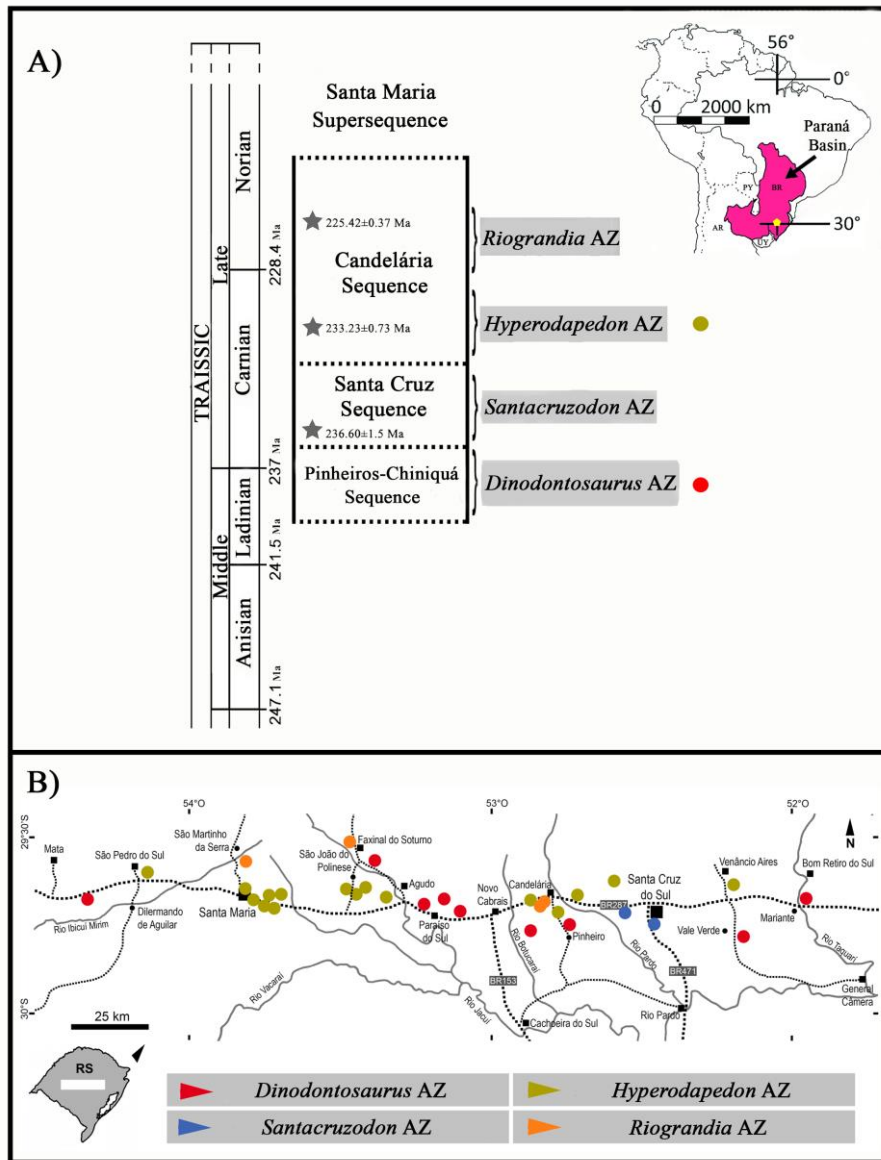
106           In this study, we present new C and O isotope data from diverse Triassic fossils  
107 of the Paraná Basin, Brazil (Pinheiros-Chiniquá and Candelária Sequences, respectively  
108 from *Dinodontosaurus* and *Hyperodapedon* Assemblage Zones), because these provide  
109 the largest number of fossils and their biostratigraphy is most easily correlated to other  
110 sedimentary units around the world (e.g., Chañares and Ischigualasto formations –  
111 Argentina; Manda Beds – Tanzania). These units (and respective faunas) are  
112 additionally important because they represent the precursor (*Dinodontosaurus* AZ) and  
113 probably contemporaneous (*Hyperodapedon* AZ) strata to the Carnian Pluvial Event  
114 (CPE). Although chronologically the Santa Cruz Sequence (*Santacruzodon* AZ) appears  
115 more consistent with the CPE than the Pinheiros-Chiniquá Sequence, chronologic  
116 uncertainties are large, and outcrops, faunas and biostratigraphic correlations are less  
117 consistent with other strata elsewhere from the CPE. We integrate these data with prior  
118 sedimentological and paleontological observations to interpret paleoenvironment and  
119 paleoecology. We then place our interpretations in the context of other Middle to Late

120 Triassic stratigraphic sequences of South America and global climate and isotopic  
121 trends and discuss results in the context of dinosaur evolution.

## 122 **2. STRATIGRAPHIC SETTING**

123 Milani et al. (2007) subdivided the Paraná Basin into six supersequences; the  
124 Middle to Late Triassic strata covered in this study belong to Gondwana Sequence II  
125 (GSII). This sequence is geographically restricted to the central region of the Rio  
126 Grande do Sul State within the Santa Maria Supersequence – SMS (*sensu* Horn et al.,  
127 2014). This supersequence, in turn, is stratigraphically ordered mostly based on tetrapod  
128 biozones, also called Assemblage Zones (AZs). These AZs are named, from base to top:  
129 *Dinodontosaurus*, *Santacruzodon*, *Hyperodapedon* and *Riograndia* AZs. These units  
130 allow biostratigraphic correlations with similar faunas found in Argentina (Chañares  
131 and Ischigualasto Formations) and Africa (Omingonde Formations, central portion of  
132 Namibia; Manda Beds, Tanzania; Pebbly Arkose Formation, Zimbabwe) (Barberena,  
133 1977; Barberena et al., 1985; Langer, 2005; Langer et al., 2007; Abdala et al., 2013;  
134 Martínez et al., 2013; Ezcurra et al., 2017; Martinelli et al., 2017; Langer et al., 2018;  
135 Desojo et al., 2020; Griffin et al., 2022).

136 Detrital zircon U-Pb dating (Langer et al., 2018; Philipp et al., 2018) provides  
137 ages for each AZ:  $236.10 \pm 1.5$  Ma (*Santacruzodon* AZ),  $233.23 \pm 0.73$  Ma  
138 (*Hyperodapedon* AZ) and  $225.42 \pm 0.37$  Ma (*Riograndia* AZ). Figure 1 illustrates the  
139 basic stratigraphy of these units, their ages, and the location of their main outcrops.



140

141 **Fig. 1.** A) Stratigraphic position of the SMS Assemblage Zones. Inset shows geographic  
 142 distribution of the Paraná Basin (pink areas; yellow pentagon represents the sampled  
 143 region). Sampled units were the *Dinodontosaurus* AZ (red circle) and *Hyperodapedon*  
 144 AZ (green circle). B) Location of the main SMS's Assemblage Zone outcrops. (2-  
 145 column)

146

147 **3. MATERIALS AND METHODS**



148 **3.1. Institutional abbreviations**

149 **UFRGS-PV-T** – Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Coleção de  
150 Paleovertebrados - Triássico), Porto Alegre, Brasil; **MCP-PV** – Pontifícia Universidade  
151 Católica do Rio Grande do Sul (Coleção de Paleovertebrados), Porto Alegre, Brasil;  
152 **MCN-PV** – Museu de Ciências Naturais da Fundação Zoobotânica do Rio Grande do  
153 Sul (Coleção de Paleovertebrados), Porto Alegre, Brasil; **CAPPA/UFSM** – Centro de  
154 Apoio à Pesquisa Paleontológica da Quarta Colônia, Universidade Federal de Santa  
155 Maria, Laboratório de Estratigrafia e Paleobiologia, Santa Maria, Brasil; **CPEZ** –  
156 Coleção Paleontológica do Museu Paleontológico e Arqueológico Walter Ilha, São  
157 Pedro do Sul, Brasil; **MCTer** - Museu de Ciências da Terra, Serviço Geológico do  
158 Brasil - SGB, Rio de Janeiro-RJ; **MMACR** - Museu Municipal Aristides Carlos  
159 Rodrigues, Candelária-RS.

160 **3.2. Selected sampling**

161 A total of forty-one specimens of fossil bones and teeth were sampled from  
162 two Triassic units (*Dinodontosaurus* AZ – 18 and *Hyperodapedon* AZ – 23) of the Rio  
163 Grande do Sul State focusing on enamel. When insufficient enamel was available,  
164 dentine or bone was analyzed. Whenever possible, more than one specimen from the  
165 same species was analyzed to check data consistency. These analyses were conducted in  
166 the Stable Isotope Laboratory, Boise State University, Boise, Idaho, USA. Table 1 lists  
167 specific description and provenience for each fossil.

168

Sample	Fossil	Material	Location	Catalog N <sup>o</sup>
<b><i>Hyperodapedon</i> Assemblage Zone<sup>1</sup></b>				
<b>H1</b>	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	Sítio Piveta/Buriol, São João do Polêsine-RS	PV-1261-T
<b>H2</b>	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	Sítio Janner, Agudo-RS	PV-1095-T

H3	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	Sítio Janner, Agudo-RS	PV-1220-T
H4	<i>Hyperodapedon</i> sp. <sup>4</sup>	Jaw	Faixa Nova (Base), Santa Maria-RS	PV-0294-T
H5	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	Vale do Sol, Vale do Sol-RS	PV-1368-T
H6	<i>Gnathovorax cabrerai</i> <sup>4</sup>	Enamel	Sítio Marchezan, São João do Polêsine-RS	CAPPA/UFSM 0009
H7	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	Sítio Janner, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0359
H8	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i> <sup>3</sup>	Enamel	Sítio Niemeyer, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0360
H9	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i> <sup>3</sup>	Enamel	Sítio Niemeyer, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0361
H10	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	Sítio Janner, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0362
H11	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i> <sup>3</sup>	Enamel	Sítio Niemeyer, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0363
H12	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i> <sup>3</sup>	Enamel	Sítio Niemeyer, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0364
H13	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0365
H14	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0366
H15	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0367
H16	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0368
H17	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0369
H18	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	Sítio Piveta, São João do Polêsine/Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0370
H19	<i>Hyperodapedon</i> sp. <sup>4</sup>	Jaw + Tooth frag.	Vila Kennedy, Santa Maria-RS	PV-0072-T
H20	<i>Hyperodapedon</i> sp. <sup>4</sup>	Jaw + Tooth frag.	Without Origin	PV-1550-T
H21	<i>Teyumbaita sulcognathus</i> <sup>4</sup>	Jaw + Tooth frag.	Faixa Nova (Topo), Santa Maria-RS	PV-0404-T
H22	<i>Trucidocynodon riograndensis</i> <sup>4</sup>	Rib	Sítio Janner, Agudo-RS	PV-1051-T
H23	<i>Hyperodapedon fischeri</i> <sup>4</sup>	Jaw + Tooth frag.	Alemoa, Santa Maria-RS	MCT.R.187

### ***Dinodontosaurus* Assemblage Zone<sup>2</sup>**

D1	<i>Prestosuchus chiniquensis</i> <sup>4</sup>	Enamel	Posto, Dona Francisca-RS	PV-0629-T
D2	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Sanga Scufer Hivtz	PV-0279-T
D3	<i>Prestosuchus chiniquensis</i> <sup>4</sup>	Enamel	Candelária-RS	MCP-PV-17
D4	<i>Decuriasuchus quartacolonia</i> <sup>4</sup>	Enamel	Posto, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 105-D
D5	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Bortolin, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 306
D6	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Bortolin, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 247
D7	<i>Prestosuchus chiniquensis</i> <sup>4</sup>	Enamel	Sanga da Árvore, Chiniquá-RS	CPEZ-157b/229
D8	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Sanga Cesar, Chiniquá/São Pedro do Sul - RS	PV-0166-T
D10	Cynodont Indet. <sup>3</sup>	Enamel	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	S/N
D11	Cynodont Indet. <sup>3</sup>	Enamel	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	S/N
D12	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	MCT.R.298
D13	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Sanga do Janguta, Pinheiros, Candelária-RS	MCT.R.319
D14	<i>Prestosuchus chiniquensis</i> <sup>4</sup>	Enamel	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.R.1903
D15	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Sanga do Janguta, Candelária-RS	MCT.LE.2945
D16	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.LE.2948
D17	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.LE.2948
D18	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Without Origin	MCT.LE.2951
D19	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	Arroio Plumbs, Vale do Sol, Candelária-RS	MMACR-PV-057-T

169

170 <sup>1</sup> Carnian in age; Clayey siltite and Pelite.

171 <sup>2</sup> Ladinian in age; Clayey siltite and Pelite.

172 <sup>3</sup> Synapsida – Anomodontia (*D.* sp.); Cynognathia = Traversodontidae (*E. riograndensis* and *S.*

173 *niemeyerorum*); Ectiniiniidae (*T. riograndensis*).

174 <sup>4</sup>Diapsida – “rauisuchian” (*P. chiniquensis*); Dinosauria herrerasaurid (*G. cabrerai*); Rhynchosauria (*H.*  
175 *sp.*, *T. sulcognathus*, *H. fischeri*).  
176

177 **Table 1. Description and provenience of the selected samples for stable isotope**  
178 **analyses.**

179

### 180 **Sample extraction**

181 Most of the samples were obtained from isolated specimens, but in some cases,  
182 teeth were still included in jaws (maxillary or mandibular). Following Nobre and  
183 Carvalho (2010), samples were identified and photographed prior to sampling.

184 Following Koch et al. (1997) and Trayler and Kohn (2017), 5 to 20 mg of  
185 powder from each specimen were extracted using a steel tipped micro drill (Dremel  
186 4000 – 175 W; Feldmann, 1989; Silva Santos; 1998). Powders were further macerated  
187 in an agate mortar and pestle to  $\leq 0.0064$  mm. The drill tip, mortar, and pestle were  
188 cleaned between each sample using 70% alcohol to minimize any contamination  
189 between samples.

### 190 **3.3. Hydroxylapatite preparation**

191 Following Koch et al. (1997) and Trayler and Kohn (2017), each powdered was  
192 pretreated overnight with H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (30%) to oxidize any residual organics, then rinsed three  
193 times with deionized water. Powders were then pretreated overnight with a 1.0 M Ca-  
194 acetate – acetic acid buffer to remove labile carbonates, then rinsed three times with  
195 deionized water and air dried or dried in a vacuum oven at 40°C. For isotopic analysis,  
196 2 mg of pretreated powder per sample were weighed into glass exetainers, which were  
197 purged with He, then acidified with supersaturated phosphoric acid at 70 °C in an online

198 GasBench II. Isotopic compositions of evolved CO<sub>2</sub> were analyzed with an in-line  
199 ThermoFisher Delta V+ continuous flow isotope ratio mass spectrometer.

200 Isotopic values of C and O were standardized with concurrently run NBS18  
201 and NBS19 and are reported relative to VPDB (C) and VSMOW (O). All isotopic ratios  
202 (<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C and <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O) are reported in delta notation ( $\delta = [(R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}} - 1) * 1000]$ ),  
203 where R refers to the ratio of rare to common isotope in the sample and standard,  
204 respectively. Analyses of concurrently run NIST 120c yielded  $\delta^{13}\text{C} = -6.43 \pm 0.10 \text{ ‰}$   
205 ( $2\sigma$ ) and  $\delta^{18}\text{O} = 28.59 \pm 0.60 \text{ ‰}$  ( $2\sigma$ ).

#### 206 4. RESULTS

207 Among the 41 analyzed samples, 5 enamel and dentine powders produced  
208 insufficient gas for reliable compositions. Of the remaining 36 samples, 11 showed  
209 unusually high variability in  $\delta^{18}\text{O}$ , so only  $\delta^{13}\text{C}$  is reported (samples D11, D12, D14,  
210 D15, H4, H7, H8, H11A, H12, H13 and H14). We do not know the origin of the  
211 variability, but it affects only mass 46 (dominantly <sup>12</sup>C<sup>16</sup>O<sup>18</sup>O), not masses 44  
212 (<sup>12</sup>C<sup>16</sup>O<sup>16</sup>O) or 45 (dominantly <sup>13</sup>C<sup>16</sup>O<sup>16</sup>O), which define  $\delta^{13}\text{C}$  values. Thus, although we  
213 view the  $\delta^{18}\text{O}$  values for these samples as unreliable, we view the  $\delta^{13}\text{C}$  values as  
214 reliable. A summary of these results is presented in Table 2 and Fig. 3. Tests show no  
215 statistically significant differences between enamel vs. bone for the *Dinodontosaurus*  
216 AZ ( $p = 0.15$  for  $\delta^{13}\text{C}$ ;  $p = 0.62$  for  $\delta^{18}\text{O}$ ) or for enamel vs. dentine for the  
217 *Hyperodapedon* AZ ( $p = 0.52$  for  $\delta^{13}\text{C}$ ;  $p = 0.53$  for  $\delta^{18}\text{O}$ ), so these different tissues are  
218 amalgamated and treated equivalently in the following discussion. Otherwise, both  
219 average  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  differ significantly (95% confidence) between the  
220 *Dinodontosaurus* and *Hyperodapedon* AZs ( $p = 0.0002$  for  $\delta^{13}\text{C}$ ;  $p = 0.005$  for  $\delta^{18}\text{O}$ ).  
221 Enamel  $\delta^{13}\text{C}$  also differs significantly between these two AZs ( $p = 0.008$ ), although

222  $\delta^{18}\text{O}$  for enamel does not ( $p = 0.04$ ) if the Bonferroni correction is applied ( $n=5$ ).

223 Results are presented in the following order: *Dinodontosaurus* AZ (all data),

224 *Dinodontosaurus* AZ (species-specific), *Hyperodapedon* AZ (all data), *Hyperodapedon*

225 AZ (species-specific), and synapsids vs. diapsids per AZ.

226

AZ	Sample	Fossil	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
<i>Hyperodapedon</i> AZ	H1	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	-5.7	27.4
	H2	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	-5.9	26.0
	H3	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	-6.8	25.0
	H4	<i>Hyperodapedon</i> sp. <sup>4</sup>	Jaw	-7.1	-
	H5	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	-4.8	19.7
	H6	<i>Gnathovorax cabrerai</i> <sup>4</sup>	Enamel	-5.0	24.2
	H7	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	-7.3	-
	H8	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i> <sup>3</sup>	Enamel	-7.5	-
	H10	<i>Exaeretodon riograndensis</i> <sup>3</sup>	Enamel	-6.3	22.6
	H11A	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i> <sup>3</sup>	Enamel	-5.1	-
	H11B	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i> <sup>3</sup>	Enamel	-5.7	24.3
	H12	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i> <sup>3</sup>	Enamel	-5.8	-
	H13	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	-8.2	-
	H14	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	-7.3	-
	H15	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	-8.5	26.3
	H16	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	-9.0	26.0
	H18	Undetermined Archosaur <sup>4</sup>	Enamel	-8.9	32.2
	H19	<i>Hyperodapedon</i> sp. <sup>4</sup>	Jaw + Tooth frag	-8.2	23.8
	H20	<i>Hyperodapedon</i> sp. <sup>4</sup>	Jaw + Tooth frag.	-7.2	23.0
	H21	<i>Teyumbaita sulcognathus</i> <sup>4</sup>	Jaw + Tooth frag.	-7.6	25.9
	H22	<i>Trucidocynodon riograndensis</i> <sup>4</sup>	Rib.	-5.7	24.3
	H23	<i>Hyperodapedon fischeri</i> <sup>4</sup>	Jaw + Tooth frag	-6.6	24.8
	<b>Mean (<math>\sigma</math>)</b>				<b>-6.8 (<math>\sigma = 1.3</math>)</b>
<i>Dinodontosaurus</i> AZ	D1	<i>Prestosuchus chiniquensis</i> <sup>4</sup>	Enamel	-9.2	18.6
	D2	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-8.9	16.3
	D3	<i>Prestosuchus chiniquensis</i> <sup>4</sup>	Enamel	-8.3	19.6
	D4	<i>Decuriasuchus quartacolonía</i> <sup>4</sup>	Enamel	-7.6	21.7
	D5	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-8.7	22.8
	D6	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-8.0	21.5
	D8	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-8.0	-
	D11	Cynodont Indet. <sup>3</sup>	Enamel	-9.1	-
	D12	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-7.0	-
	D14	<i>Prestosuchus chiniquensis</i> <sup>4</sup>	Enamel	-10.8	-
	D15	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-8.5	-
	D16	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-7.7	23.1

D18	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-7.4	23.5
D19	<i>Dinodontosaurus</i> sp. <sup>3</sup>	Dentine	-8.1	21.6
Mean ( $\sigma$ )			-8.4 ( $\sigma = 0.96$ )	21.0 ( $\sigma = 2.4$ )

227

228  $\sigma$  = Standard deviation; AZ = Assemblage Zone.

229 <sup>3</sup> Synapsida – Anomodontia (*D.* sp.); Cynognathia = Traversodontidae (*E. riograndensis* and *S.*

230 *niemeyerorum*); Ectiniiniidae (*T. riograndensis*).

231 <sup>4</sup> Diapsida – “rauisuchian” (*P. chiniquensis*); Dinosauria herrerasaurid (*G. cabrerai*); Rhynchosauria (*H.*

232 sp., *T. sulcognathus*, *H. fischeri*).

233 **Table 2. Stable isotope results from bones and teeth of Triassic vertebrates’ fossils from**  
 234 **the Paraná Basin.**

#### 235 4.1. *Dinodontosaurus* AZ (all data)

236 Within the *Dinodontosaurus* AZ (n=14),  $\delta^{13}\text{C}$  ranged from -7.0 to -10.8 ‰

237 with a mean of  $-8.4 \pm 1.9$  ‰ ( $2\sigma$ ), whereas  $\delta^{18}\text{O}$  ranged from 16.3 to 23.5‰ with a

238 mean of  $21.0 \pm 4.7$  ‰ (Table 2). The large standard deviation for  $\delta^{18}\text{O}$  reflects an

239 extreme value at 16.3 ‰. However, excluding this value changes the mean value by less

240 than 0.3 ‰.

#### 241 4.2. *Dinodontosaurus* AZ (species-specific)

242 Four different species from the *Dinodontosaurus* AZ were analyzed in this

243 study (Table 1). For *Prestosuchus chiniquensis*,  $\delta^{13}\text{C}$  ranged from -8.3 to -10.8 ‰ with

244 an average of  $-9.4 \pm 2.5$  ‰ ( $2\sigma$ ), whereas  $\delta^{18}\text{O}$  values varied from 18.6 to 19.6 ‰ with

245 an average of  $19.1 \pm 1.3$  ‰. For *Dinodontosaurus* sp.,  $\delta^{13}\text{C}$  values range from -7.0 to -

246 8.9‰ with an average of  $-8.0 \pm 1.2$  ‰, whereas  $\delta^{18}\text{O}$  values varied from 16.3 to 23.5 ‰

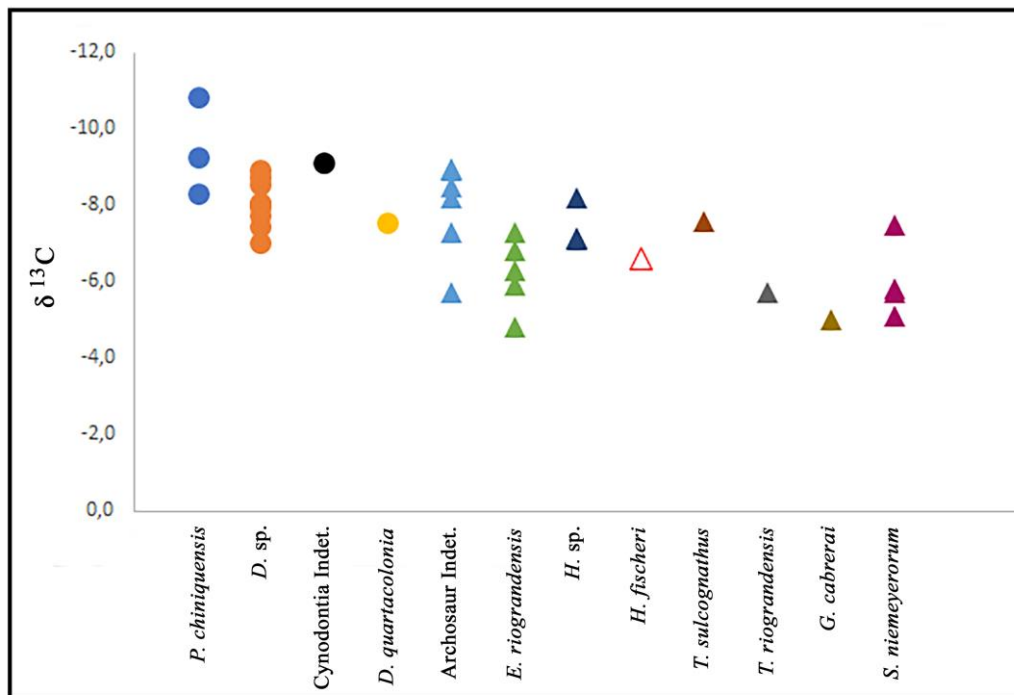
247 with an average of  $21.5 \pm 5.3$  ‰. The only cynodont that we analyzed in this unit (genus

248 *et* species indet.) has a  $\delta^{13}\text{C}$  value of -9.1 ‰, but  $\delta^{18}\text{O}$  was unreliable. The only analysis

249 of *Decuriasuchus quartacolonía* yielded  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of -7.6 ‰ and 21.7 ‰,

250 respectively. The  $\delta^{13}\text{C}$  species-specific for the *Dinodontosaurus* AZ fauna can be

251 observed on the Fig. 2.



252

253 **Fig. 2.** A synthesis of the  $\delta^{13}\text{C}$  values species-specific for the *Dinodontosaurus* (circles)  
 254 and *Hyperodapedon* (triangles) AZs faunas. (2-column)

255

#### 256 4.3. *Hyperodapedon* AZ (all data)

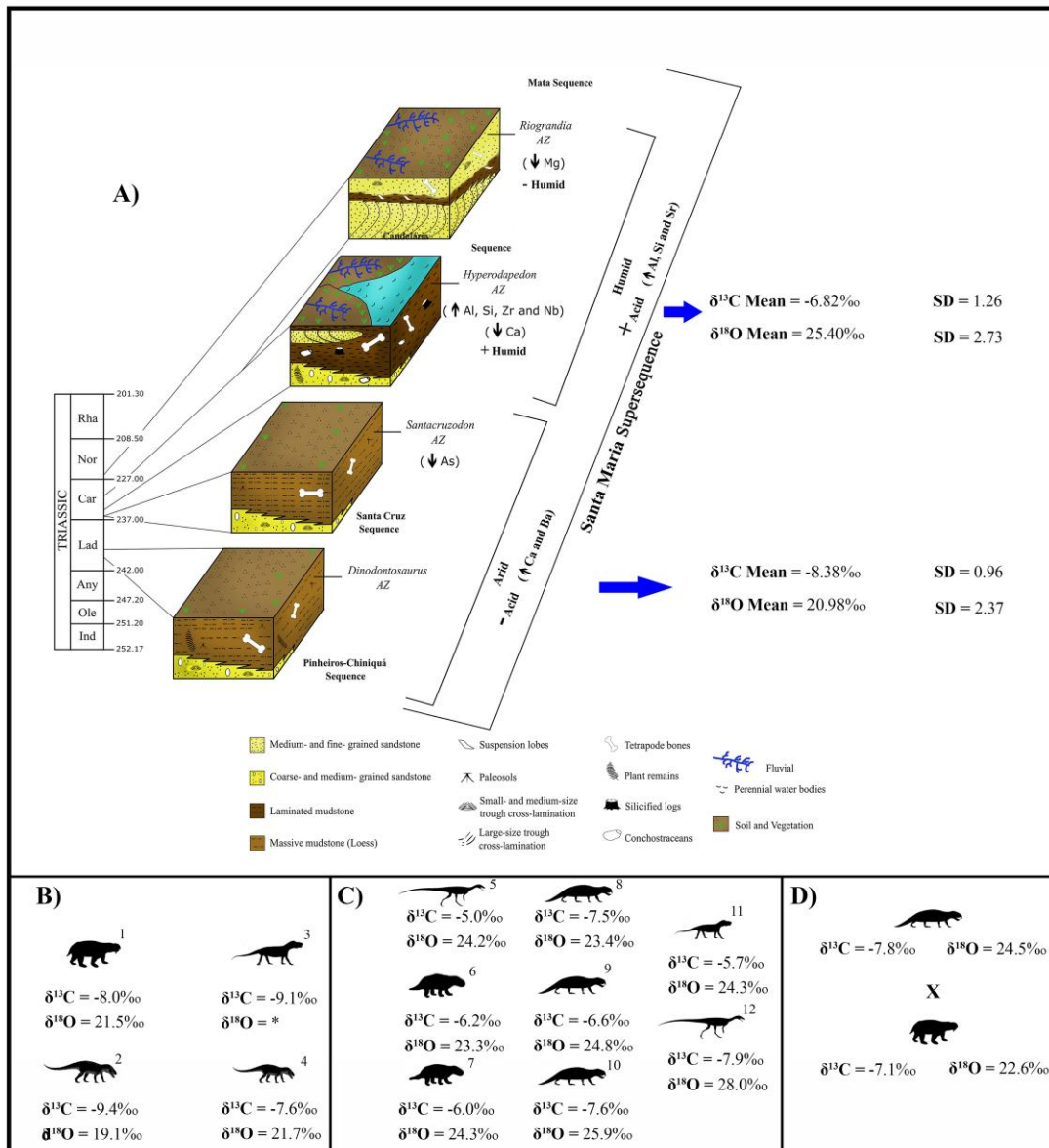
257 Within the *Hyperodapedon* AZ (n=22),  $\delta^{13}\text{C}$  ranged from -4.8 to -9.0 ‰ with a  
 258 mean of  $-6.8 \pm 2.5$  ‰, whereas  $\delta^{18}\text{O}$  values ranged from 19.7 to 27.4 ‰ with a mean of  
 259  $25.0 \pm 5.5$  ‰ (Table 2). The large standard deviation for  $\delta^{18}\text{O}$  reflects two extreme  
 260 values at 19.7 and 32.2 ‰. Excluding these values changes the mean value by less than  
 261 0.2‰.

#### 262 4.4. *Hyperodapedon* AZ (species-specific)

263 Eight different species were analyzed from the *Hyperodapedon* AZ (Table 1).  
 264 Six archosaurs (genus *et* species indet.) have  $\delta^{13}\text{C}$  values that range from -5.7 to -9.0 ‰  
 265 with an average of  $-7.9 \pm 2.5$  ‰ (Fig. 2), whereas  $\delta^{18}\text{O}$  results range from 26.0 to 32.2  
 266 ‰ with an average of  $28.0 \pm 5.8$  ‰. Of two Traversodontidae cynodonts,  $\delta^{13}\text{C}$  values of

267 *Exaeretodon riograndensis* range from -4.8 to -7.3 ‰ with an average of  $-6.2 \pm 1.9$  ‰,  
268 whereas  $\delta^{13}\text{C}$  values of *Siriusgnathus niemeyerorum* range from -5.1 to -7.5‰ with an  
269 average of  $-6.0 \pm 2.1$ ‰.  $\delta^{18}\text{O}$  values for *Exaeretodon riograndensis* range from 19.7 to  
270 26.0‰ (average =  $23.3 \pm 5.7$  ‰), whereas one  $\delta^{18}\text{O}$  value for *Siriusgnathus*  
271 *niemeyerorum* is 24.3‰. The Eucynodontia *Trucidocynodon riograndensis* has a single  
272  $\delta^{13}\text{C} = -5.7$  ‰ and  $\delta^{18}\text{O} = 24.3$  ‰. The herrerasaurid dinosaur *Gnathovorax cabrerai*,  
273 has a single  $\delta^{13}\text{C} = -5.0$  ‰ and  $\delta^{18}\text{O} = 24.2$  ‰. Three different rhynchosaur taxa are  
274 also represented: *Hyperodapedon* sp., *Hyperodapedon fischeri* and *Teyumbaita*  
275 *sulcognathus*. The *Hyperodapedon* sp. has  $\delta^{13}\text{C}$  values ranging from -7.1 to -8.2 ‰ with  
276 an average of  $-7.5 \pm 1.2$  ‰, whereas  $\delta^{18}\text{O}$  ranges from 23.0 to 23.8 ‰ with an average  
277 of  $23.4 \pm 1.1$  ‰. The other species each have only one specimen, with  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$   
278 values of -6.6 ‰ and 24.8 ‰ (*H. fischeri*) and -7.6 ‰ and 25.9 ‰ (*T. sulcognathus*).





279

280 **Fig. 3.** Summary of the stable isotope results from *Dinodontosaurus* and  
 281 *Hyperodapedon* AZs faunas, Middle to Late Triassic, Paraná Basin, Brazil. A) Synthetic  
 282 model with the most relevant changes (facies and geochemical) across the Santa Maria  
 283 Supersequence AZs. The blue arrows connect the block diagrams to their respective  
 284 isotopic results. ICP-MS data (major and trace elements) are from Corecco et al. (2020).  
 285 B) A synthesis of the *Dinodontosaurus* AZ results for each species. 1 -  
 286 *Dinodontosaurus* sp., 2 - *Prestosuchus chiniquensis*, 3 - Undetermined Cynodont and 4  
 287 - *Decuriasuchus quartacolonina*. C) A synthesis of the *Hyperodapedon* AZ results for

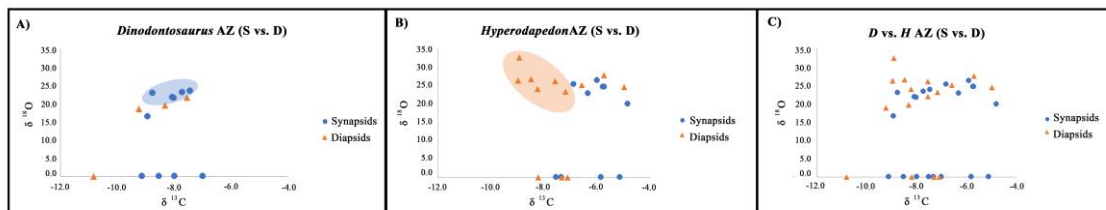
288 each species. 5 - *Gnathovorax cabrerai*, 6 - *Exaeretodon riograndensis*, 7 -  
289 *Siriusgnathus niemeyerorum*, 8 - *Hyperodapedon* sp., 9 - *Hyperodapedon fischeri*, 10 -  
290 *Teyumbaita sulcognathus*, 11 - *Trucidocynodon riograndensis* and 12 - Undetermined  
291 Archosaurs. D) Comparison of Synapsida vs. Diapsida. (2-column)

292

#### 293 4.5. Synapsids vs. diapsids for all data

294 Compositions were compared between synapsids (5 species: *D.* sp.,  
295 undetermined Cynodontia, *E. riograndensis*, *T. riograndensis* and *S. niemeyerorum*;  
296 n=20) and diapsids (7 species: *P. chiniquensis*, *D. quartacolonina*, undetermined  
297 Archosaur, *H.* sp., *H. fischeri*, *T. sulcognathus* and *G. cabrerai*; n=16).  $\delta^{13}\text{C}$  values for  
298 the synapsid species range from -4.8 to -9.1‰ with an average of  $-7.1 \pm 2.6$  ‰, whereas  
299  $\delta^{18}\text{O}$  values range from 16.3 to 26.0 ‰ with an average of  $22.6 \pm 5.2$  ‰.  $\delta^{13}\text{C}$  values for  
300 diapsids range from -5.0 to -10.8 ‰ with an average of  $-7.8 \pm 2.8$  ‰, whereas  $\delta^{18}\text{O}$   
301 values range from 18.6 to 32.2 ‰ with an average of  $24.5 \pm 7.28$  ‰ (Fig. 3 and Fig.  
302 4C). Synapsid vs. diapsid compositions overlap considerably and do not significantly  
303 differ for either C or O isotopes, although it may be important that, on average, (reptile-  
304 like) diapsids have slightly higher  $\delta^{18}\text{O}$  values than (possibly mammal-like) synapsids.

305



306 **Fig. 4.**  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  comparison for synapsids vs. diapsids. A)  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values  
307 for synapsid and diapsids from the *Dinodontosaurus* AZ. In general, the synapsids of  
308 this AZ have higher  $\delta^{18}\text{O}$  values than diapsids (blue ellipse). B)  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values

309 for synapsid and diapsids from the *Hyperodapedon* AZ. The (reptile-like) diapsids of  
310 this AZ suggest generally higher  $\delta^{18}\text{O}$  values than (possibly mammal-like) synapsid  
311 (orange ellipse). C) Synapsid vs. diapsid isotopic compositions considering all the  
312 synapsids and diapsids at the same time apart from each AZ. In this scenario the  
313 diapsids suggest generally higher  $\delta^{18}\text{O}$  values than synapsids just like occur in  
314 *Hyperodapedon* AZ. (2-column)

315

### 316 **Synapsids vs. diapsids for the *Dinodontosaurus* AZ**

317         Within the sampled *Dinodontosaurus* AZ fauna there are 2 synapsid (*D.* sp.  
318 and *Cynodontia* indet.; respectively  $n = 9$  and  $n = 1$ ) and 2 diapsid species (*P.*  
319 *chinquensis* and *D. quartacolonis*; respectively  $n = 3$  and  $n = 1$ ).  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values  
320 for the synapsid species ranged from  $-8.1 \pm 1.4$  ‰ and  $21.5 \pm 5.3$  ‰, whereas the  $\delta^{13}\text{C}$   
321 and  $\delta^{18}\text{O}$  values for the diapsids ranged from  $-9.0 \pm 2.8$  ‰ and  $19.9 \pm 3.1$  ‰. Thus, C or  
322 O isotopes compositions do not significantly differ among these groups in this AZ,  
323 although it may be worth note that, in general, the synapsids of this AZ have higher  
324  $\delta^{18}\text{O}$  values than diapsids (Fig. 4A).

### 325 **Synapsids vs. diapsids for the *Hyperodapedon* AZ**

326         Within the sampled *Hyperodapedon* AZ fauna there are 3 synapsid (*E.*  
327 *riograndensis*, *S. niemeyerorum*, *T. riograndensis*; respectively  $n = 5$ ,  $n = 4$  and  $n = 1$ )  
328 and at least 5 diapsid species (*H. sp.*, *H. fischeri*, *T. sulcognathus*, *G. cabrerai*,  
329 *Archosaur* indet.; respectively  $n = 3$ ,  $n = 1$ ,  $n = 1$ ,  $n = 1$  and  $n = 6$ ).  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values  
330 for the synapsid species ranged from  $-6.1 \pm 1.9$  ‰ and  $23.5 \pm 5.0$  ‰, whereas the  $\delta^{13}\text{C}$   
331 and  $\delta^{18}\text{O}$  values for the diapsids ranged from  $-7.3 \pm 2.6$  ‰ and  $25.8 \pm 5.3$  ‰. Synapsid  
332 vs. diapsid compositions do not significantly differ for either C or O isotopes in this AZ,

333 although it may be worth note that (reptile-like) diapsids suggest generally higher  $\delta^{18}\text{O}$   
334 values than (possibly mammal-like) synapsids (Fig. 4B).

## 335 **5. DISCUSSION**

### 336 **5.1. Paleoenvironmental inferences**

337 The continental arrangement during the Triassic, in a single emerged land mass  
338 (Pangea) favored a general context of wet shores and an arid interior. Triassic climates  
339 are generally thought to have been warm and uniform, with no polar icecaps (Benton,  
340 2016). Our interpretations here focus on the paleoenvironments of the Middle and Late  
341 Triassic.

#### 342 5.1.1. *Dinodontosaurus* AZ

343 The Middle Triassic, when the *Dinodontosaurus* AZ strata were deposited, is  
344 conventionally interpreted as being arid to semi-arid (e.g., Simms et al., 1995; Preto et  
345 al., 2010; Corecco et al., 2020). Macroflora and palynomorphs, however, support an  
346 equable climatic belt at this time (Visscher and Van der Zwan, 1981; Ziegler et al.,  
347 1993), and humid episodes have been inferred for the western Tethys (southern Alps  
348 and Hungary) during the Anisian (early Middle Triassic; e.g., Brugman, 1986;  
349 Kustatscher et al., 2010). This humid episode has been ascribed to intensive volcanism  
350 and high atmospheric  $\text{CO}_2$  levels (Baud et al., 1991; Szulc, 1999; Preto et al., 2010).

351 In western Antarctica, rainfall increased from the Early Triassic to the Middle  
352 and Late Triassic (Parrish et al., 1982). Middle Triassic plant assemblages, especially  
353 permineralized peat, *Dicroidium* leaf mats, and wood in fluvial deposits, represent  
354 temperate seasons (cool winters, warm summers), and were primarily influenced by  
355 sunlight and only secondarily by temperature (Cúneo et al., 2003; Spalletti et al., 2003).

356 However, facies analysis for the Santa Maria Supersequence in Brazil indicates that  
357 Middle Triassic strata (*Dinodontosaurus* Assemblage Zone, Ladinian age) represent  
358 loess deposits with calcretes and high Ba and Ca contents (Horn et al., 2013, 2018a,  
359 2018b; Corecco et al., 2020); these observations suggest a semi-arid, seasonal climate,  
360 as others have previously proposed (e.g., Holz and Scherer, 1998; Zerfass et al., 2003).  
361 The average  $\delta^{18}\text{O}$  of fossil vertebrates from the *Dinodontosaurus* AZ obtained in this  
362 study (21.0 ‰), is indistinguishable from unpublished  $\delta^{18}\text{O}$  values of tooth enamel from  
363 correlative strata in Argentina (Chañares Formation, *Tarjadia* and *Massetognathus*-  
364 *Chanaresuchus* AZs; 21.2 ‰; Leuzinger, 2020). Based on rich faunal and floral  
365 associations, Mancuso and Marsicano (2008) proposed a warm and humid environment  
366 for the upper Ladinian in Argentina. In general, cooler or wetter environments tend to  
367 drive lower  $\delta^{18}\text{O}$  whereas warmer or drier environments tend to drive higher  $\delta^{18}\text{O}$   
368 (Kohn, 1996). In this context, the similarity in  $\delta^{18}\text{O}$  values in Argentina vs. Brazil could  
369 reflect combined warmer but wetter conditions in Argentina.

#### 370 5.1.2. *Hyperodapedon* AZ

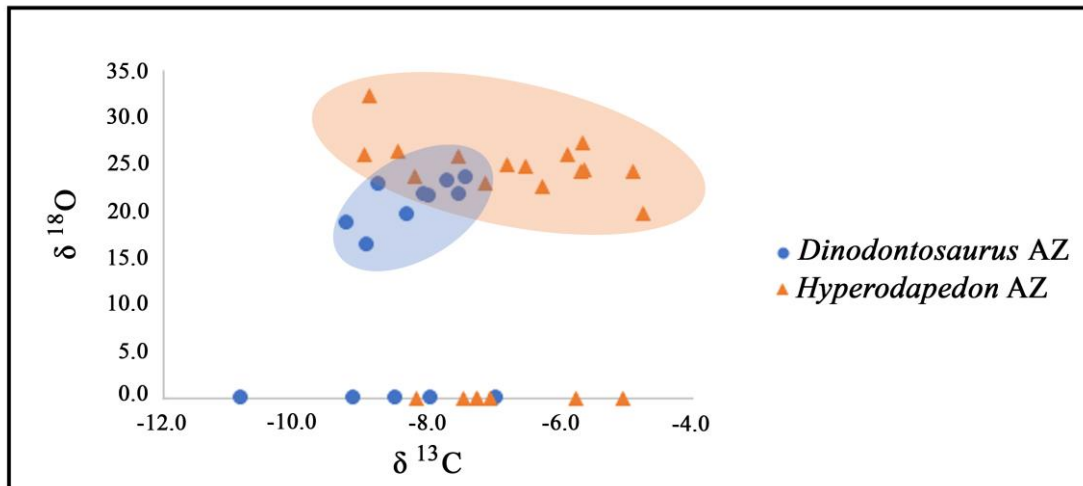
371 The Late Triassic, when the *Hyperodapedon* AZ layers were deposited, was  
372 mostly influenced by megamonsoons (Preto et al., 2010) while maximum precipitation  
373 between the lower and upper Carnian designated the Carnian Pluvial Episode (Simms  
374 and Ruffell, 1990; Ogg, 2015; Ruffell et al., 2016). During this period, high terrestrial  
375 productivity led to (re-)formation of large coal swamps, which had collapsed at the  
376 Permo-Triassic boundary (Retallack et al., 1996; Dal Corso et al., 2022). Although  
377 organic carbon burial might be expected to reduce atmospheric  $\text{CO}_2$  concentrations,  
378 leading to cooling, massive volcanism occurred almost simultaneously in the  
379 Wrangellia Large Igneous Province and during initiation of Pangean rifting (e.g., Ogg,  
380 2015; Zeng et al., 2019). Strata from the Ischigualasto Basin in Argentina also record

381 increased volcanism (Martínez et al., 2013), which may represent a more widespread  
382 increase in Andean volcanic activity. These eruptions could have increased CO<sub>2</sub>  
383 concentrations and induced warming and associated increased rainfall. Of importance to  
384 this study, both organic C burial and volcanic eruptions should increase δ<sup>13</sup>C values of  
385 atmospheric CO<sub>2</sub>. Such secular changes must be considered in interpretations of tooth  
386 enamel δ<sup>13</sup>C values.

387 In principle, higher δ<sup>13</sup>C values of the Carnian *Hyperodapedon* AZ (-6.8 ± 2.5  
388 ‰) in comparison to those of the earlier Ladinian *Dinodontosaurus* AZ (-8.4 ± 1.9 ‰)  
389 could represent physiological differences among species, changes in aridity, an  
390 atmospheric excursion reflecting either excess burial of organic matter or volcanic  
391 activity (e.g., Dal Corso et al., 2022), or a combination of factors. Similar species have  
392 different δ<sup>13</sup>C values for the two time periods, so physiology alone is an unlikely  
393 explanation. Rather, marine brachiopods and paleosols show a dramatic increase in δ<sup>13</sup>C  
394 values (≥2 to ~3 ‰) from the Ladinian (*Dinodontosaurus* AZ) to Carnian  
395 (*Hyperodapedon* AZ; Ekart et al., 1999; Korte et al., 2005). In this context, the ~1.6‰  
396 increase in δ<sup>13</sup>C values from vertebrate fossils is less than anticipated from atmospheric  
397 secular changes alone. Because plant δ<sup>13</sup>C values decrease with increasing precipitation  
398 (e.g., Diefendorf et al., 2010; Kohn et al., 2010), our δ<sup>13</sup>C record could be consistent  
399 with an increase in precipitation. The larger increase in plant δ<sup>13</sup>C values in Argentina,  
400 from Middle to Late Triassic in relation to other Middle Triassic plants (Colombi et al.,  
401 2011), is more consistent with a simple secular shift in atmospheric δ<sup>13</sup>C and could  
402 indicate that precipitation in Argentina was more constant from the Ladinian to Carnian.

403 In general, δ<sup>18</sup>O values of biogenic phosphates correlate positively with local  
404 water δ<sup>18</sup>O values, which in turn correlate positively with temperature. Thus, increased

405 temperature commonly drives higher  $\delta^{18}\text{O}$  values. In this context, the higher  $\delta^{18}\text{O}$   
406 values for the *Hyperodapedon* AZ (25.4 ‰) vs. *Dinodontosaurus* AZ (21.0‰) might be  
407 cautiously (given enamel alone shows no significant difference between the AZs)  
408 ascribed to increased temperature during the CPE.



409

410 **Fig. 5.**  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  for *Dinodontosaurus* and *Hyperodapedon* AZs. Note the general  
411 trend of higher  $\delta^{18}\text{O}$  values for the *Hyperodapedon* AZ compared to those from  
412 *Dinodontosaurus* AZ, which can be cautiously ascribed to increased temperature during  
413 the CPE. (2-column)

414

## 415 5.2. Paleoecological inferences

### 416 5.2.1. Synapsid vs. diapsid thermoregulation

417 In addition to physiological difference, synapsids and diapsids may have had  
418 thermoregulatory differences (Pough et al., 2013). The analyzed synapsids included  
419 cynodonts and dicynodonts, which are thought to have had high metabolic rates that  
420 increased capacity for locomotor activity, high respiration rates, and possibly the

421 capacity for endothermic thermoregulation (Pough et al., 2013). The diapsids, on the  
422 other hand, contain the Archosauromorpha lineage, which includes the rhynchosaur,  
423 Pseudosuchia (e.g., *P. chiniquensis*, *D. quartacolonina*) and dinosaurs (including birds).  
424 This group of “cold blooded” animals (ectotherms) is not thought to have controlled  
425 their body temperatures metabolically, at least for primitive archosaurs. Low metabolic  
426 rates reduced locomotor capacity and conferred less efficient respiration (Pough et al.,  
427 2013). Younger, more evolved archosaurs, such as dinosaur, either were or could have  
428 been able to regulate their body temperatures metabolically (Crawshaw, 1980;  
429 Prinzinger et al., 1991; Seebacher, 2009; Eagle et al., 2011, 2015).

430           Although carbon isotopes depend primarily on diet, oxygen isotope  
431 compositions between different groups can in principle reflect thermoregulatory  
432 differences (e.g., Barrick, 1998; Kohn, 1996). Specifically, for an assumed similar local  
433 water composition, organisms with lower body temperatures should exhibit higher  $\delta^{18}\text{O}$   
434 values than organisms with higher body temperatures (Barrick, 1998; Kohn, 1996). Any  
435 interpretation must be tempered with the recognition that  $\delta^{18}\text{O}$  values depend on many  
436 other factors, including physiology, diet (because different food groups fractionate  $^{18}\text{O}$   
437 differently), water turnover, heat loss mechanisms, and behavior (Bryant and Froelich,  
438 1995; Kohn, 1996; Barrick, 1998; Amiot et al., 2006). Nonetheless, it is worth  
439 comparing  $\delta^{18}\text{O}$  values of putative “warm-blooded” (synapsid) vs. “cold-blooded”  
440 (diapsid) animals to see whether the expected isotope offset is present. Insofar as the  
441 temperature-dependence of  $^{18}\text{O}$  fractionation between carbonate and water is  $\sim 0.25$   
442 ‰/°C at typical body temperatures (Kim and O’Neil, 1997), if we assume body water  
443 compositions were similar among synapsids and diapsids, the isotopic difference times  
444 4 should roughly indicate the temperature difference.



445 In *Dinodontosaurus* AZ, the average  $\delta^{18}\text{O}$  for synapsids (21.5‰) is  
446 approximately 1.6 ‰ higher than for diapsids (19.9 ‰), suggesting that diapsids could  
447 have had greater thermoregulatory capacity than the synapsids, perhaps, by as much as  
448 6°C. This might indicate that synapsids (in this case *Dinodontosaurus* sp.) had not yet  
449 developed metabolic thermoregulation whereas diapsids (in this case rauisuchians –  
450 close related to modern crocodiles) were able to thermoregulate, either physiologically  
451 or behaviorally.

452 In *Hyperodapedon* AZ, on the other hand, the average  $\delta^{18}\text{O}$  for synapsids (23.5  
453 ‰) is approximately 2 ‰ lower than for diapsids (25.8 ‰), suggesting that synapsids  
454 could have had higher body temperatures than diapsids, perhaps, by as much as 8°C.  
455 This might indicate that the synapsids (in this case cynodonts Cynognathia; respectively  
456 from Traversodontidae - *E. riograndensis* and *S. niemeyerorum*; Ectiniiniidae - *T.*  
457 *riograndensis* families) could have had already developed metabolic thermoregulation  
458 whereas diapsids (including the oldest dinosaurs) had not. So, it is interesting to note the  
459 possibility that the thermoregulatory capacity in Cynodontia could have had evolved  
460 outside the Probainognathia, which has the clade Mammaliformes (Liu and Olsen, 2010;  
461 Martinelli, 2017).

#### 462 5.2.2. Diapsid ecology

463 Many diapsid species are represented by only a single specimen (*D.*  
464 *quartacolonina*, *H. fischeri*, *T. sulcognathus* and *G. cabrerai*), and many other archosaur  
465 fossils are not identified to genus. Because of these sampling limitations, we prefer not  
466 to interpret inter-species differences in thermoregulation, diet, or habitat. However,  
467 multiple specimens of *P. chiniquensis* show the lowest  $\delta^{18}\text{O}$  values, perhaps hinting at  
468 greater thermoregulatory capacity, either metabolically or behaviorally (e.g., as in

469 modern crocodiles; Markwick, 1998). High  $\delta^{18}\text{O}$  values for *Hyperodapedon* sp. do not  
470 support warm body temperatures.

471 Histology suggests that *D. quartacolonina* could be an earlier growth stage of  
472 the larger *P. chiniquensis* (Farias et al., 2023). If so, because Lower Cretaceous  
473 *Deinonychus antirrhopus* (a theropod dinosaur) shows juveniles have systematically  
474 higher values for both  $\delta^{13}\text{C}$  (by  $\sim 1$  ‰; significant) and  $\delta^{18}\text{O}$  (0.5-1 ‰, not significant)  
475 than adults (Frederickson et al., 2020), we might expect to see higher  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$   
476 values for *D. quartacolonina*. Our single specimen of *D. quartacolonina* ( $\delta^{13}\text{C} = -7.6$  ‰  
477 and  $\delta^{18}\text{O} = 21.7$  ‰) indeed shows higher values than *P. chiniquensis* ( $\delta^{13}\text{C} = -9.4$  ‰ and  
478  $\delta^{18}\text{O} = 19.1$  ‰,  $n = 3$ ; all from *Dinodontosaurus* AZ). The highest  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values  
479 obtained for *P. chiniquensis* are  $-8.3$  ‰ and  $19.6$  ‰, so there is no overlap with the *D.*  
480 *quartacolonina* values. These data indirectly support the view that *P. chiniquensis* and *D.*  
481 *quartacolonina* represent juveniles and adults of the same species, although we cannot  
482 rule out niche partitioning and dietary differences between *P. chiniquensis* and *D.*  
483 *quartacolonina* that might also induce differences in isotopic compositions.

### 484 **5.3. Carnian Pluvial Event and the rise of the dinosaurs**

485 The *Hyperodapedon* AZ was deposited  $\leq 233.23 \pm 0.73$  Ma, during the Late  
486 Triassic Carnian age (Langer et al., 2018). The Late Triassic was marked by high  
487 species diversification, especially for insects, dinosaurs, pterosaurs, and mammals  
488 (Benton, 2016; Müller et al., 2020, 2023; Cabreira et al., 2022; Kellner et al., 2022).  
489 The Carnian Pluvial Event (CPE) or "Wet Intermezzo" about 231 to 234 Ma represents  
490 a particularly warm and wet interval within the megamonsoon period (Simms and  
491 Ruffell, 1990; Furin et al., 2006; Ogg, 2015; Ruffell et al., 2016; Mancuso et al., 2020),  
492 driven by plateau formation during the Cimmerian Orogeny (e.g., Hornung and

493 Brandner, 2005; Preto et al., 2010; Miller and Baranyi, 2019). The CPE is often  
494 identified as a trigger for faunal and floral turnover at this time, and for the rise of  
495 dinosaurs (e.g., Benton et al., 2018; Bernardi et al., 2018; Dal Corso et al., 2020;  
496 Mancuso et al., 2020).

497           Although the CPE was first interpreted as short-lived and restricted to Europe  
498 and the Tethys Ocean (Simms and Ruffell 1989, 1990; Simms et al., 1995; Preto and  
499 Hinnov, 2003, Rigo et al., 2007), recent studies (Cheng et al., 2019; Horn et al., 2018a,  
500 2018b; Zeng et al., 2019; Corecco et al., 2020; Mancuso et al., 2020, 2021) demonstrate  
501 a global event that includes the southwestern United States, Argentina, Australia and  
502 Brazil (Prochnow et al. 2006; Horn et al., 2018a; Lucas and Tanner, 2018; Zeng et al.,  
503 2019; Corecco et al., 2020; Mancuso et al., 2020). Thus, the CPE was expressed across  
504 both northern and southern hemispheres and both continental margins and interiors.  
505 Ogg (2015) advocates, however, for refined radioisotopic dating and biostratigraphic  
506 calibration in both marine and continental environments to delimit the true duration of  
507 this episode and ensure global synchronicity Fu et al. (2020), for example, argue for a  
508 dramatic (up to 10 ‰) decrease in  $\delta^{13}\text{C}$  during the Carnian. However, broader and well-  
509 dated marine isotope data clearly show an increase in  $\delta^{13}\text{C}$  (Korte et al., 2005), possibly  
510 indicating chronologic miscorrelation.

511           The Santa Maria Supersequence in South America records both the rise and fall  
512 of the CPE. Major and trace elements data show higher concentrations of elements that  
513 are refractory to weathering (e.g., Al) in the *Hyperodapedon* AZ compared to biozones  
514 above and below, indicating a pulse of increased weathering and (likely) precipitation  
515 (Corecco et al., 2020). Multiproxy mineralogical, ichnological, and physical data for the  
516 Carnian Chañares-Los Rastros Sequence (Argentina) indicate a change from hot and  
517 wet to sub humid conditions (Mancuso et al., 2020, 2021). An increase in insect fossils

518 from Middle Triassic (Ladinian) to Late Triassic (Carnian) strata may reflect an increase  
519 in moisture (Martins-Neto et al., 2008; Lara and Wang, 2016). Within this context,  
520 dinosaurs are first known from the early Middle Triassic (Anisian) of Africa (e.g.,  
521 *Nyasasaurus parringtoni* - Nesbitt et al., 2013), but they did not diversify until the  
522 Carnian (Benton and Wu, 2022), when all three major groups (ornithischians, theropods,  
523 and sauropodomorpha) appeared in Brazil and Argentina (Martínez et al., 2011, 2013;  
524 Pretto et al., 2019; Pacheco et al., 2019; Müller et al., 2020). Dinosaurs then diversified  
525 dramatically during the later Triassic (Bernardi et al., 2018; Dal Corso et al., 2020).  
526 Thus, the transition to the warm-wet CPE, in part indicated by data presented in this  
527 study, and subsequently to cooler and drier conditions plausibly represents a period of  
528 dinosaur diversification and expansion.

529           New discoveries in Brazil (Candelária Sequence; e.g., Cabreira et al., 2011;  
530 Horn et al., 2018a, 2018b; Corecco et al., 2020; Pacheco et al., 2019; Damke et al.,  
531 2022; Garcia et al., 2023) and Argentina (Ischigualasto Formation; e.g., Reig, 1963;  
532 Martínez et al., 2011, 2013; Mancuso et al., 2020, 2021) include pre-, syn-, and post-  
533 CPE, and may provide future insights into dinosaur evolution in the context of climate  
534 change.

## 535 **6. CONCLUSIONS**

536           Data from this study lead to the following conclusions:

- 537           • In southernmost Brazil, the Carnian (*Hyperodapedon* AZ) was possibly  
538 warmer (higher  $\delta^{18}\text{O}$ ) and likely wetter (lower  $\delta^{13}\text{C}$  relative to atmospheric  
539  $\text{CO}_2$   $\delta^{13}\text{C}$ ) compared to the earlier Ladinian (*Dinodontosaurus* AZ). This result  
540 differs somewhat from Argentina where plant  $\delta^{13}\text{C}$  values essentially track  
541 atmospheric  $\text{CO}_2$   $\delta^{13}\text{C}$ .

- 542           • Lower  $\delta^{18}\text{O}$  for diapsids compared to synapsids, in the *Dinodontosaurus*  
543 AZ might indicate that synapsids (in this case dicynodonts) had not yet  
544 developed metabolic thermoregulation whereas diapsids (rauisuchians) had  
545 some thermoregulatory capacity, possibly as observed in modern crocodiles.
- 546           • Lower  $\delta^{18}\text{O}$  for synapsids compared to diapsids, in *Hyperodapedon* AZ  
547 might indicate that synapsids (in this case cynodonts Cynognathia) could have  
548 had already developed metabolic thermoregulation (temperatures elevated by  
549 as much as 8°C relative to non-thermoregulating species), whereas diapsids  
550 (including the oldest dinosaurs) had not.
- 551           • Among diapsids, relatively low  $\delta^{18}\text{O}$  values for the pseudosuchian *P.*  
552 *chiniquensis* could indicate greater thermoregulatory capacity, either  
553 metabolically or behaviorally; high  $\delta^{18}\text{O}$  values for the rhynchosaur  
554 *Hyperodapedon* sp. do not support warm body temperatures.
- 555           • Relatively high  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values for *D. quartacolonina* may support  
556 the view that it represents juvenile *P. chiniquensis*.
- 557           • Isotopic data support interpretations from other types of observations that  
558 the CPE represents a warm-wet interval spanning a few million years that  
559 might have helped catalyze diversification of dinosaurs.

## 560 **ACKNOWLEDGMENTS**

561 This study is part of the L. Corecco's PhD thesis with the Programa de Pós-Graduação  
562 em Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do  
563 Sul. This work was supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico  
564 e Tecnológico - CNPq (Processes n° 141216/2020-4, 311251/2021-8, 404343/2021-0

565 and 406565/2021-0) and by Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de  
566 Nível Superior - CAPES (Process n° 88887.837290/2023-00). Support was provided by  
567 US DOE grant DE-SC0024392 and by Boise State University for both M. Kohn and L.  
568 Reynard. L. Corecco thanks Professor A. M. Ribeiro (UFRGS) and Drs. F. A. Pretto  
569 (CAPPA), R. T. Müller (CAPPA), R. C. Silva (MCTer) and the MMACR and CPEZ  
570 curators C. Rodrigues and F. Schirrmann for their assistance in selecting and making  
571 available the samples used in this study.

572

## 573 **References**

- 574 Abdala, F., Ribeiro, A.M., Schultz, C.L., 2001. A rich cynodont fauna of Santa Cruz do  
575 Sul, Santa Maria Formation (middle-late Triassic), southern Brazil. *Neues Jahrb*  
576 *Geol P-M* (11), 669-687.
- 577 Abdala, F., Marsicano, C.A., Smith, R.M.H., Swart, R., 2013. Strengthening western  
578 gondwanan correlations: a Brazilian dicynodont (Synapsida, Anomodontia) in the  
579 Middle Triassic of Namibia. *Gondwana Res.* 23(3): 1151-1162.
- 580 Amiot, R., Lécuyer, C., Buffetaut, É., Escarguel, G., Fluteau, F., Martineau, F., 2006.  
581 Oxygen isotopes from biogenic apatites suggest widespread endothermy in  
582 Cretaceous dinosaurs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 246 (1-2), 41-54.
- 583 Amoit, R., Lécuyer, C., Escarguel, G., Billon-Bruyat, J.-P., Buffetaut, E., Langlois, C.,  
584 Martin, S., Martineau, F., Mazin, J.-M., 2007. Oxygen isotope fractionation  
585 between crocodylian phosphate and water. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*  
586 243 (3-4), 412-420.

587 Amiot, R., Buffetaut, E., Lécuyer, C., Wang, X., Boudad, L., Ding, Z., Fourel, F., Hutt,  
588 H., Martineau, F., Medeiros, M.A., Mo, J., Simon, L., Suteethorn, V., Sweetman,  
589 S., Tong, H., Zhang, F., Zhou, Z., 2010. Oxygen isotope evidence for semi-aquatic  
590 habits among spinosaurid theropods. *Geology* 38 (2), 139-142.

591 Barberena, M.C., 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesq.*  
592 *Geociênc.* 7, 111-129.

593 Barberena, M.C., Araújo, D.C., Lavina, E.L., 1985. Late Permian and Triassic tetrapods  
594 of southern Brazil. *Natl. Geogr. Res.* 1 (1), 5-20.

595 Barrick, R.E., 1998. Isotope paleobiology of the vertebrates: ecology physiology, and  
596 diagenesis. *Paleontological Society Papers* 4, 101-137.

597 Barrick, R.E., Fischer, A.G., Showers, W.J., 1999. Oxygen isotopes from turtle bone:  
598 applications for terrestrial paleoclimates?. *Palaios* 14 (2), 186-191.

599 Baud, A., Stampfli, G., Steen, D., 1991. The Triassic Aghdarband Group: volcanism  
600 and geological evolution. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 38, 125–  
601 137.

602 Behrensmeier, A.K., 1978. Taphonomic and ecologic information from bone  
603 weathering. *Paleobiology* 4 (2), 150-162.

604 Benton, M.J., 2016. The Triassic. *Curr. Biol.* 26 (23), R1214-R1218.

605 Benton, M.J., Wu, F., 2022. Triassic revolution. *Front. Earth Sci.* 10, 899541.

606 Benton, M.J., Bernardi, M., Kinsella, C., 2018. The Carnian Pluvial Episode and the  
607 origin of dinosaurs. *J. Geol. Soc. London* 175(6), 1019-1026.

608 Bernardi, M., Gianolla, P., Petti, F.M., Mietto, P., Benton, M.J., 2018. Dinosaur  
609 diversification linked with the Carnian Pluvial Episode. *Nat. Commun.* 9 (1), 1499.

610 Botha, J.; Lee-Thorp, J., Chinsamy, A., 2005 The palaeoecology of the non-mammalian  
611 cynodonts *Diademodon* and *Cynognathus* from the Karoo Basin of South Africa,  
612 using stable light isotope analysis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 223 (3-  
613 4), 303-316.

614 Brugman, W.A., 1986. A palynological characterization of the Upper Scythian &  
615 Anisian of the Transdanubian Central Range (Hungary) and the Vicentinian Alps  
616 (Italy). PhD thesis. University of Utrecht, Utrecht.

617 Bryant, J.D., Froelich, P.N., 1995. A model of oxygen isotope fractionation in body  
618 water of large mammals. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 59 (21), 4523-4537.

619 Cabreira, S.F., Schultz, C.L., Bittencourt, J.S., Soares, M.B., Fortier, D., Silva, L.R.,  
620 Langer, M.C., 2011. New stem-sauropodomorph (Dinosauria, Saurischia) from the  
621 Triassic of Brazil. *Naturwissenschaften* 98, 1035-1040.

622 Cabreira, S.F., Schultz, C.L., da Silva, L.R., Lora, L.H.P., Pakulski, C., Rêgo, R.C.B.,  
623 Soares, M.B., Smith, M.M., Richter, M., 2022. Diphyodont tooth replacement of  
624 *Brasilodon* - a Late Triassic eucynodont that challenges the time of origin of  
625 mammals. *J. Anat.* 241 (6), 1424-1440.

626 Chahud, A., Fairchild, T.R., Petri, S. 2010. Chondrichthyans from the base of the Irati  
627 Formation (Early Permian, Paraná Basin), São Paulo, Brazil. *Gondwana Res.* 18  
628 (2/3), 528-537.

629 Cheng, C., Li, S., Xie, X., Cao, T., Manger, W.L., Busbey, A.B., 2019. Permian carbon  
630 isotope and clay mineral records from the Xikou section, Zhen'an, Shaanxi



631 Province, central China: climatological implications for the easternmost Paleo-  
632 Tethys. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (514), 407-422.

633 Clementz, M.T., 2012. New insight from old bones: stable isotope analysis of fossil  
634 mammals. *J. Mammal* 93 (2), 368-380.

635 Clementz, M.T., Koch, P.L. 2001. Differentiating aquatic mammal habitat and foraging  
636 ecology with stable isotopes in tooth enamel. *Oecologia* 129 (3), 461-472.

637 Clementz, M.T., Goswami, A., Gingerich, P.D., Koch, P.L., 2006. Isotopic records from  
638 early whales and sea cows: contrasting patterns of ecological transition. *J. Vertebr.*  
639 *Paleontol.* 26 (2), 355-370.

640 Colombi, C.E., Fernández, E., Martínez, R.N., Montez, I., Alcober, O.A., 2010. ¿ Qué  
641 comía *Exaeretodon cabrera* (Therapsida, Cynodontia)? Primera evidencia  
642 geoquímica de su dieta. *In: Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*  
643 *- VII Congreso Latinoamericano de Paleontología, 10., 2010, La Plata, Argentina,*  
644 *Resúmenes, p. 99-107.*

645 Colombi, C.E., Montañez, I.P., Parrish, J.T., 2011. Registro de la relación isotópica de  
646 carbono en la paleoflora de la Formación Ischigualasto (Triásico Superior),  
647 noroeste Argentino: Implicaciones paleoatmosféricas. *Rev. Bras. Paleontolog.* 14  
648 (1), 39-50.

649 Corecco, L., Pereira, V.P., Soares, M.B., Schultz, C. L., 2020. Geochemical study of the  
650 vertebrate assemblage zones of the Santa Maria Supersequence (Middle to Late  
651 Triassic), Paraná Basin, Brazil. *Braz. J. Geol.* 50 (4), e20200014.

652 Corecco, L., Pereira, V.P., Soares, M.B., Schultz, C.L., 2021. Geochemical study on  
653 fossil vertebrates from some specific Permian and Triassic beds of the Paraná Basin  
654 (Brazil): A preliminary approach. *J. S. Am. Earth Sci.* 110, 103362.

655 Crawshaw, L.I., 1980. Temperature regulation in vertebrates. *Annu. Rev. Physiol.* 42  
656 (1), 473-491.

657 Cúneo, N.R., Taylor, E.L., Taylor, T.N., Krings, M., 2003. In situ fossil forest from the  
658 upper Fremouw Formation (Triassic) of Antarctica: paleoenvironmental setting and  
659 paleoclimate analysis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 197, 239-261.

660 Dal Corso, J., Bernardi, M., Sun, Y., Song, H., Seyfullah, L.J., Preto, N., Gianolla, P.,  
661 Ruffell, A., Kustatscher, E., Roghi, G., Merico, A., Hohn, S., Schmidt, A.R.,  
662 Marzoli, A., Newton, R.J., Wignall, P.B., Benton, M.J., 2020. Extinction and dawn  
663 of the modern world in the Carnian (Late Triassic). *Sci. Adv.* 6 (38), eaba0099.

664 Dal Corso, J., Mills, B.J.W., Chu, D., Newton, R.J., Song, H., 2022. Background Earth  
665 system state amplified Carnian (Late Triassic) environmental changes. *Earth Planet.*  
666 *Sci. Lett.* 578, 117321.

667 Damke, L.V.S., Bem, F.P., Doering, M., Piovesan, T.R., Müller, R.T., 2022. The  
668 elongated neck of sauropodomorph dinosaurs evolved gradually. *Anat. Rec. Special*  
669 *Issue Article*, XX-XX.

670 Dantas, M.A.T., Cherkinsky, A., Bocherens, H., Drefahl, M., Bernardes, C., França,  
671 L.M., 2017. Isotopic paleoecology of the Pleistocene megamammals from the  
672 Brazilian Intertropical Region: Feeding ecology ( $\delta^{13}\text{C}$ ), niche breadth and overlap.  
673 *Quaternary Sci. Rev.* 170, 152-163.

674 Dantas, M.A.T., Cherkinsky, A., Lessa, C.M.B., Santos, L.V., Cozzuol, M.A., Omena,  
675 E.C., Da Silva, J.L.L., Sial, A.N., Bocherens, H., 2020. Isotopic paleoecology  
676 ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) of a late Pleistocene vertebrate community from the Brazilian  
677 Intertropical Region. *Rev. Bras. Paleontolog.* 23 (2), 138-152.

678 Dantas, M.A.T., Bernardes, C., Asevedo, L., Pansani, T.R., França, L.M, Aragão, W.S.,  
679 Santos, F.S., Cravo, E., Ximenes, C., 2021. Isotopic palaeoecology ( $\delta^{13}\text{C}$ ) of three  
680 faunivores from Late Pleistocene of the Brazilian Intertropical Region. *Hist. Biol.*  
681 34 (3), 507-514.

682 Delcourt, R., Brilhante, N., Pires-Domingues, R.A., Hendrickx, C., Grillo, O.N.,  
683 Augusta, B.G., Maciel, B.S., Ghilardi, A.M., Ricardi-Branco, F., 2024.  
684 Biogeography of theropod dinosaurs during the Late Cretaceous: evidence from  
685 central South America. *Zool. J. Linn. Soc.* XX, zlad184.

686 DeNiro, M.J., Epstein, S., 1978. Influence of diet on the distribution of carbon isotopes  
687 in animals. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 42 (5), 495-506.

688 Desojo, J.B., Fiorelli, L.E., Ezcurra, M.D., Martinelli, A.G., Ramezani, J., Da Rosa,  
689 A.A.S., von Baczko, M.B., Trotteyn, M.J., Montefeltro, F.C., Ezpeleta, M., Langer,  
690 M.C., 2020. The Late Triassic Ischigualasto Formation at Cerro Las Lajas (La  
691 Rioja, Argentina): fossil tetrapods, high-resolution chronostratigraphy, and faunal  
692 correlations. *Sci Rep.-UK* 10 (1), 1-34.

693 De Queiroz, L.C., Carlisbino, T., Agressott, E.V.H., Paschoal, A.R., Freire, P.T.C.,  
694 Neto, B.C.V., Silva, J.H., 2020. Paleoenvironmental interpretations of Irati and  
695 Mangrullo Formations (Permian of Paraná Basin) based on rocks and fossil bones  
696 through spectroscopy techniques. *Vib. Spectrosc.* 110, 103110.

697 Dias, E.V., Schultz, C.L., 2003. The first Paleozoic temnospondyl postcranial skeleton  
698 from South America. *Rev. Bras. Paleontolog.* 6, 29-42.

699 Dias, E.V., Dias-da-Silva, S., Schultz, C.L., 2020. A new short-snouted rhinesuchid  
700 from the Permian of southern Brazil. *Rev. Bras. Paleontolog.* 23 (2), 98-122.

701 Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic  
702 methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the  
703 Paleocene. *Paleoceanography* 10 (6), 965-971.

704 Diefendorf, A.F., Mueller, K.E., Wing, S.L., Koch, P.L., Freeman, K.H., 2010. Global  
705 patterns in leaf  $^{13}\text{C}$  discrimination and implications for studies of past and future  
706 climate. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 107 (13), 5738-5743.

707 Eagle, R.A., Tütken, T., Martin, T.S., Tripathi, A.K., Fricke, H.C., Connely, M., Cifelli,  
708 R.L., Eiler, J.M., 2011. Dinosaur body temperatures determined from isotopic ( $^{13}\text{C}$ -  
709  $^{18}\text{O}$ ) ordering in fossil biominerals. *Science* 333 (6041), 443-445.

710 Eagle, R.A., Enriquez, M., Grellet-Tinner, G., Pérez-Huerta, A., Hu, D., Tütken, T.,  
711 Montanari, S., Loyd, S.J., Ramirez, P., Tripathi, A.K., Kohn, M.J., Cerling, T.E.,  
712 Chiappe, L.M., Eiler, J.M., 2015. Isotopic ordering in eggshells reflects body  
713 temperatures and suggests differing thermophysiology in two Cretaceous dinosaurs.  
714 *Nat. Commun.* 6 (1), 8296.

715 Ekart, D., Cerling, T.E., Montanez, I.P., Tabor, N.J., 1999. A 400 million year carbon  
716 isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon  
717 dioxide. *Am. J. Sci.* 299, 805-827.

718 Ernst, R.E., Youbi, N., 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate,  
719 sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological  
720 record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 478, 30-52.

721 Ezcurra, M.D., Fiorelli, L.E., Martinelli, A.G., Rocher, S., von Baczko, M.B., Ezpeleta,  
722 M., Taborda, J.R.A., Hechenleitner, E.M., Trotteyn, M.J., Desojo, J.B., 2017. Deep  
723 faunistic turnovers preceded the rise of dinosaurs in southwestern Pangaea. *Nat.*  
724 *Ecol. Evol.* 1 (10), 1477-1483.

725 Farias, B.D.M., Desojo, J.B., Cerda, I.A., Ribeiro, A.M., Ferigolo, J., Carlisbino, T.,  
726 Schultz, C.L., Mastrantonio, B.M., Soares, M.B., 2023. Bone histology supports  
727 gregarious behavior and an early ontogenetic stage to *Decuriasuchus quartacolonina*  
728 (Pseudosuchia: Loricata) from the Middle-Late Triassic of Brazil. *Anat. Rec.*  
729 Special Issue Article, XX-XX.

730 Feldmann, R.M., 1989. Selection of Appropriate Preparation Techniques, in: Feldmann,  
731 R.M., Chapman, R.E., Hannibal, J.T. (Eds.), *Paleotechniques*. The Paleontological  
732 Society, Special Publication n° 4, Randall S. Spencer Series Editor, pp. 24–29.

733 Frederickson, J.A., Engel, M.H., Cifelli, R.L., 2020. Ontogenetic dietary shifts in  
734 *Deinonychus antirrhopus* (Theropoda; Dromaeosauridae): Insights into the ecology  
735 and social behavior of raptorial dinosaurs through stable isotope analysis.  
736 *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 552, 109780.

737 Fu, X., Wang, J., Wen, H., Wang, Z., Zeng, S., Song, C., Chen, W., Wan, Y., 2020. A  
738 possible link between the Carnian Pluvial Event, global carbon-cycle perturbation,  
739 and volcanism: New data from the Qinghai-Tibet Plateau. *Global Planet. Change*  
740 194, 103300.

741 Furin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Gianolla, P., Crowley, J.L., Bowring, S.A.,  
742 2006. High-precision U-Pb zircon age from the Triassic of Italy: Implications for  
743 the Triassic time scale and the Carnian origin of calcareous nannoplankton and  
744 dinosaurs. *Geology* 34 (12), 1009-1012.

745 Garcia, M.S., Cabreira, S.F., Silva, L.R., Preto, F.A., Müller, R.T., 2023. A saurischian  
746 (Archosauria, Dinosauria) ilium from the Upper Triassic of southern Brazil and the  
747 rise of Herrerasauria. *Anat. Rec. Special Issue Article*, XX-XX.

748 Griffin, C.T., Wynd, B.M., Munyikwa, D., Broderick, T.J., Zondo, M., Tolan, S.,  
749 Langer, M.C., Nesbitt, S.J., Taruvunga, H.R., 2022. Africa's oldest dinosaurs reveal  
750 early suppression of dinosaur distribution. *Nature* 609 (7926), 313-319.

751 Hassler, A., Martin, J.E., Amiot, R., Tacail, T., Godet, F.A., Allain, R., Balter, V., 2018.  
752 Calcium isotopes offer clues on resource partitioning among Cretaceous predatory  
753 dinosaurs. *Proc. Royal Soc. B Biol. Sci.* 285 (1876), 20180197.

754 Haynes, L.L., Hönisch, B., 2020. The seawater carbon inventory at the Paleocene–  
755 Eocene Thermal Maximum. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 117 (39), 24088-24095.

756 Hedges, R.E.M., 2002. Bone diagenesis: an overview of processes. *Archaeometry* 44  
757 (3), 319-328.

758 Hedges, R.E.M., Stevens, R.E., Koch, P.L., 2006. Isotopes in bones and teeth, in: Leng,  
759 M.J. (Ed.), *Isotopes in paleoenvironmental research*. Springer, Dordrecht, pp. 117-  
760 146.

761 Heuser, A., Tütken, T., Gussone, N., Galer, S.J.G., 2011. Calcium isotopes in fossil  
762 bones and teeth - Diagenetic versus biogenic origin. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 75  
763 (12), 3419-3433.

764 Holz, M., Scherer, C.M.S., 1998. Sedimentological and paleontological evidence of  
765 paleoclimatic change during the South Brazilian Triassic: the register of a global  
766 trend towards a humid paleoclimate. *Zent.bl. Geol. Paläontologie*. 1 (7–8), 1589–  
767 1611.

768 Horn, B.L.D., Pereira, V.P., Schultz, C.L., 2013. Calcretes of the Santa Maria  
769 supersequence, Middle Triassic, Rio Grande do Sul, Brazil: classification, genesis  
770 and paleoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 376, 39-  
771 47.

772 Horn, B.L.D., Melo, T.M., Schultz, C.L., Philipp, R.P., Kloss, H.P., Goldberg, K., 2014.  
773 A New third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the  
774 Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and  
775 paleontological data. *J. S. Am. Earth Sci.* 55, 123-132.

776 Horn, B.L.D., Goldberg, K., Schultz, C.L., 2018a. A loess deposit in the Late Triassic of  
777 southern Gondwana, and its significance to global paleoclimate. *J. S. Am. Earth*  
778 *Sci.* 81, 189-203.

779 Horn, B.L.D., Goldberg, K., Schultz, C.L., 2018b. Interpretation of massive sandstones  
780 in ephemeral fluvial settings - a case study from the upper Candelaria Sequence  
781 (Upper Triassic, Paraná Basin, Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 81, 108-121.

782 Hornung, T., Brandner, R., 2005. Biochronostratigraphy of the Reingraben Turnover  
783 (Hallstatt Facies Belt): Local black shale events controlled by regional tectonics,  
784 climatic change and plate tectonics. *Facies* 51, 460-479.

785 Kellner, A.W.A., Holgado, B., Grillo, O., Preto, F.A., Kerber, L., Pinheiro, F.L.,  
786 Soares, M.B., Schultz, C.L., Lopes, R.T., Araújo, O., Müller, R.T., 2022.

787 Reassessment of *Faxinalipterus minimus*, a purported Triassic pterosaur from  
788 southern Brazil with the description of a new taxon. PeerJ 10, e13276.

789 Kim, S.-T., O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects  
790 in synthetic carbonates. Geochim. Cosmochim. Ac. 61 (16), 3461-3475.

791 Koch, P.L., 1998. Isotopic reconstruction of past continental environments. Annu. Rev.  
792 Earth Planet. Sci. 26 (1), 573-613.

793 Koch, P.L., Tuross, N., Fogel, M.L., 1997. The effects of sample treatment and  
794 diagenesis on the isotopic integrity of carbonate in biogenic hydroxylapatite. J.  
795 Archaeol. Sci. 24 (5), 417-429.

796 Koch, P.L., Hoppe, K.A., Webb, S.D., 1998. The isotopic ecology of late Pleistocene  
797 mammals in North America: Part 1. Florida. Chem. Geol. 152 (1-2), 119-138.

798 Kohn, M.J., 1996. Predicting animal  $\delta^{18}\text{O}$ : accounting for diet and physiological  
799 adaptation. Geochim. Cosmochim. Ac. 60 (23), 4811-4829.

800 Kohn, M.J., 2010. Carbon isotope compositions of terrestrial C3 plants as indicators of  
801 (paleo) ecology and (paleo) climate. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 107 (46), 19691-  
802 19695.

803 Kohn, M.J., Cerling, T.E., 2002. Stable isotope compositions of biological apatite. Rev.  
804 Mineral. Geochem. 48 (1), 455-488.

805 Kohn, M.J., Fremd, T.J., 2007. Tectonic controls on isotope compositions and species  
806 diversification, John Day Basin, central Oregon. PaleoBios 27 (2), 48-61.



807 Kohn, M.J., Schoeninger, M.J., Valley, J.W., 1996. Herbivore tooth oxygen isotope  
808 compositions: effects of diet and physiology. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 60 (20),  
809 3889-3896.

810 Kohn, M.J., Schoeninger, M.J., Barker, W.W., 1999. Altered states: effects of  
811 diagenesis on fossil tooth chemistry. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 63 (18), 2737-  
812 2747.

813 Kohn, M.J., Josef, J.A., Madden, R., Kay, R., Vucetich, G., Carlini, A.A., 2004. Climate  
814 stability across the Eocene-Oligocene transition, southern Argentina. *Geology* 32  
815 (7), 621-624.

816 Korte, C., Kozur, H.W., Veizer, J., 2005.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Triassic brachiopods  
817 and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature.  
818 *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 226 (3-4), 287-306.

819 Kustatscher, E., van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Roghi, G., 2010. Macrofloras  
820 and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological  
821 studies: A case study from the Pelsonian (Middle Triassic) of  
822 Kühwiesenkopf/Monte Prädella Vacca (Olang Dolomites, N-Italy). *Palaeogeogr.*  
823 *Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 290 (1-4), 71-80.

824 Lacerda, M.B., Mastrantonio, B.M., Fortier, D.C., Schultz, C.L., 2016. New insights on  
825 *Prestosuchus chiniquensis* Huene, 1942 (Pseudosuchia, Loricata) based on new  
826 specimens from the “Tree Sanga” Outcrop, Chiniquá Region, Rio Grande do Sul,  
827 Brazil. *PeerJ* 4, e1622.

- 828 Langer, M.C., 2005. Studies on continental Late Triassic tetrapod biochronology. II.  
829 The Ischigualastian and a Carnian global correlation. *J. S. Am. Earth Sci.* 19 (2),  
830 219-239.
- 831 Langer, M.C., Ribeiro, A.M., Schultz, C.L., Ferigolo, J., 2007. The continental tetrapod-  
832 bearing Triassic of South Brazil. *N. M. Mus. Nat. Hist. Sci. Bull.* 41, 201-218.
- 833 Langer, M.C., Ramezani, J., Da Rosa, A., 2018. U-Pb age constraints on dinosaur rise  
834 from South America. *Gondwana Res.* 57, 133–140.
- 835 Lara, M.B., Wang, B., 2016. New hemipteran insects (Eoscarterellidae, Scytinopteridae,  
836 and Protopsyllidiidae) from the Upper Triassic Potrerillos Formation of Mendoza,  
837 Argentina. *Palaontol. Z.* 90 (1), 49-61.
- 838 Leuzinger, L., 2020. Estudio biogeoquímico de los archosauromorpha del Mesozoico de  
839 La Rioja (noroeste de Argentina): Estado de preservación, paleoambiente y  
840 paleoecología. PhD Thesis, Universidad Nacional de Córdoba, 253p.
- 841 Leuzinger, L., Bernasconi, S., Vennemann, T., Luz, Z., Vonlanthen, P., Ulianov, A.,  
842 Baumgartner-Mora, Hechenleitner, E.M., Fiorelli, L.E., Alasino, P.H., 2021. Life  
843 and reproduction of titanosaurs: Isotopic hallmark of mid-palaeolatitude  
844 eggshells and its significance for body temperature, diet, and nesting. *Chem. Geol.*  
845 583, 120452.
- 846 Liu, J., Olsen, P., 2010. The phylogenetic relationships of Eucynodontia (Amniota:  
847 Synapsida). *J. Mamm. Evol.* 17, 151-176.
- 848 Lucas, S.G., Tanner, L.H. 2018. The missing mass extinction at the Triassic-Jurassic  
849 boundary, in: Tanner, L.H. (ed.), *The Late Triassic World: Earth in a time of*  
850 *transition*. Springer, Cham, pp. 721-785.

851 Macfadden, B.J., Cerling, T.E., Harris, J.M., Prado, J. 1999. Ancient latitudinal  
852 gradients of C3/C4 grasses interpreted from stable isotopes of New World  
853 Pleistocene horse (*Equus*) teeth. *Global Ecol. Biogeogr.* 8 (2), 137-149.

854 Mancuso, A.C., Marsicano, C.A., 2008. Paleoenvironments and taphonomy of a  
855 Triassic lacustrine system (Los Rastros Formation, central-western Argentina).  
856 *Palaios* 23 (8), 535–547.

857 Mancuso, A.C., Benavente, C.A., Irmis, R.B., Mundil, R., 2020. Evidence for the  
858 Carnian Pluvial Episode in Gondwana: New multiproxy climate records and their  
859 bearing on early dinosaur diversification. *Gondwana Res.* 86, 104-125.

860 Mancuso, A.C., Horn, B.L.D., Benavente, C.A., Schultz, C.L., Irmis, R.B., 2021. The  
861 paleoclimatic context for South American Triassic vertebrate evolution. *J. S. Am.*  
862 *Earth Sci.* 110, 103321.

863 Markwick, P.J., 1998. Fossil crocodylians as indicators of Late Cretaceous and Cenozoic  
864 climates: implications for using palaeontological data in reconstructing  
865 palaeoclimate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 137 (3-4), 205-271.

866 Martins-Neto, R.G., Gallego, O.F., Zavattieri, A.M.. 2008. The Triassic insect fauna  
867 from Argentina: Coleoptera, Hemiptera and Orthoptera from the Potrerillos  
868 Formation, south of Cerro Cacheuta, Cuyana Basin. *Alavesia* 2, 47–58.

869 Martinelli, A.G., 2017. Contribuição ao conhecimento dos cinodontes probainognátios  
870 (Therapsida, Cynodontia, Probainognathia) do Triássico da América do Sul e seu  
871 impacto na origem dos Mammaliaformes. PhD Thesis, Universidade Federal do  
872 Rio Grande do Sul, 210 p.

873 Martinelli, A.G., Kammerer, C.F., Melo, T.P., Paes Neto, V.D., Ribeiro, A.M., Da-  
874 Rosa, A.A.S., Schultz, C.L., Soares, M.B., 2017. The African cynodont *Aleodon*  
875 (Cynodontia, Probainognathia) in the Triassic of southern Brazil and its  
876 biostratigraphic significance. Plos One 12 (6), e0177948.

877 Martínez, R.N., Sereno, P.C., Alcober, O.A., Colombi, C.E., Renne, P.R., Montañez,  
878 I.P., Currie, B.S., 2011. A basal dinosaur from the dawn of the dinosaur era in  
879 southwestern Pangaea. Science 331 (6014), 206-210.

880 Martínez, R.N., Apaldetti, C., Alcober, O.A., Colombi, C.E., Sereno, P.C., Fernandez,  
881 E., Malnis, P.S., Correa, G.A., Abelin, D., 2013. Vertebrate succession in the  
882 Ischigualasto Formation. J. Vertebr. Paleontol. 32, 10–30.

883 Mastrantonio, B.M., Schultz, C.L., Desojo, J.B., Garcia, J.B., 2013. The braincase of  
884 *Prestosuchus chiniquensis* (Archosauria: Suchia). Geol. Soc. Spec. Publ. 379 (1),  
885 425-440.

886 Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do  
887 Paraná. Bol. Geociênc. Petrobras 15 (2), 265-287.

888 Miller, C.S., Baranyi, V., 2019. Triassic climates. Encyclopedia of Geology, Second  
889 Edition, p. 514-524.

890 Müller, R.T., Garcia, M., Dias-da-Silva, S., 2020. As evidências da origem e ascensão  
891 dos dinossauros sauropodomorfos preservadas em leitos fossilíferos do Triássico do  
892 Sul do Brasil. Terrae Didat. 16, e020013-e020013.

893 Müller, R.T., Ezcurra, M.D., Garcia, M.S., Agnolin, F.L., Stocker, M.R., Novas, F.E.,  
894 Soares, M.B., Kellner, A.W.A., Nesbitt, S.J., 2023. New reptile shows dinosaurs  
895 and pterosaurs evolved among diverse precursors. Nature 620 (7974), 589-594.

896 Nesbitt, S.J., Barret, P.M., Werning, S., Sidor, C.A., Charig, A.J., 2013. The oldest  
897 dinosaur? A Middle Triassic dinosauriform from Tanzania. *Biol. Lett.* 9 (1),  
898 20120949.

899 Nobre, P.H., Carvalho, I.S., 2010. Fósseis: Coleta e métodos de estudo, in: Carvalho,  
900 I.S. (Ed.), *Paleontologia – Conceitos e Métodos*, third ed., v. 1, Ed. Interciência,  
901 Rio de Janeiro, pp. 397-411.

902 Ogg, J.G., 2015. The mysterious Mid-Carnian “Wet Intermezzo” Global Event. *J. Earth*  
903 *Sci.* 26 (2), 181-191.

904 Oliveira, T.V., Soares, M.B., Schultz, C.L., 2010. *Trucidocynodon riograndensis* gen.  
905 nov. et sp. Nov. (Eucynodontia), a new cynodont from the Brazilian Upper Triassic  
906 (Santa Maria Formation). *Zootaxa* 2382, 1-71.

907 Parrish, J.T., Ziegler, A.M., Scotese, C.R., 1982. Rainfall patterns and the distribution  
908 of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr.*  
909 *Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 40 (1-3), 67–101.

910 Pasteris, J.D., Wopenka, B., Valsami-Jones, E. 2008. Bone and tooth mineralization:  
911 why apatite?. *Elements* 4 (2), 97-104.

912 Pauliv, V.E., Martinelli, A.G., Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Soares, M.B.,  
913 Schultz, C.L., Ribeiro, A.M. 2017. The first Western Gondwanan species of  
914 *Triodus* Jordan 1849: A new Xenacanthiformes (Chondrichthyes) from the late  
915 Paleozoic of Southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 80, 482-493.

916 Philipp, R.P., Schultz, C.L., Kloss, H.P., Horn, B.L.D., Soares, M.B., Basei, M.A.S.  
917 2018. Middle Triassic SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersal

918 revealed by integration of stratigraphy and U-Pb zircon analysis: the Santa Cruz  
919 Sequence, Paraná Basin, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 88, 216-237.

920 Pough, E.H., Janis, C.M., Heiser, H.B., 2013. *Vertebrate Life*. Ninth ed. Pearson, 729 p.

921 Preto, N., Hinnov, L.A., 2003. Unravelling the origin of shallowwater cyclothems in the  
922 Upper Triassic Dürrenstein Fm. (Dolomites, Italy). *J. Sediment. Res.* (5), 774-789.

923 Preto, N., Kustatscher, E., Wignall, P.B., 2010. Triassic climates - state of the art and  
924 perspectives. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 290 (1-4), 1-10.

925 Preto, F.A., Langer, M.C., Schultz, Cesar L., 2019. A new dinosaur (Saurischia:  
926 Sauropodomorpha) from the Late Triassic of Brazil provides insights on the  
927 evolution of sauropodomorph body plan. *Zool. J. Linn. Soc.* 185 (2), 388-416.

928 Prinzinger, R., Preßmar, A., Schleucher, E., 1991. Body temperature in birds. *Comp.*  
929 *Biochem. Physiol. A Mol. Integr. Physiol.* 99 (4), 499-506.

930 Prochnow, S.J., Nordt, L.C., Atchley, S.C., Hudec, M.R., 2006. Multi-proxy paleosol  
931 evidence for Middle and Late Triassic climate trends in eastern Utah. *Palaeogeogr.*  
932 *Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 232 (1), 53-72.

933 Qu, Q., Haitina, T., Zhu, M., Ahlberg, P.E. 2015. New genomic and fossil data  
934 illuminate the origin of enamel. *Nature* 526 (7571), 108-111.

935 Retallack, G.J., Veevers, J.V., Morante, R., 1996. Global coal gap between Permian–  
936 Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants. *Geol. Soc.*  
937 *Am. Bull.* 108 (2), 195–207.

938 Rey, K., Amoit, R., Fourel, F., Abdala, F., Fluteau, F., Jalil, N-E., Liu, J., Rubidge,  
939 B.S., Smith, R.M.H., Steyer, J.S., Viglietti, P.A., Wang, X., Lécuyer, C., 2017.

940 Oxygen isotopes suggest elevated thermometabolism within multiple Permo-  
941 Triassic therapsid clades. *Elife* 6, e28589.

942 Richter, M., Langer, M.C., 1998. Fish remains from the Upper Permian Rio do Rasto  
943 Formation (Paraná Basin) of Southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 27, 158-159.

944 Rigo, M., Preto, N., Roghi, G., Tateo, F., Mietto, P., 2007. A rise in the carbonate  
945 compensation depth of western Tethys in the Carnian: deep-water evidence for the  
946 Carnian Pluvial Event. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 246 (2-4), 188-  
947 205.

948 Ruffell, A., Simms, M.J., Wignall, P.B., 2016. The Carnian Humid Episode of the late  
949 Triassic: a review. *Geol. Mag.* 153 (2), 271-284.

950 Schultz, C.L., Scherer, C.M.S., Barberena, M.C., 2000. Biostratigraphy of southern  
951 Brazilian middle-upper Triassic. *Rev. Bras. Geocienc.* 30 (3), 491-494.

952 Schultz, C.L., Martinelli, A.G., Soares, M.B., Pinheiro, F.L., Kerber, L., Horn, B.L.D.,  
953 Preto, F.A., Müller, R.T., Melo, T.P., 2020. Triassic faunal successions of the  
954 Paraná Basin, southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 104, 102846.

955 Seebacher, F., 2009. Responses to temperature variation: integration of  
956 thermoregulation and metabolism in vertebrates. *J. Exp. Biol.* 212 (18), 2885-2891.

957 Silva Santos, O., 1998. Técnicas de Preparação de Fósseis. Departamento Nacional de  
958 Produção Mineral, Série Geologia nº 26, Seção de Paleontologia e Estratigrafia, nº  
959 1, pp. 101–127.

960 Simms, M.J., Ruffell, A.H., 1989. Synchronicity of climatic change and extinctions in  
961 the Late Triassic. *Geology* 17 (3), 265-268.

- 962 Simms, M.J., Ruffell, A.H., 1990. Climatic and biotic change in the late Triassic. J.  
963 Geol. Soc. London 147 (2), 321-327.
- 964 Simms, M.J., Ruffell, A.H., Johnson, L.A., 1995. Biotic and climatic changes in the  
965 Carnian (Triassic) of Europe and adjacent areas, in: Fraser, N.C., Sues, H.D. (Eds.),  
966 The Shadow of the Dinosaurs: Early Mesozoic Tetrapods. Cambridge University  
967 Press, Cambridge, pp. 352-365.
- 968 Skinner, H.C.W., 2005. Biominerals. Mineral. Mag. 69 (5), 621-641.
- 969 Spalletti, L.A., Artabe, A.E., Morel, E.M., 2003. Geological factors and evolution of  
970 southwestern Gondwana Triassic plants. Gondwana Res. 6 (1), 119-134.
- 971 Strapasson, A., Pinheiro, F.L., Soares, M.B., 2015. On a new Stereospondylomorpha  
972 temnospondyl from the Middle/Late Permian of southern Brazil. Acta Palaeontol.  
973 Pol. 60, 843-855.
- 974 Suarez, C.A., Suarez, M.B., Terry Jr., D.O., Grandstaff, D.E., 2007. Rare earth element  
975 geochemistry and taphonomy of the Early Cretaceous Crystal Geyser Dinosaur  
976 Quarry, east-central Utah. Palaios 22 (5), 500-512.
- 977 Szulc, J., 1999. Anisian–Carnian evolution of the Germanic basin and its eustatic,  
978 tectonic and climatic controls, in: Bachmann, G.H., Lerche, I. (Eds.),  
979 Epicontinental Triassic. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I,  
980 Stuttgart, pp. 813–852.
- 981 Teaford, M.F., 2006. What do we know and not know about diet and enamel structure?,  
982 in: Ungar, P.S. (Ed.), Evolution of the Human Diet: The Known, the Unknown, and  
983 the Unknowable. Oxford University Press, New York, pp. 56-76.



- 984 Toledo, M.C.M., Pereira, V.P., 2001. A variabilidade de composição da apatita  
985 associada à carbonatitos. *Rev. Instit. Geol.* 22 (112), 27-64.
- 986 Toots, H., 1965. Sequence of disarticulation in mammalian skeletons. *Rocky Mt. Geol.*  
987 4 (1), 37-39.
- 988 Trayler, R.B., Kohn, M.J., 2017. Tooth enamel maturation reequilibrates oxygen isotope  
989 compositions and supports simple sampling methods. *Geochim. Cosmochim. Ac.*  
990 198, 32-47.
- 991 Trayler, R.B., Kohn, M.J., Bargo, M.S., Cuitiño, J.I., Kay, R.F., Strömberg, C.A.E.,  
992 Vizcaíno, S.F., 2020. Patagonian aridification at the onset of the mid-miocene  
993 climatic optimum. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 35 (9), e2020PA003956.
- 994 Trueman, C.N., Tuross, N., 2002. Trace elements in recent and fossil bone apatite. *Rev.*  
995 *Mineral. Geochem.* 48 (1), 489–521.
- 996 Visscher, H., Van der Zwan, C.J., 1981. Palynology of the circum-Mediterranean  
997 Triassic: phytogeographical and palaeoclimatological implications. *Geol. Rdsch.* 70  
998 (1–2), 625–634.
- 999 Wilson, M.V.H., 1988. Reconstruction of ancient lake environments using both  
1000 autochthonous and allochthonous fossils. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*  
1001 62 (1/4), 609-623.
- 1002 Zazzo, A., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P., Mariotti, A., 2004. Diagenesis  
1003 and the reconstruction of paleoenvironments: a method to restore original  $\delta^{18}\text{O}$   
1004 values of carbonate and phosphate from fossil tooth enamel. *Geochim. Cosmochim.*  
1005 *Ac.* 68, 2245–2258.

- 1006 Zeng, Z., Zhu, H., Yang, X., Zeng, H., Hu, X., Xia, C., 2019. The Pangaea  
1007 megamonsoon records: Evidence from the Triassic Mungaroo Formation, northwest  
1008 shelf of Australia. *Gondwana Res.* 69, 1-24.
- 1009 Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J., Faccini, U.F., Chemale, F.Jr.,  
1010 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil: a  
1011 contribution to southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate.  
1012 *Sediment. Geol.* 161 (1/2), 85-105.
- 1013 Ziegler, A.M., Parrish, J.M., Yao, J., Gyllenhaal, E.D., Rowley, D.B., Parrish, J.T., Nie,  
1014 S., Bekker, A., Hulver, M.L., 1993. Early Mesozoic phytogeography and climate.  
1015 *Palaeoclimates and Their Modelling with Special Reference to the Mesozoic Era.*  
1016 *Proc. Royal Soc. B Biol. Sci.* 341, 297-305.

**Artigo 2:** CORECCO, L.; KOHN, M.J.; SCHULTZ, C.L. Triassic climate and the rise of the dinosaur empire in South America. Submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences* (**Impact Factor** = 1.8, **CiteScore** = 3.5, equivalente à Qualis-CAPES A3).



Leonardo Corecco <leocorecco@gmail.com>

---

**SAMES-D-24-00138 - Confirming your submission to Journal of South American Earth Sciences**

1 mensagem

---

Journal of South American Earth Sciences <em@editorialmanager.com>  
Responder a: Journal of South American Earth Sciences <support@elsevier.com>  
Para: Leonardo Corecco <leocorecco@gmail.com>

16 de março de 2024 às 21:58

\*This is an automated message.\*

Triassic climate and the rise of the dinosaur empire in South America

Dear Mr Corecco,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of South American Earth Sciences. It has been assigned the following manuscript number: SAMES-D-24-00138.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/sames/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,  
Journal of South American Earth Sciences

FAQ: How can I reset a forgotten password?

[https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a\\_id/28452/supporthub/publishing/](https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/)

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.

1 **Triassic climate and the rise of the dinosaur empire in South**

2 **America**

3

4 Leonardo Corecco<sup>a,b\*</sup>, Matthew J. Kohn<sup>b</sup>, Cesar L. Schultz<sup>a,c</sup>

5 <sup>a</sup> Programa de Pós-graduação de Geociências, Instituto de Geociências, Universidade

6 Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

7 <sup>b</sup> Department of Geosciences, Boise State University, Boise, Idaho, USA 83725

8 <sup>c</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade

9 Federal do Rio Grande do Sul – Porto Alegre (RS), Brazil.

10 Corresponding author: Leonardo Corecco

11 E-mail: leocorecco@gmail.com

12 *Address: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,*

13 *Avenida Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre (RS), Brazil. CEP: 91.501-970*

14

15 **ABSTRACT**

16 The Triassic period (251.9 to 201.3 Ma) is the first period of the Mesozoic Era,  
17 initiating after the Permo-Triassic mass extinction and ending at the Triassic-Jurassic  
18 mass extinction. This period witnessed the origin of modern ecosystems, and also the  
19 rise of the dinosaurs. This influence on both geological and ecological history of the  
20 Earth has prompted close attention to the paleoclimate and paleoecology of the Triassic  
21 period over the last 60 years. This review builds on past work to summarize knowledge  
22 of Triassic climate and ecology, especially focusing on data acquired over the last  
23 decade for key South American strata. The main climatic events that occurred in the  
24 Triassic period can be subdivided in three key intervals, from the base to top: pre-, syn-  
25 and post-Carnian Pluvial Episode (CPE). Each of these three intervals corresponds with  
26 major climatic events or episodes, positioned relative to the Permo-Triassic mass  
27 extinction, CPE, and Triassic-Jurassic mass extinction. The pre-CPE interval of the  
28 Early and Middle Triassic represents relatively warm and dry conditions. The CPE of  
29 the earliest Late Triassic marks a global increase in effective precipitation (precipitation  
30 minus evaporation) for at least 1-2 Myr, causing major floristic and faunal turnovers  
31 and possibly triggering the rise of the dinosaurs. The post-CPE interval of the Late  
32 Triassic represents a return to warm and dry conditions. Triassic deposits in Brazil and  
33 Argentina represent windows for investigating the interrelationship(s) between changes  
34 in climate, floras, and faunas. Alternate triggers for dinosaur diversification include  
35 superiority, competition, opportunism, and body temperature and are evaluated.

36 **Keywords:** Gondwana, Ischigualasto-Villa Unión Basin, Paraná Basin, Paleoclimate,  
37 Triassic

39 **1. INTRODUCTION**

40 The Triassic period (251.9 to 201.3 Ma.) is the first period of the Mesozoic  
41 Era, and also the first period after the largest known extinction - the Permo-Triassic  
42 mass extinction or “The Great Dying”. Consequently, the Triassic represents a crucial  
43 transition period in the origin of modern ecosystems (Erwin, 2008; Benton, 2016;  
44 Wignall, 2017). Unlike any other period, its boundaries are defined by two of the five  
45 largest mass extinctions, the Permo-Triassic extinction, and the Triassic-Jurassic  
46 extinction (Sepkoski, 1982; Fig. 1). Possibly because of the mass extinctions and  
47 climate change, this period marks the rise and diversification of numerous vertebrate  
48 groups – dinosaurs (*stricto sensu*), the neoselachian sharks, neopterygian bony fishes,  
49 lissamphibians, turtles, lepidosaurs, crocodylomorphs, mammals and pterosaurs arose in  
50 the Triassic (Benton, 2016).

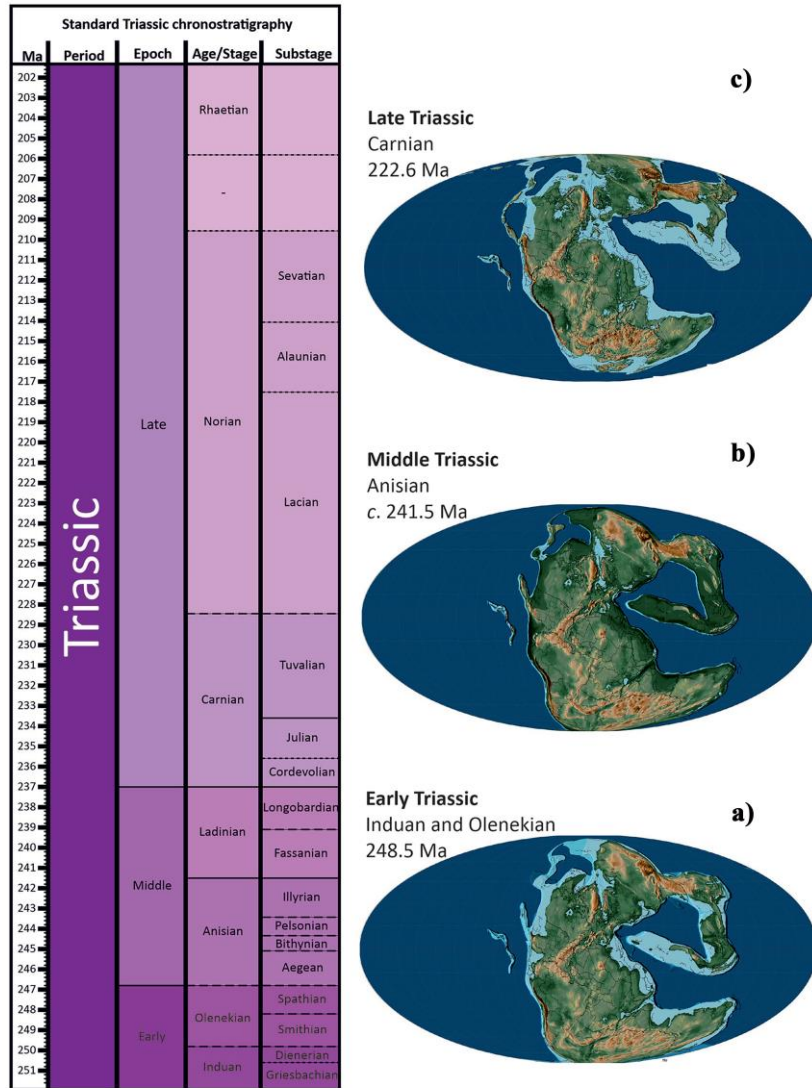
51 Dinosaurs emerged, spread widely, and then dominated most terrestrial  
52 macrofaunal niches in the context of a biotic response to the Permo-Triassic extinction  
53 and a unique arrangement of land mass that caused unique climate conditions. This  
54 review aims to present the major climatic events of the Triassic, highlighting the  
55 episode that is considered by many authors (e.g., Bernardi et al., 2018; Dal Corso et al.,  
56 2020) as the trigger to dinosaurs’ diversification – the Carnian Pluvial Episode (CPE).  
57 Alternate possible drivers of diversification (superiority, competition, opportunism and  
58 body temperature) are then discussed. Finally, remaining questions and future research  
59 opportunities are discussed.

60

61 **2. TRIASSIC CONTINENTAL CONFIGURATION**

62           During the Triassic, all major emerged lands were configured as a single  
63 supercontinent, Pangea. This continental configuration directly affected ocean currents,  
64 moisture distributions throughout the continent, and potential for faunal dispersion  
65 (Simms and Ruffell, 1989, 1990; Cisneros et al., 2012; Abdala et al., 2013). Pangea  
66 completed formation during the Carboniferous period as Laurasia and Gondwana  
67 collided during the Alleghanian-Variscan Orogenies. The supercontinent extended from  
68 *c.* 85°N to 90°S, almost centering on the Equator. A megaocean called Panthalassa  
69 occupied *c.* 70% of the Earth's surface, while a westward extending limb, the  
70 Paleotethys Sea, cut into the Pangean continental interior. The Paleotethys Sea was  
71 restricted latitudinally to around 30°N-S, within the tropical-subtropical belt (Ziegler et  
72 al., 1983; Preto et al., 2010; Miller and Baranyi, 2019). No major continental  
73 reconfigurations occurred across the Permian-Triassic transition through the Early  
74 Triassic, rather Pangea gradually drifted northward and rotated counterclockwise.  
75 During the Late Triassic/Early Jurassic, it began to break up (Fig. 1c).

76



77

78 **Fig. 1.** The standard Triassic chronostratigraphy with the Paleogeographic maps  
 79 evolution for the Early (A), Middle (B) and Late (C) Triassic. Source: Adapted from  
 80 Cohen et al. (2016) and Miller and Baranyi (2019).

81

82 Rifting of Pangaea could have started prior to the extrusion of the Central  
 83 Atlantic Magmatic Province (CAMP) lavas (191 to 205 Ma with the main age of  
 84  $199 \pm 2.4$  Ma, and main restricted peak at  $199.1 \pm 1$  Ma), at least on the eastern margin of  
 85 North America (e.g., Marzoli et al., 1999; Verati et al., 2007; Nomade et al., 2007;



86 Foster-Baril and Stockli, 2023). The role of CAMP driving the Triassic–Jurassic  
87 extinction event is also debated, both with respect to timing (e.g., Whiteside et al.,  
88 2007) and its effects on atmospheric chemistry, especially greenhouse gas release from  
89 magma-evaporite interactions (contact metamorphism; Oliveira et al., 2023).

90           The climate of the Triassic period is thought to have been characterized by a  
91 non-zonal pattern, dictated by a strong global monsoon system that is most evident in  
92 the Tethys region (Preto et al., 2010). This monsoonal regime reflected the unusual  
93 aggregation of the Pangea supercontinent. The concentration of exposed land at low and  
94 mid-latitudes, plus the presence of a warm sea-way would have maximized summer  
95 heating in the circum-Tethyan part of the continent (Kutzbach and Gallimore, 1989,  
96 Dubiel et al., 1991 and Preto et al., 2010). These boundary conditions would have  
97 driven extreme continentality (hot summers and relatively cold winters) and a strong  
98 monsoonal circulation (e.g., Robinson, 1973; Kutzbach and Gallimore, 1989).

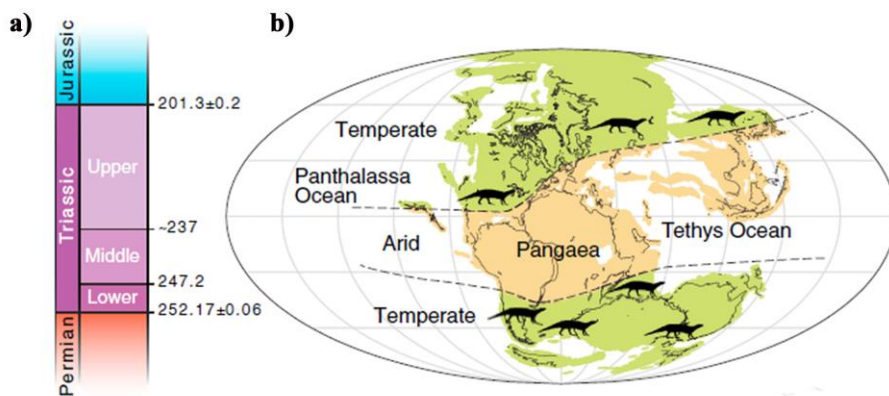
99           The climatic consequences of such a strong “mega-monsoon” are: I - extremely  
100 seasonal rainfall; II - relatively dry eastern and wet western equatorial regions, with  
101 reversed equatorial atmospheric flow (compared to today); and III - breakdown of a  
102 typical zonal climate pattern, with rainfall instead paralleling the northern and southern  
103 Tethyan coasts (Parrish, 1993, Preto et al., 2010 and Miller and Baranyi, 2019). As  
104 monsoonal strength strongly depends on both the size of the landmass and the equal  
105 latitudinal distribution of the land mass about the Equator, monsoonal conditions would  
106 have achieved their maximum during the Triassic period (Miller and Baranyi, 2019).

107           Wide geographical distribution of Triassic red beds, evaporites, and coals  
108 record this monsoonal climate (e.g., Robinson, 1973), which many general circulation  
109 models (GCMs) now suggest also occurred during the Permian (Miller and Baranyi,

110 2019). Many modern geographic drivers of monsoonal circulation, especially  
111 topography, were also present (Miller and Baranyi, 2019).

### 112 3. MAIN CLIMATIC EVENTS OF THE TRIASSIC

113 In general the Triassic climates were warm and equable, with no polar icecaps  
114 (Benton, 2016). A broad arid belt extended over much of North and South America,  
115 Europe, and Africa. Towards the poles, warm temperate bands extended across Asiatic  
116 Russia and North America in the north, and India, Australia, Antarctica, and the  
117 southern tips of Africa and South America in the south (Fig. 2b). These climatic belts  
118 define distributions of fossils, such that fossils of marine organisms are mostly found  
119 from the equatorial Panthalassa and Tethys oceans, whereas fossils of terrestrial  
120 organisms are mostly found from the northern and southern temperate belts (e.g.,  
121 regions from the current Russia, China, South Africa, Argentina and Brazil; Li, 2001;  
122 Tverdokhlebov et al., 2005; Clapham et al., 2006; Benton, 2016, Schultz et al., 2020;  
123 Smith et al., 2020).



124

125 **Fig. 2.** Triassic timescale and geography. A) The Triassic time scale (~50 Ma.) is  
126 delimited by two major mass extinctions. B) Global paleogeographic map of the  
127 Triassic, presenting the major climatic belts and highlighting an arid climate ‘dead

128 zone' (beige) of the Early Triassic. Most fossils are found in the temperate zones  
129 (green). Adapted from Benton (2016).

130

131 The next sections present the main climatic events of the Triassic in  
132 chronostratigraphic order, in comparison to the Carnian Pluvial Episode (CPE). The  
133 CPE itself, and its climatic and evolutionary implications will be discussed apart from the  
134 chronological syn-CPE strata, because of its importance for understanding the rise of  
135 dinosaurs.

### 136 **3.1 Pre-CPE climates and ecologies**

137 The Permo-Triassic mass extinction (~251 Ma) witnessed the largest known  
138 extinction, when as much as 95% of all species on Earth were lost (Benton and  
139 Twitchett, 2003). Eruption of the Siberian Traps and consequent contact metamorphism  
140 of evaporites and organic-rich sediments released large amounts of SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, Cl, F and  
141 Br (Eldholm and Thomas, 1993; Grard et al., 2005; Black et al., 2012) that contributed  
142 to widespread acid rain (Black et al., 2014), depletion on ozone levels (Black et al.,  
143 2012), and intensified continental erosion (Algeo et al., 2011). Dust and CO<sub>2</sub> emission  
144 might cause severe cooling (Campbell et al., 1992; Kozur, 1998), but increased CO<sub>2</sub>  
145 would drive global warming, hypercapnia (high CO<sub>2</sub> levels in blood) and ocean  
146 acidification (Sheldon, 2006; Knoll et al., 2007; Li et al., 2023). Most researchers accept  
147 the Siberian Traps as the most plausible driver of the Permo-Triassic mass extinction.  
148 Impact of a meteorite (analogous to the Cretaceous-Paleogene Boundary) has largely  
149 been rejected for lack of evidence (Alvarez et al., 1980; Hallam and Wignall, 1997;  
150 Isozaki, 2001; Benton, 2003; Benton and Twitchett, 2003).

151           Some researchers question whether volcanic CO<sub>2</sub> fluxes alone are enough to  
152 have caused substantial warming or whether other greenhouse gases, especially CH<sub>4</sub>,  
153 are required (Erwin, 1993; Svensen et al., 2009). Huge C isotope oscillations at this  
154 time, in addition to physical evidence (high weathering rates in paleosoils) and  
155 geochemical data, all corroborate an increase in temperature of about 7 °C to 15 °C  
156 (Retallack, 1999; Michaelsen and Henderson, 2000; Benton and Twitchett, 2003;  
157 Horacek et al., 2010; Royer et al., 2004; Benton, 2016).

158           Tropical temperatures surpassed the critical thermal maximum of most  
159 tetrapods, so the low latitudes transitioned from high biodiversity (tetrapod-rich areas)  
160 to low diversity areas (essentially barren of tetrapods; Liu et al., 2021). Conversely,  
161 higher latitude areas whose temperatures were below the critical thermal minimums of  
162 most tetrapods during the Permian switched to diversity hotspots for Early Triassic  
163 tetrapods. These high latitude regions may have served as refugia from higher  
164 temperatures equatorial areas (Fig. 3; Fröbisch et al., 2010; Romano et al., 2020;  
165 Whitney and Sidor, 2020, Liu et al., 2021).

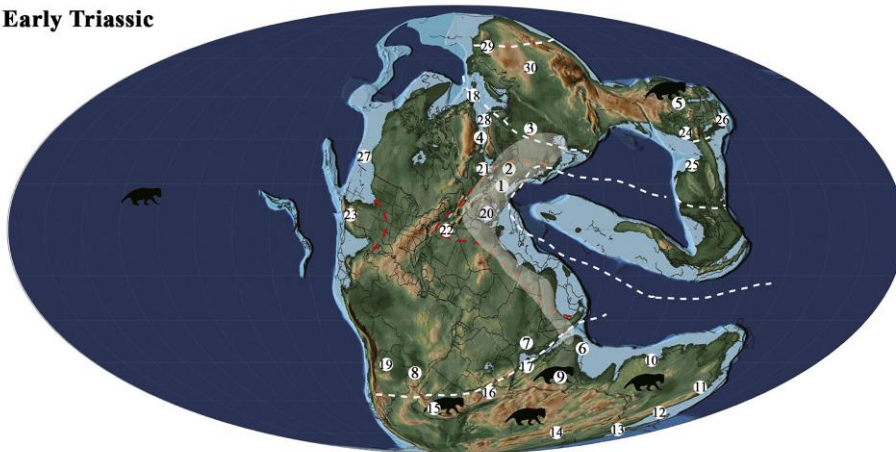
a)

Late Permian



b)

Early Triassic



166

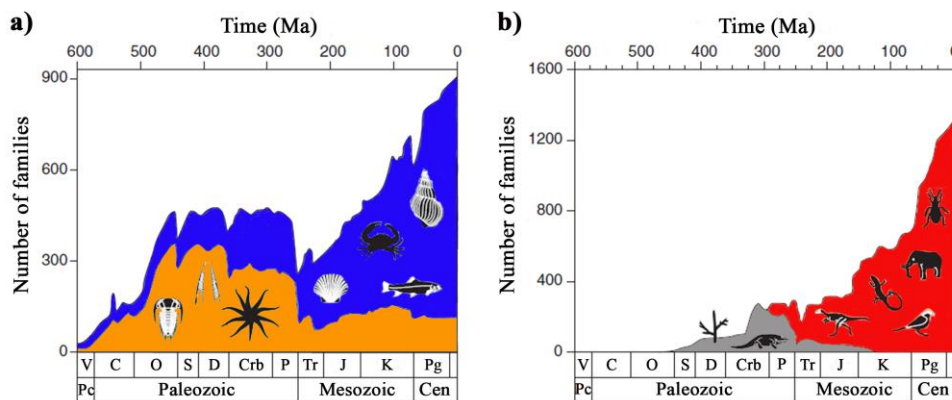
167 **Fig. 3.** Paleogeographic distribution of the landmasses (Scotese, 2014) during the Late  
168 Permian (A) and Early Triassic (B) and their most important fossil localities. A) Major  
169 Lopingian age tetrapod localities: 1, Sydney Basin, Australia; 2, Karoo Basin, South  
170 Africa; 3, Zambia and Zimbabwe; 4, Malawi and Tanzania; 5, Pranhita-Godavari and  
171 Satpura basins, India; 6, Paraná Basin, Brazil; 7, Uruguay; 8, Madagascar; 9, Niger; 10,  
172 Morocco; 11, Italy; 12, Germany and Poland; 13, Scotland; 14, Urals, Russia; 15,  
173 Junggar Basin, China; 16, Alxa Block, China; 17, Ordos Basin, China; 18, Laos. B)  
174 Major Early Triassic tetrapod localities. White lines bound different climate zones  
175 during Induan and Smithian ages, red lines are the inferred expansion of tropical climate

176 during the Spathian age. Grey shading indicates possible route for tetrapod migration. 1,  
177 southern Germany; 2, Poland; 3, Urals, Russia; 4, Greenland; 5, Junggar Basin, China;  
178 6, Pakistan; 7, Kenya; 8, Paraná Basin, Brazil; 9, India; 10, Western Australia; 11,  
179 Queensland, Australia; 12, Sydney Basin, Australia; 13, Tasmania; 14, Antarctica; 15,  
180 Karoo Basin, South Africa; 16, Mozambique; 17, Madagascar; 18, Svalbard; 19, La  
181 Rioja, Argentina; 20, Italy; 21, UK; 22, Morocco; 23, western USA; 24, North China;  
182 25, South China; 26, Japan; 27, British Columbia, Canada; 28, Norway; 29, Sakha,  
183 Russia; 30, Evenk, Russia. Adapted from Liu et al. (2021).

184

185           The most relevant faunal and floral changes that occurred during the Permo-  
186 Triassic mass extinction include: 1 - The disappearance of the widespread *Glossopteris*  
187 flora of the southern continents before the end of the Permian, was followed by the  
188 replacement of a "transitional floras" that culminates with the reduction of the  
189 abundance of psilopsids, lycopods and horsetails groups, and with the stabilization of  
190 seed-fern (*Dicroidium* and its relatives) assemblages, especially in lowland  
191 environments on Southern Hemisphere (Anderson and Anderson, 1970; Tucker and  
192 Benton, 1982; Retallack, 1995); 2 - Extinction of trilobites and blastoids; 3 - Massive  
193 and permanent reduction in abundance and diversity of conodonts, brachiopods and  
194 porifers (Rohn, 2010). Synapsid were the most affected terrestrial group of the Permo-  
195 Triassic mass extinction. Of 37 end-Permian tetrapod families, 27 became extinct, and  
196 15 of these were synapsids. Only three Therapsida groups survived the Permo-Triassic  
197 mass extinction: anomodonts (as dicynodonts), therocephalians (e.g. the family  
198 Regisauridae) and cynodonts (e.g., *Cynognathus crateronotus*; Benton, 2003; Soares et  
199 al., 2012).

200 Recovery from the Permo-Triassic mass extinction was probably slowed by  
 201 both the magnitude of the extinction and slow recovery of environments (Fig. 4;  
 202 Benton, 2016). At least three additional global-warming shocks through the initial 6  
 203 Myr of the Triassic could have served as setbacks for some species, but also could have  
 204 favored fast-evolving species, such as foraminifera and ammonites, until the  
 205 environment stabilized about 6 Myr later (Benton, 2016). Globally uniform faunas and  
 206 floras might reflect a very low Equator-to-pole temperature gradient (Hallam and  
 207 Wignall, 1997; Grauvogel-Stamm and Ash, 2005; Brayard et al., 2006; Preto et al.,  
 208 2010).



209  
 210 **Fig. 4.** Time series of diversity counts for families of marine (A) and terrestrial (B) life,  
 211 showing how Paleozoic life was replaced by modern evolutionary faunas during the  
 212 Triassic. Orange and gray areas in A and B represent Paleozoic fauna that were  
 213 decimated by the Permo-Triassic mass extinction. So-called ‘modern’ plants and  
 214 animals (blue and red) appeared in the Paleozoic, but remained at low diversity until the  
 215 Permo-Triassic mass extinction. The modern groups, such as marine bivalves,  
 216 gastropods, crustaceans, and bony fishes (A) and terrestrial dinosaurs, lepidosaurs,  
 217 beetles, mammals, and birds (B) built new ecosystems that persist to the present. V -  
 218 Vendian; C - Cambrian; O - Ordovician; S - Silurian; D - Devonian; Crb -

219 Carboniferous; P - Permian; Tr - Triassic; J - Jurassic; K - Cretaceous; Pg - Paleogene;  
220 Pc - Precambrian; Cen - Cenozoic. Source: Adapted from Benton (2016).

221

222 For floras, a pronounced “coal gap” indicates an absence of peat swamps and  
223 reduction in land plant productivity (Retallack, 1995; Retallack et al., 1996). However,  
224 the absence of competition among plants complicates any complete understanding of  
225 interrelationships between Early Triassic climate and plants occurrences (Preto et al.,  
226 2010). For example, the occurrence of highly water-dependent heterosporous lycopsids  
227 in supposedly "arid" environments is difficult to explain (Looy et al., 1999; Preto et al.,  
228 2010). Possibly widely distributed Lower Triassic red beds across central Europe  
229 (Denmark, England, France, Germany, Poland, Spain, Wales) do not reflect aridity (e.g.,  
230 Retallack et al., 1996), rather a strong seasonal or semi-arid climate, as suggested in co-  
231 occurring paleosoils (e.g. Retallack et al., 1996; Holz and Souto-Ribeiro, 2000; Silva et  
232 al., 2011). In a florally depauperate world, the lack of strong weathering signals might  
233 represent a form of “mock aridity” (Harris and Van Couvering, 1995) where relatively  
234 high precipitation did not correspond with either abundance of floras in general, or of  
235 highly rooted floras.

236 Early Triassic carbon isotope oscillations may also represent climatic and CO<sub>2</sub>  
237 oscillations (Payne et al., 2004; Payne and Kump, 2007; Taniwaki et al., 2022). Possible  
238 explanations include ongoing effects of major pulses of Siberian Traps (Payne et al.,  
239 2004; Payne and Kump, 2007) or photic zone redox oscillations during microbialite  
240 development (Taniwaki et al., 2022).

241 Major turnovers among Early Triassic tetrapods include replacement of  
242 temnospondyls (amphibian-like animals such as *Bageherpeton longignathus*),



243 parareptiles (primitive anapsids like mesosaurs and pareiasaurs), and synapsids by  
244 lissamphibians, turtles, lepidosaurs (lizards and relatives), archosaurs (crocodiles,  
245 dinosaurs, birds, and relatives), and mammals (Benton, 2016). Among fish,  
246 neopterygians and later teleosts began to replace the hybodont sharks and thick-scaled  
247 basal bony fishes (Benton, 2016). Plants turnover is less clear, but new seed ferns and  
248 conifers began to flourish. Truly modern floras did not develop until the Cretaceous  
249 with the rise of the angiosperms and flowers (Augusto et al., 2014; Benton, 2016).

250           Although the Middle Triassic is conventionally interpreted as arid to semi-arid  
251 (e.g., Simms et al., 1995; Preto et al., 2010; Corecco et al., 2020), macrofloras and  
252 palynomorphs thrived in an equatorial climatic belt (Visscher and Van der Zwan, 1981;  
253 Ziegler et al., 1993). In the eastern portion of the Tethys, abundant ferns, horsetails,  
254 seed ferns, conifers and cycad fossils, extending above 70° N latitude, supported rich  
255 forests in a more warm and more temperate climate (Ziegler et al., 1993; Cúneo et al.,  
256 2003). Palynomorph associations indicate relatively moist conditions for the western  
257 Tethys during the Anisian, especially in the Southern Alps and Hungary (e.g., Brugman,  
258 1986; Kustatscher et al., 2010). Rich plant communities in England, the Germanic  
259 Basin, and the Southern Alps, further corroborate relatively humid and warm climates  
260 (e.g., Köppen and Wegener, 1924; Szulc, 1999; Kustatscher and van Konijnenburg-van  
261 Cittert, 2005).

262           In the southern hemisphere, even the western Antarctic, normally much drier  
263 than other areas, witnessed an increase in rainfall during the Middle and Late Triassic  
264 (Parrish et al., 1982). A temperate seasonal regime (cool winters and warmer summers),  
265 strongly conditioned by sunlight and secondarily by temperature, would best explain this  
266 Middle Triassic plant associations (e.g., permineralized peat, *Dicroidium* leaf mats,  
267 wood in fluvial deposits; Cúneo et al., 2003; Spalletti et al., 2003). Farther north in the

268 Santa Maria Supersequence, Brazil, facies and geochemical analysis indicates Ladinian  
269 age loess deposits, calcretes, and unusually high Ba and Ca contents consistent with a  
270 semi-arid, seasonal climate (Horn et al., 2013, 2018a,b; Corecco et al., 2020).  
271 Conversely, Ladinian age deposits in Argentina contain rich plant and animal  
272 associations, indicating a relatively humid and warm climate (Mancuso and Marsicano,  
273 2008). Dinosaurs probably originated at this time (e.g. *Nyasasaurus parringtoni* -  
274 Nesbitt et al., 2013), but they did not diversify until after the Carnian age of the Late  
275 Triassic (Benton and Wu, 2022).

276 Faunal and floral differences between the Early and Late Triassic have been  
277 used to argue that after the Permo-Triassic mass extinction, biotic recovery occurred in  
278 steps either by biotic drivers (complex multispecies interactions) or physical  
279 perturbations, or a combination of both (Chen and Benton, 2012). As the examples  
280 above indicate, a stable and complex ecosystem did not re-emerge until the beginning of  
281 the Middle Triassic, around 8 to 9 Myr after the Permo-Triassic mass extinction. These  
282 observations feed a wider debate about the relative roles of intrinsic and extrinsic  
283 drivers of large-scale evolution. For example, intense volcanism in the Alps, Apennines,  
284 Carpathians, Iberia and eastern Tethys area might have increased CO<sub>2</sub> concentrations,  
285 temperatures, and moisture during the Middle Triassic (Bechstädt et al., 1978;  
286 Brandner, 1984; Baud et al., 1991; Szulc, 1999; Preto et al., 2010). Alternatively, biotic  
287 recovery in otherwise similar climates might have required c. 8-9 Myr, and apparent  
288 earlier aridity reflects the difficulty of reestablishing diverse and abundant floras and  
289 faunas, not climate.

290

291 **3.2 Syn-CPE climates and ecologies**

292           During the Late Triassic, numerous groups diversified rapidly, for example, the  
293 insects (e.g., Hymenoptera - bees, wasps, and ants; Diptera - flies; Trichoptera -  
294 caddisflies; Lepidoptera - butterflies and moths), dinosaurs, pterosaurs, and mammals  
295 (Benton, 2016; Müller et al., 2020, 2023; Cabreira et al., 2022; Kellner et al., 2022).  
296 Rapid diversification is often attributed to the maximum expression of a monsoonal  
297 climate (Pangaeian megamonsoon; Preto et al., 2010; Miller and Baranniyi, 2019).

298           Strong monsoonal atmospheric circulation divided the tropics and subtropics  
299 into three longitudinally-distributed (non-zonal) climatic regions (Preto et al., 2010) – a  
300 central intertropical portion with a dry climate throughout the entire year, coastal  
301 regions with alternating wet and dry seasons, and the western Tethys with a strong  
302 monsoonal season. However, zonal climates may have characterized the Atlantic rift  
303 basins of eastern North America, with a narrow equatorial humid zone, an arid zone  
304 mostly south of 30°N, and a more northerly humid temperate zone (Olsen and Kent,  
305 2000; Kent and Olsen, 2000), i.e., comparable to modern zonal climate distributions.  
306 Although degree to which climates were latitudinally zoned may be debated across the  
307 tropical latitudes of the Pangea, numerous field studies (adopting multiproxy techniques  
308 - stable isotopes, ICP-MS – major and trace elements, stratigraphy, sedimentology)  
309 attest to monsoonal effects across widespread areas (e.g., Argentine, Brazil, Italy, USA;  
310 Dubiel et al, 1991; Dal Corso et al., 2012; Horn et al., 2018b; Corecco et al., 2020;  
311 Mancuso et al., 2020, 2021).

312           The Carnian age represents an especially wet period of the Late Triassic  
313 (Simms and Ruffell, 1990; Ogg, 2015; Ruffell et al., 2016), and is thought to have been  
314 responsible for major fauna and flora turnover, including a possible trigger for the rise  
315 of the dinosaurs (e.g., Benton et al., 2018; Bernardi et al., 2018). A brief interval,  
316 termed the Carnian Pluvial Episode (CPE) was even wetter.

317           Although the profound Mesozoic Marine Revolution and the Carbonate  
318 Factory-Plankton Revolution were originally thought to have occurred in the Late  
319 Jurassic and/or Cretaceous (Vermeij, 1977), evidence from China, Greenland, India,  
320 Pakistan, and USA (Vermeij, 2008; Tackett and Bottjer, 2016; Hautmann et al., 2017)  
321 indicates the Mesozoic Marine Revolution was already underway in the Middle and  
322 Late Triassic. This chronologic revision confirms the view that modern marine faunas  
323 replaced Paleozoic faunas beginning in the Triassic (Sepkoski, 1984). During the  
324 Mesozoic Marine Revolution, modern crustaceans, gastropods and fish enhanced  
325 predator-prey arms races. A second escalation may have followed the CPE, around 232  
326 Ma, marked by major revolutions in plankton, carbonate factory, predatory modes and  
327 anti-predator defenses (Dal Corso et al., 2020). Further evidence for this second  
328 escalation may include the disappearance of new predatory and defensive adaptations,  
329 including widespread durophagy in marine reptiles and flying adaptations in fishes  
330 (Brett and Walker, 2002; Benton and Wu, 2022); these adaptations re-emerged in other  
331 groups later in the Mesozoic.

332           The Carbonate Factory-Plankton Revolution consisted of an interaction among  
333 sedimentary environments, organisms, and precipitation processes that led to the  
334 formation of carbonate platforms. These platforms can be divided into multiple systems,  
335 including tropical cool-water, and mudmound types (Schlager, 2005; Reijmer, 2021).  
336 Numerous factors influence carbonate platforms, including light, salinity, substrate,  
337 water temperature, and carbonate saturation, as well as ocean circulation, atmospheric  
338 systems, ocean-atmosphere systems, shallow-water dynamics, and terrestrial sediment  
339 and water inputs (Reijmer, 2021; Benton and Wu, 2022). In their review of 1.5 billion  
340 years of eukaryotic planktonic evolution, Falkowski et al. (2004) identified a major  
341 ecological reset and overhaul to the oceanic carbon cycle in the Triassic. The

342 simultaneous rise of calcifying plankton groups (including eukaryotic phytoplankton) in  
343 the oceans in addition to new reef-building corals (scleractinians) and other metazoan  
344 reef-builders contributed to major shift in the global carbon cycle (Benton and Wu,  
345 2022). Eukaryotic phytoplankton groups are thought to be responsible for most organic  
346 matter export into deep-ocean sediments (Falkowski et al., 2004), which has a major  
347 impact on C cycling. In the Italian Dolomites, a huge increase in calcispheres during the  
348 Late Triassic marks the rise of coccolithophores and dinoflagellates (Dal Corso et al.,  
349 2020). Their volume abundance rose from almost 0% (Middle Triassic) to 10% (by rock  
350 volume) after the CPE to >50% in the Rhaetian (latest Triassic). These deep-water  
351 carbonates may have helped stabilize the global carbon cycle by improving the  
352 buffering capacity of the oceans (Ridgwell, 2005). The importance of eukaryotic  
353 phytoplankton in controlling ocean chemistry and global C cycling emphasizes the need  
354 to more fully understand the rise of calcispheres (Dal Corso et al., 2020).

355           According to Preto et al. (2010), the carbonate platforms from the Triassic can  
356 be used as analogues for the response of reef and carbonate systems to future climate  
357 change. The Triassic period represents a time in which the geochemistry of seawater  
358 was comparable to near future expectations. Some authors have detected two critical  
359 conditions for comparability with modern and future scenarios, the acidification of  
360 oceans' mixed layer, in equilibrium with high pCO<sub>2</sub> (Retallack, 2001; Berner, 2006),  
361 and an "aragonite sea" mode with marine molar Mg/Ca ratio > 2 (Stanley and Hardie,  
362 1998; Stanley, 2008). Such a combination of high pCO<sub>2</sub> and Mg/Ca occurred again  
363 only in the Late Paleogene. Thus, the Triassic period may offer a more accurate  
364 analogue for the response of present anthropogenic climatic changes than many other  
365 case studies from the Jurassic, Cretaceous and Paleogene (Preto et al., 2010). This

366 correspondence of modern and ancient atmospheric and marine chemistry reinforces the  
367 importance of understanding of the paleoclimate of the Triassic.

368

### 369 **3.3 Post-CPE climates and ecologies**

370 One of the greatest ecological disturbances that occurred post-CPE was the  
371 Triassic-Jurassic mass extinction, which represents the third biggest known mass  
372 extinction, when *c.* 50% of marine genera vanished (Miller and Baranyi, 2019). Several  
373 triggers for this extinction have being proposed, including sea level changes, multiple  
374 impact events, and/or eruption of a vast continental flood basalt province (the Central  
375 Atlantic Magmatic Province - CAMP) increasing volcanic gas emissions (especially  
376 CO<sub>2</sub> and SO<sub>2</sub>) and driving short-lived cooling and acid rain, ocean acidification, and  
377 reduced oxygen levels (Spray et al., 1998; Marzoli et al., 1999; McElwain et al., 1999;  
378 Hesselbo et al., 2004; Quan et al., 2008; Van de Schootbrugge et al., 2009; Greene et  
379 al., 2012; Cluston et al., 2018).

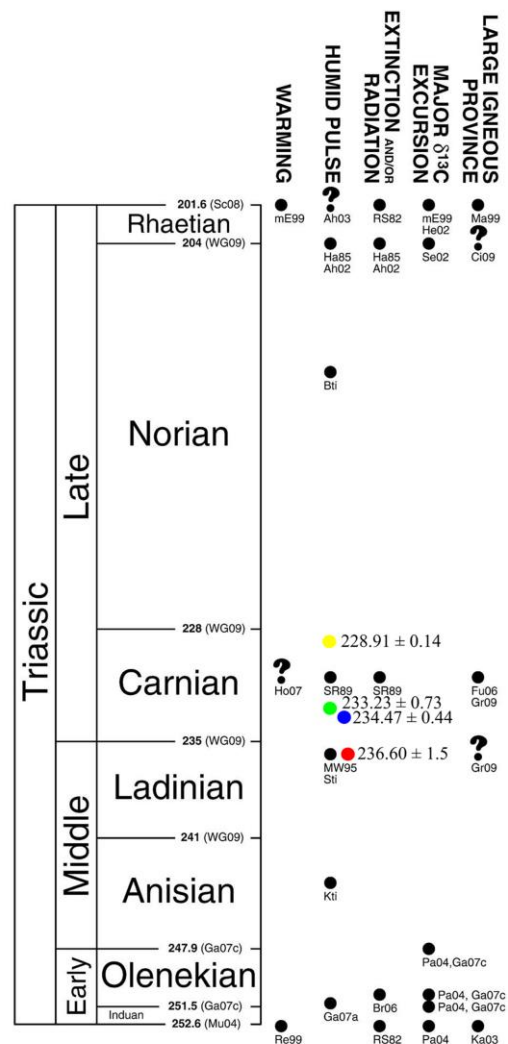
380 CAMP extension was about  $1.1 \times 10^7$  km<sup>2</sup> with a total volume of erupted lava  
381 of about  $2.4 \times 10^6$  km<sup>3</sup>, and lasted *c.* 600-800 kyr (Millard and Baranyi, 2019).

382 Estimates of CO<sub>2</sub> concentration changes across the Triassic-Jurassic boundary vary  
383 widely. Stomatal index suggest a four-fold increase of atmospheric CO<sub>2</sub> contents to  
384 values around 2,000 to 2,400 ppm (McElwain et al., 1999). In contrast, pedogenic  
385 carbonate  $\delta^{13}\text{C}$  values may indicate high CO<sub>2</sub> levels (around 2,250 ppm) prior to the  
386 Triassic-Jurassic mass extinction (Tanner et al., 2001), although temporal resolution of  
387 paleosols may not resolve timing well, and revisions to estimated temperature may  
388 permit a 30% increase in atmospheric CO<sub>2</sub> values across the Triassic-Jurassic mass  
389 extinction (Beerling, 2002). Large uncertainties in estimated atmospheric CO<sub>2</sub>

390 concentrations based on pedogenic carbonate  $\delta^{13}\text{C}$  (e.g., Breecker et al., 2009)  
391 recommend caution in interpreting this record.

392           Debate about climate change across the Triassic-Jurassic mass extinction has  
393 mainly focused on records from NW Europe and NE North America, which were the  
394 most affected by CAMP volcanism. With increasing distance from the centers of  
395 volcanism, both climate and floral extinctions appear to attenuate (Hallam and Wignall,  
396 1997). For example, in the Southern Hemisphere, replacement of *Dicroidium*-  
397 dominated floras by cheirolepid conifer forests seems to have been gradual (Zhang and  
398 Grant-Mackie, 2001). This gradual transition appears to correlate with a gradual  
399 increase in moisture (at least in the Australian record), and can advocate against an  
400 abrupt extinction (Tanner et al., 2004). The Late Triassic and Early Jurassic sequences  
401 found in the Karoo Basin (South Africa), Brazil, and Argentina trend towards drier  
402 conditions, which can be explained by northward continental drift from southern  
403 temperate regions towards the lower latitude arid belts (Olsen and Kent, 2000; Preto et  
404 al., 2010).

405           Faunal groups that were especially impacted across the Triassic-Jurassic mass  
406 extinction include conodonts (extinct), ammonoids (extinction of Ceratitina) that  
407 become less diverse and less ornamented, and brachiopods (71% extinction of genera  
408 with calcareous shells), Foraminifera (35% extinction of genera), while ichthyosaurus,  
409 plesiosaurs and marine crocodylians replaced marine reptiles like thalattosaur, armored  
410 placodonts, and eosauropterygians (Hautmann et al., 2008; Rohn, 2010; Thorne et al.,  
411 2011; Lucas, 2018; Druckenmiller et al., 2020). Conversely, Ammonitida, coleoid  
412 cephalopod some bivalves and sponges, dinosaurs, non-mammal cynodonts, and  
413 mammals survived and some even increased in diversity (Rohn, 2010; Soares et al.,  
414 2012; Lucas, 2018).



416

417 **Fig. 5.** Major events of the Triassic from Preto et al. (2010). The Triassic time scale is  
 418 delimited by two mass extinctions and ages are revised according to more recent  
 419 geochronology (e.g., Philipp et al., 2018; Mancuso et al., 2020; Colombi et al., 2021).  
 420 The circles (green, red, yellow, and blue) respectively represent recent proposals for the  
 421 timing of the CPE in Brazil (Corecco et al., 2020; Battista et al., 2024) and Argentina  
 422 (Mancuso et al. 2020; Colombi et al., 2021). Black dots are based on Preto et al. (2010);  
 423 see text for explanation. Ah02: Ahlberg et al. (2002); Ah03: Ahlberg et al. (2003);  
 424 Br06: Brayard et al. (2006); Bti: Berra et al. (2010); Ci09: Cirilli et al. (2009); Fu06:



425 Furin et al. (2006); Ga07a: Galfetti et al. (2007a); Ga07c: Galfetti et al. (2007b); Gr09:  
426 Greene et al. (2009a,b); Ha85: Hallam (1985); He02: Hesselbo et al. (2002); Ho07:  
427 Hornung et al. (2007); Ka03: Kamo et al. (2003); Kti: Kustatscher et al. (2010); Ma99:  
428 Marzoli et al. (1999); mE99: McElwain et al. (1999); Mu04: Mundil et al. (2004);  
429 MW95: Mutti and Weissert (1995); Pa04: Payne et al. (2004); Re99: Retallack (1999);  
430 RS82: Raup and Sepkoski (1982); Sc08: Schaltegger et al. (2008); Se02: Sephton et al.  
431 (2002); SR89: Simms and Ruffell (1989); Sti: Stefani et al. (2010); WG09: Walker and  
432 Geissman (2009).

433

#### 434 **4. CARNIAN PLUVIAL EPISODE AND THE RISE OF THE DINOSAURS**

435           Approximately 230 to 232 Ma, during the Carnian stage, the globe experienced  
436 an increase in net precipitation – The Carnian Pluvial Episode (CPE) or "Wet  
437 Intermezzo" (Furin et al., 2006; Ogg, 2015; Benton et al., 2018). The CPE has been  
438 linked to a major extinction and diversification of many groups, including the dinosaurs  
439 (e.g., Benton, 1986; Ogg, 2015; Dal Corso et al., 2020; Benton and Wu, 2022).  
440 Arguably, more than one extinction event attended the Late Triassic, the first during the  
441 Carnian and the second 17 to 20 Myr later, during the Norian (Benton, 1986). The first  
442 extinction event can be further subdivided into two sub-events, the first affecting the  
443 ammonites at the beginning of the Carnian and the second larger sub-event affecting  
444 tetrapod groups at the end of the Carnian.

445           Most researchers attribute the CPE to massive volcanism associated with the  
446 Wrangellian large igneous province (WLIP), and initial rifting of Pangea, coupled with  
447 megamonsoon events (Ogg, 2015; Zeng et al. 2019). Although initially viewed as  
448 shortlived (Preto and Hinnov 2003, Rigo et al. 2007) and restricted to Europe and the

449 Tethys Ocean (Simms and Ruffell 1989, 1990; Simms et al. 1995), recent research  
450 demonstrates a global reach (Cheng et al. 2019; Horn et al. 2018a,b; Zeng et al. 2019;  
451 Corecco et al., 2020; Mancuso et al., 2020, 2021). For example, evidence for the CPE is  
452 also found in the SW United States (Prochnow et al. 2006, Lucas and Tanner 2018),  
453 Argentina (Mancuso et al. 2020), and Brazil (Horn et al. 2018a; Corecco et al., 2020;  
454 Battista et al., 2024). Thus, the CPE affected both northern and southern hemispheres.

455           The speed of the climatic oscillation (dry-wet-dry) that supposedly characterize  
456 the CPE could be associated with dinosaur diversification, and it is important to assess  
457 the degree to which the record supports this climatic change. Sedimentary rocks of the  
458 Mungaroo Formation (Australia) suggest relatively rapid deposition controlled by high  
459 precipitation (flood deposits; Zeng et al., 2019). If so, the megamonsoon might have  
460 been shortlived but generated abundant sediment input. Biostratigraphic calibrations (in  
461 both marine and continental environments) as well as precise radioisotopic dating are  
462 needed to delimit more precisely the true duration of this episode.

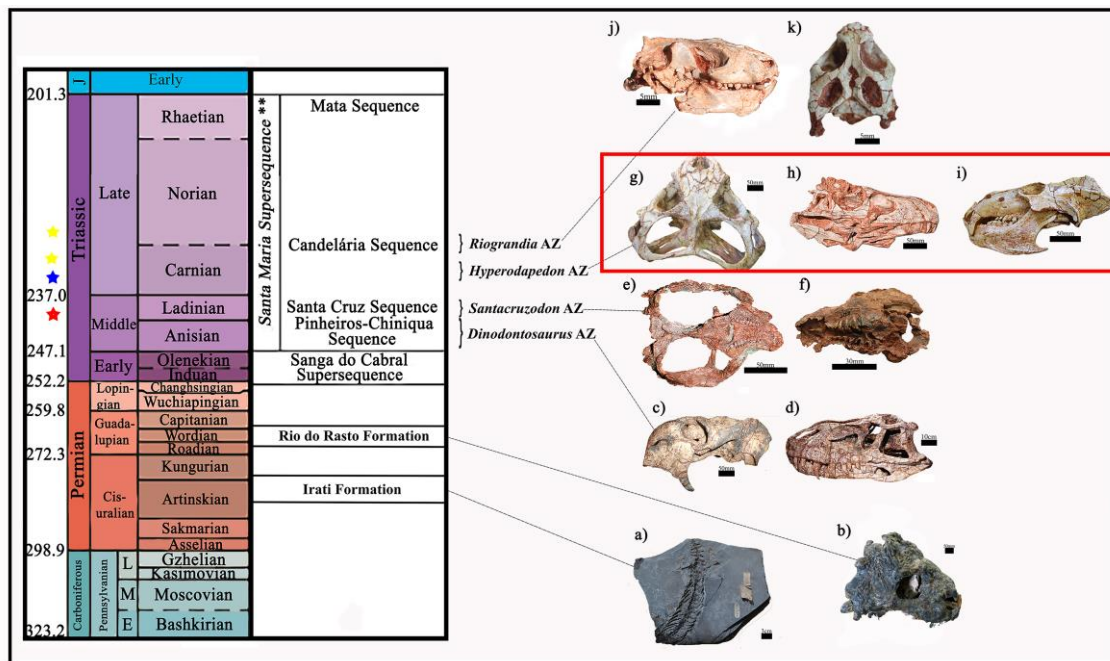
463           Recent discoveries point the Triassic Candelária Sequence in Brazil (e.g.,  
464 Colbert, 1970; Cabreira et al., 2011; Pacheco et al., 2019) and the Ischigualasto  
465 Formation in Argentina as key strata for understanding the CPE and the origin and rise  
466 of dinosaurs. The following sections summarize their geology, paleontology and  
467 paleoenvironment of these strata.

468

#### 469           **4.1 Brazilian Biozones**

470           Brazilian Triassic strata occur in the intracratonic volcano-sedimentary Paraná  
471 Basin, more specifically, in the Santa Maria Supersequence, which occupies the central  
472 portion of the Rio Grande do Sul State (Milani et al., 2007). These strata are subdivided

473 into four sequences with four assemblage zones (AZ), delimited according to their  
 474 tetrapod assemblages. From base to top these are: Pinheiros-Chiniquá (*Dinodontosaurus*  
 475 AZ, Ladinian), Santa Cruz Sequence (*Santacruzodon* AZ, Eocarnian), Candelária  
 476 Sequence (including the *Hyperodapedon* and *Riograndia* AZs, Carnian-Norian), and  
 477 Mata Sequence (Rhaetian). This last sequence is equivalent to the Santa Maria III  
 478 Sequence of Zerfass et al. (2003), and is the only sequence that is devoid of vertebrate  
 479 fossils (Siegloch et al., 2021) (Fig. 6). In general, a shallower lacustrine system  
 480 (*Dinodontosaurus* and *Santacruzodon* AZs) was gradually replaced by a river system  
 481 (*Hyperodapedon* and *Riograndia* AZs), and finally transitioned to intertwined rivers  
 482 system (Mata Sequence; Corecco et al., 2022).



483

484 **Fig. 6.** Stratigraphic column of Paraná Basin with examples of the different modes of  
 485 fossil preservation, including variations in color and texture. a) Axial skeleton of  
 486 *Mesosaurus tenuidens* (UFRGS-PV-0209-P), in dorsal view; b) Skull of *Provelosaurus*  
 487 *americanus* (UFRGS-PV-0231-P), in dorsal view; c) Skull of *Dinodontosaurus* sp. in  
 488 left lateral view; d) Skull and mandible of *Prestosuchus chiniquensis* (UFRGS-PV-156-

489 T) in left lateral view; e) Skull of *Massetognathus ochagaviae* (UFRGS-PV-0712-T), in  
490 ventral view; f) Partial skull of *Santacruzodon hopsoni* (MCN-PV 2768), in palatal  
491 view; g) Skull of *Teyumbaita sulcognathus* (UFRGS-PV-0232- T) in ventral view; h)  
492 Skull and mandible of *Gnathovorax cabreirai* (CAPPA/UFSM 0009) in right lateral  
493 view; i) Skull and mandible of *Exaeretodon riograndensis* (CAPPA/UFSM 0033) in left  
494 lateral view; j) Skull and jaw of *Riograndia guaibensis* (UFRGS-PV-596-T) in right  
495 lateral view; k) Skull of *Clevosaurus brasiliensis* (UFRGS- PV-748-T) in dorsal view.  
496 The red rectangle highlights faunas of the *Hyperodapedon* AZ and including the  
497 dinosaur *Gnathovorax cabreirai* (h) which is one of the oldest dinosaurs ever recorded.  
498 The *Hyperodapedon* AZ appears to record the CPE in Brazilian strata (e.g., Horn et al.,  
499 2018a; Corecco et al., 2020). The stars represent the more recent geochronology: red  
500 star ( $239.4 \pm 3.8$  Ma for the Alemoa Member - Philipp et al., 2023); blue star ( $236.6 \pm$   
501  $1.5$  Ma for the Santa Cruz Sequence - Philipp et al., 2018); yellow stars represent  
502 respectively  $233.2 \pm 0.73$  Ma. and  $225.4 \pm 0.37$  Ma. for the base and top of the  
503 Candelária Sequence (Langer et al., 2018). Age incompatibilities may reflect use of  
504 detrital zircon dates which provide only maximum depositional age. Adapted from  
505 Corecco et al. (2021).

506

507 Two dominant facies occur within the Santa Maria Supersequence: a dry  
508 mudflat facies (loess deposits) and a sheet delta facies (subaqueous deposits; Horn et al.,  
509 2018a). The dry mudflat association characterizes the older Pinheiros-Chiniquá  
510 (*Dinodontosaurus* AZ) and the Santa Cruz (*Santacruzodon* AZ) Sequences, whereas the  
511 sheet delta association characterizes the younger Candelária Sequence (*Hyperodapedon*  
512 and *Riograndia* AZs). This facies change is interpreted to indicate a change from arid to  
513 humid conditions (Horn et al., 2018a). Trace element analysis along a stratigraphic

514 section through the Santa Maria Supersequence showed a transition from high Ca and  
515 Ba to high Al, Si, Zr and Nb, which likely indicates an increase in moisture and  
516 weathering (Corecco et al., 2020). These results parallel and corroborate facies  
517 interpretations of Horn et al. (2018a). The peak of maximum weathering (moisture)  
518 occurred within the *Hyperodapedon* AZ (lower portion of Candelária Sequence).  
519 Conversely, rhizoliths and early diagenetic features (e.g., micrite crusts) for the  
520 *Santacruzodon* AZ (Schoenstatt Sanctuary site; Santa Cruz Sequence) indicate several  
521 pedogenically modified levels (calcic vertisols) within the outcrop; when combined  
522 with absolute ages, this unit (Santa Cruz Sequence) likely correlates with the CPE  
523 (Battista and Schultz, 2022; Battista et al., 2024).

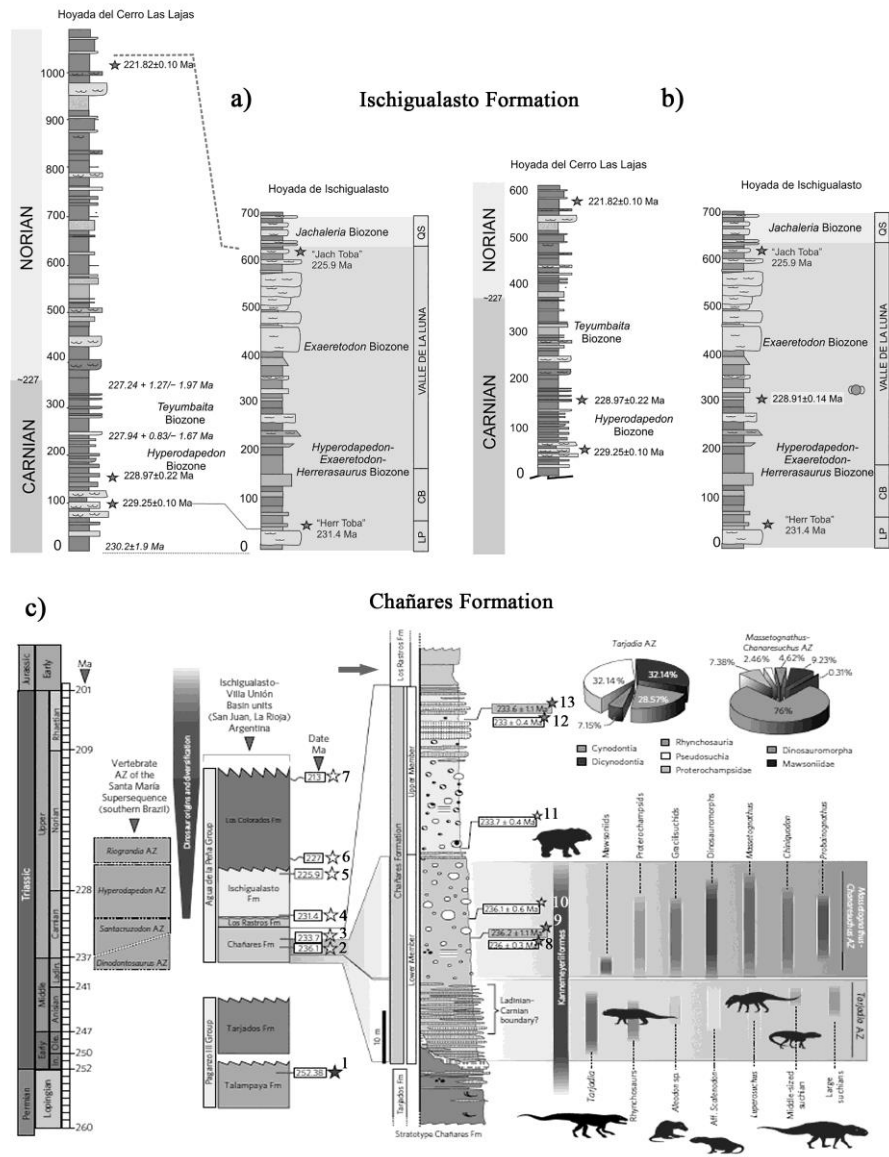
524           The *Hyperodapedon* AZ records one of the most diverse and rich vertebrate  
525 fauna for the Triassic of Brazil and includes Temnospondyli amphibians (e.g.  
526 *Compsocerops* sp.), and numerous genera of cynodonts (e.g. *Exaeretodon*  
527 *riograndensis*, *Siriusgnathus niemeyerorum*, *Trucidocynodon riograndensis*,  
528 *Prozostrodon brasiliensis*) and archosauromorphs (e.g. *Hyperodapedon* sp.,  
529 *Proterochamposa nodosa*, *Aetosauroides scagliai*, *Rauisuchus tiradentes*, *Dynamosuchus*  
530 *collisensis*, *Ixalerpeton polesinensis*, *Saurikosaurus pricei*; Fig. 6; Schultz et al., 2020).  
531 Paleoflora are represented by the *Dicroidium* flora (*Xylopteris argentinum*, *Dicroidium*  
532 *zuberi* var. *zuberi*), and represent one of Earth's most important megaflora records of  
533 the Middle Triassic (Guerra-Sommer et al., 1999; Da-Rosa et al., 2009). The presence  
534 of aquatic animals (temnospondyl amphibians and fish), associated with  
535 conchostraceans and insects, reinforce the view that this AZ had greater effective  
536 precipitation (Pinto, 1956; Da-Rosa et al., 2009; Dias-da-Silva et al., 2009; Corecco et  
537 al., 2022).

538

539

## 4.2 Argentine Biozones

540 Argentine Triassic units occur within the volcano-sedimentary Ischigualasto-  
541 Villa Unión Basin, in northwestern Argentina (Currie et al., 2009). These strata are  
542 subdivided in five units; from base to top these are the Tarjados, Chañares, Los Rastros,  
543 Ischigualasto and Los Colorados Formations (e.g., Ezcurra et al., 2017). Vertebrate  
544 fossils delimit five to six biozones; from base to top these are the *Tarjadia* AZ and  
545 *Massetognathus-Chanaresuchus* AZ of the Chañares Formation (Ezcurra et al., 2017),  
546 and the *Scaphonyx-Exaeretodon-Herrerasaurus*, *Exaeretodon*, and *Jachaleria*  
547 Biozones, of the Ischigualasto Formation (e.g., Martínez et al., 2011; Fig. 7). Because  
548 Langer and Schultz (2000) invalidated the name *Scaphonyx*, Colombi et al. (2021)  
549 renamed the *Scaphonyx-Exaeretodon-Herrerasaurus* Biozone to the *Hyperodapedon-*  
550 *Exaeretodon-Herrerasaurus* Biozone (HEH-B). In the Hoyada del Cerro Las Lajas  
551 section, in La Rioja Province (Argentina), Desojo et al. (2020) proposed splitting the  
552 *Hyperodapedon-Exaeretodon-Herrerasaurus* Biozone into two separate biozones, the  
553 (stratigraphically lower) *Hyperodapedon* Biozone and the (stratigraphically higher)  
554 *Teyumbaita* Biozone.



555

556 **Fig. 7.** Chronostratigraphic and biostratigraphic correlations in Argentina. (A)  
 557 Correlation proposed by Desojo et al. (2020) for Hoyada del Cerro de Las Lajas  
 558 locality, Argentina. B) Alternate correlation for Hoyada del Cerro de Las Lajas locality  
 559 proposed by Colombi et al. (2021). C) Correlation for the Chañares Formation. The  
 560 gray arrow indicates the age for the base of the CPE in Argentina, according to  
 561 Mancuso et al. (2020). The dates to the right of the Ischigualasto-Villa Unión Basin  
 562 section in (A) and (B) represent radioisotopic data published prior to 2016. The stars 2,

563 3, 10 and 11 represents the data from Marsicano et al. (2016), whereas 8, 9, 12 and 13  
564 represent data form Ezcurra et al. (2017).

565

566 From base to top, fossiliferous Argentine Triassic sequences evolved from  
567 fluvial sediments with poorly developed paleosols, through lacustrine deposits, back to  
568 fluvial sediments (Ezcurra et al., 2017; Fiorelli et al., 2018; Escobar et al., 2021). The  
569 base of the Chañares Formation (*Tarjadia* AZ) contains olive green sandstones,  
570 yellowish sandstones and conglomeratic sandstone with ripples and cross and planar  
571 stratification, mixed with volcanic tuffs, plus some calcrete levels with bioturbation  
572 (Los Bordos locality). Incipient paleosols developed near fluvial channels. The middle  
573 section of the Chañares Formation (*Massetognathus-Chanaresuchus* AZ; MC-AZ)  
574 shows increasing volcanic detritus. (Ezcurra et al., 2017; Fiorelli et al., 2018; Escobar et  
575 al., 2021). The first meters of the MC-AZ contain pebbles and planar laminations then  
576 carbonatic concretions predominate. These latter strata contain well preserved and  
577 articulated specimens (Ezcurra et al., 2017; Fiorelli et al., 2018).

578 Above the Chañares Formation, the non-fossiliferous Los Rastros Formation  
579 represents a thick lacustrine package.

580 The stratigraphically higher Ischigualasto Formation sedimentary rocks  
581 indicate, perennial water bodies, flooding plains, and a gradual transition from calcisols  
582 to argisols, as well as a 2 m thick pink tuff in its lowermost portions (HEH-B). Volcanic  
583 activity may have acted as an extinction cofactor of this fauna (disappearance of  
584 *Hyperodapedon* and *Herrerasaurus* in the uppermost portion of the Ischigualasto  
585 Formation; Currie et al., 2009; Colombi et al., 2013; Martínez et al., 2013).



586           Towards the top of this the Ischigualasto Formation, *Exaeretodon* disappears  
587 (although it is abundant in the lower strata) and the dicynodont *Jachaleria* appears and  
588 defines *Jachaleria* Biozone (Martínez et al., 2011, 2013). The uppermost portion of the  
589 Ischigualasto Formation and the lowermost strata of the overlying Los Colorados  
590 Formation record meandering river sequences and immature soils (Martínez et al., 2013;  
591 Desejo et al., 2020). Altogether, sedimentology does not require a strongly varying  
592 climate through these sequences.

593           In South America strata, the age for the base of the CPE was positioned at  
594  $233.23 \pm 0.73$  Ma in Brazil (Santa Maria Formation - lower portion of Candelária  
595 Sequence; Langer et al., 2018) and  $234.47 \pm 0.44$  Ma in Argentina (Los Rastros  
596 Formation; Mancuso et al., 2020). These ages indicate that the Dinosaur Diversification  
597 Event (DDE) recorded in the Ischigualasto Formation likely occurred immediately after  
598 the culmination of CPE, at  $\sim 232$  Ma as proposed by Benton et al. (2018) and supported  
599 by ages for the lower part of the formation ( $\sim 231.4$  Ma; Martínez et al., 2011). So,  
600 considering that the Ischigualasto Formation records all dinosaur families, the dinosaurs  
601 must have already diversified during the Dinosaur Diversification Event (DDE; Benton  
602 et al., 2018). As such, the timing of the DDE in the Ischigualasto Formation is  
603 coincident with the aridization period represented in the Cancha de Bochas Member and  
604 is also coincident with the HEH-B (Colombi et al., 2021). The same dryer and warmer  
605 conditions were proposed by Langer et al. (2018) for the DDE, under the dominance of  
606 rhynchosaurs as first-level consumers and overall faunal diversification in Brazilian  
607 strata.

608

609           **4.3 What drove the rise of the dinosaurs?**

610            Since the 19<sup>th</sup> century, when Richard Owen proposed the name Dinosauria to  
611    classify huge skeletons of extinct animals that were (at that time) recently discovered in  
612    the United Kingdom, many hypotheses have been advanced to explain how and why the  
613    group evolved. The following sections review the 4 main current hypotheses:  
614    superiority, competition, opportunism and body temperature.

615

#### 616            ***4.3.1 Superiority***

617            A perplexing problem in vertebrate paleontology is how the major dinosaur  
618    lineages could overcome the Triassic-Jurassic mass extinction, while the crurotarsan  
619    groups went extinct. Possibly, dinosaurs had general "superiority" over Late Triassic  
620    groups like crurotarsans that became extinct (Bakker, 1971; Charig, 1984). However,  
621    during 30 million years of co-evolution, crurotarsans occupied more morphospace and  
622    evolved at indistinguishable rates from dinosaurs (Brusatte et al., 2008). These  
623    observations do not support dinosaurian "superiority".

624

#### 625            ***4.3.2 Competition***

626            The competition hypothesis complements superiority. The competitive model  
627    assumed that: 1 - dinosaur is a polyphyletic group and hence arose several times as a  
628    result of similar competitive pressures; 2 - the origin of dinosaurs was protracted,  
629    started in the Middle Triassic and involved extensive and long-term competition; 3 -  
630    dinosaur ancestors were regarded as competitively superior animals compared with  
631    other members of their biota, exhibiting advanced locomotor adaptations (erect gait) or  
632    physiological advances (warm-bloodedness or cold-bloodedness), that progressively

633 outcompeted all the mammal-like reptiles and crurotarsan archosaurs, causing their  
634 extinction; 4 - major replacements in time (evolution) were progressive, leading  
635 onward and upward (e.g., Bakker, 1971; Charig, 1984). The assumption of progress  
636 means that evolved animals were better adapted than earlier organisms, and thus  
637 replacement happened competitively (Benton, 2004).

638           The idea that simple competition could impact evolution oversimplifies a  
639 complex set of processes (Benton, 2004), especially because competition between  
640 clades differs from competition within or between species. Although competition has  
641 often been assumed to drive faunal turnover, evidence has generally been weak.

642

#### 643           **4.3.3 Opportunism**

644           Opportunistic replacement (*sensu* Benton, 1983; "passive replacement" *sensu*  
645 Marshall, 1981, p. 146) arises when extinction is caused by some factors unconnected  
646 with the new incumbents of an adaptive zone who just "happened along" at the  
647 appropriate time.

648           The rapid radiation of the dinosaurs with new worldwide conifer and  
649 bennettitalean floras, plus the extinction of key herbivores might be connected with  
650 climatic and floral changes and thus can represent opportunism (Benton, 1983; Bernardi  
651 et al., 2018). For example, dominance of archosauromorphs and dinosaurs may have  
652 occurred via opportunistic replacement of therapsids following differential clade  
653 extinction (e.g., size selective extinction), possibly facilitated by higher growth rates  
654 (Sookias et al., 2012). Higher growth rate would allow dinosaurs to achieve earlier  
655 sexual maturity in comparison with therapsids (Erickson et al., 2007; Werning et al.,  
656 2011), so they could reproduce faster and more effectively.

#### 657 *4.3.4 Body temperature*

658 In general, body temperatures of vertebrates reflect a combination of factors  
659 including metabolism, size, environmental temperature, and in some cases, specialized  
660 physiological and behavioral strategies for heat regulation (e.g., Crawshaw, 1980;  
661 Seebacher, 2009; Eagle et al., 2011). Speculations about dinosaur thermoregulatory  
662 physiology have spanned nearly 100 years (Audouin, 1929; Bakker, 1975; Gould, 1977;  
663 Benton, 1979; Seebacher, 2003; Amiot et al., 2006; Pontzer et al., 2009). As the  
664 dominant terrestrial tetrapods of the Mesozoic Era, dinosaurs have often been compared  
665 with Cenozoic mammals for their ecological roles and impact (e.g., Benton, 1979).

666 A warm-blooded physiology (endothermy) coupled with an upright or erect  
667 posture, which confers advantages of speed and maneuverability, could allow dinosaurs  
668 to outcompete other terrestrial tetrapods (e.g., Crurotarsi, rhynchosaurs, non-  
669 mammalian synapsids; Bakker, 1971; Charig, 1984). For crocodiles, body temperature  
670 fluctuations decrease, and average daily body temperature increase with increasing body  
671 mass, whereas average daily body temperatures increase with increasing body mass  
672 (Seebacher, 2003). A resulting biophysical model, applied to a phylogeny of the  
673 Dinosauria suggests that endothermy most likely evolved among the Coelurosauria and,  
674 to a lesser extent, among the Hypsilophodontidae, but not among the Stegosauridae,  
675 Nodosauridae, Ankylosauridae, Hadrosauridae, Ceratopsidae, Prosauropoda, and  
676 Sauropoda (Seebacher, 2003).

677 Biomechanical studies also suggest that endothermy was widespread in at least  
678 larger non-avian dinosaurs (e.g., Tetanurae; Pontzer et al., 2009). An endothermic  
679 ancestry for all dinosauriforms (maybe Ornithodira) could be related to facilitating high  
680 growth rates, rather than by locomotor costs (Pontzer et al., 2009).

681 Oxygen isotopes from biogenic apatites indicate high metabolic rates among  
682 Cretaceous dinosaurs belonging to widely different taxonomic groups and suggest either  
683 that endothermy was a synapomorphy of dinosaurs, or was acquired convergently  
684 (Amiot et al., 2006). Clumped isotope thermometry ( $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$ ) of large Jurassic  
685 sauropods suggest body temperatures ranging from 36°C to 38°C, comparable to  
686 modern mammals (Eagle et al., 2011). This temperature is 4° to 7°C lower than  
687 predicted by scaling models of dinosaur body temperature with mass (e.g., Gillolly et  
688 al., 2006), which could indicate that sauropods had mechanisms to prevent excessively  
689 high body temperatures.

690

## 691 **5. REMAINING QUESTIONS AND FUTURE STUDIES**

692 Although much is already known about Triassic climate and the rise of the  
693 dinosaurs some important questions remain unanswered, for example:

- 694 • Why did some groups recover faster than others after the Permo-Triassic  
695 mass extinction? Were they better adapted to unfavorable conditions or did  
696 they have faster rates of evolution (or both)?
- 697 • How long did the Carnian Pluvial Episode (CPE) last?
- 698 • Do different ages for the CPE around the world reflect dating  
699 methodology differences (e.g., use of detrital zircons in Brazil, which is  
700 relatively imprecise and yields limits only vs volcanic ash in Argentina, which  
701 is much more precise and accurate) or do these differences represent multiple  
702 episodes of increasing effective precipitation?

- 703           •       Are the dinosaurs in Brazil really the oldest dinosaurs that ever existed  
704 or, have older dinosaur-bearing strata been eroded or remain undiscovered?
- 705           •       How did some dinosaurs survive the Triassic-Jurassic mass extinction?  
706 Was it luck or adaptability?
- 707           •       Which of the hypotheses presented here (superiority, competition,  
708 opportunism, thermophysiology) best explain the rise of dinosaurs? Could a  
709 mix of characteristics explain their success?
- 710           •       More research must be conducted on particular strata of interest (e.g.,  
711 Santa Maria Supersequence – Brazil, Ischigualasto Formation – Argentina), not  
712 only to discover new species, but also to characterize the environment(s) in  
713 which these organisms lived. This is needed to elucidate the paleoecology and  
714 paleoenvironments where the first dinosaurs and their sympatric faunas  
715 developed. In addition, key localities representative of different climate zones  
716 are still largely missing. Last, new paleoclimate models must be constructed in  
717 the context of new data to evaluate discrepancies with former models. Precise  
718 age constraints are especially needed for times that seem to have been more  
719 climatically stable (e.g., the Norian).

720

## 721   **6.   SUMMARY**

722           The Triassic period (*c.* 51 Myr in duration) was the only geological period that  
723 is delimited by two of Earth's largest mass extinctions (Permo-Triassic and Triassic-  
724 Jurassic). Most modern faunas (e.g., turtles, lizards, mammals) achieved their first steps  
725 during the Triassic. The unique continental arrangement into a single emerged land

726 mass (Pangea) favored a general context of wet shores and an arid interior, with a  
727 maximum expression of monsoonal climate. The Mesozoic Marine Revolution, the  
728 Carbonate Factory-Plankton Revolution and the CPE were some of the key events  
729 during this period. Researchers still disagree about which factor(s) promoted the rise of  
730 dinosaurs to dominate most terrestrial faunal niches for the next 160 Myr. Four models  
731 have been proposed to explain dinosaur success, but superiority and competition seem  
732 unlikely, whereas opportunism and body temperature remain viable. The Triassic  
733 sequences from Argentine (Ischigualasto Formation) and Brazil (Santa Maria  
734 Supersequence) offer unusual opportunities to investigate this particular moment of  
735 Earth's history. Further analysis of these sequences will improve our understanding  
736 about Triassic geological contexts, climates, ecologies, and fauna and flora evolution.

737

## 738 **ACKNOWLEDGMENTS**

739 This work is part of the L. Corecco's PhD thesis with the Programa de Pós-Graduação  
740 em Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do  
741 Sul. This work was supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico  
742 e Tecnológico - CNPq (Processes n° 141216/2020-4, 311251/2021-8, 404343/2021-0  
743 and 406565/2021-0) and by Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de  
744 Nível Superior - CAPES (Process n° 88887.837290/2023-00). Support for M. Kohn was  
745 provided by US DOE grant DE-SC0024392 and by Boise State University.

746

747

748

749 **REFERENCES**

- 750 Abdala, F., Marsicano, C.A., Smith, R.M.H., Swart, R., 2013. Strengthening western  
751 gondwanan correlations: a Brazilian dicynodont (Synapsida, Anomodontia) in the  
752 Middle Triassic of Namibia. *Gondwana Research*, 23(3), 1151–1162.  
753 <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.011>.
- 754 Ahlberg, A., Arndorff, L., Guy-Ohlson, D., 2002. On shore climate change during the  
755 Late Triassic marine inundation on the Central European Basin. *Terra Nova*, 14,  
756 241–248. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00416.x>.
- 757 Ahlberg, A., Olsson, I., Simkevicius, P., 2003. Triassic–Jurassic weathering and clay  
758 mineral dispersal in basement areas and sedimentary basins of southern Sweden.  
759 *Sedimentary Geology*, 161, 15–29. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00381-](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00381-0)  
760 0.
- 761 Amiot, R., Lécuyer, C., Buffetaut, Escarguel, G., Fluteau, F., Martineau, F., 2006.  
762 Oxygen isotopes from biogenic apatites suggest widespread endothermy in  
763 Cretaceous dinosaurs. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(1-2), 41–54.  
764 <https://doi:10.1016/j.epsl.2006.04.018>.
- 765 Anderson, H.M., Anderson, J.M., 1970. A preliminary review of the uppermost  
766 Permian, Triassic and lowermost Jurassic of Gondwanaland. *Palaeontologia*  
767 *Africana*, Supplement, 13, 1–22 (charts 1-22).
- 768 Algeo, T.J., Chen, Z.Q., Fraiser, M.L., Twitchett, R.J., 2011. Terrestrial–marine  
769 teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic marine ecosystems.  
770 *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 308(1), 1–11.  
771 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.01.011>.



772 Alvarez, L.W., Alvares, W., Asaro, F., Michel, H.V., 1980. Extraterrestrial cause for the  
773 Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, (4448), 1095–1108. [https://DOI:  
774 10.1126/science.208.4448.1095.](https://doi.org/10.1126/science.208.4448.1095)

775 Audouin, A., 1929. Aussterben der mesozoischen Reptilien. *Palaeobiologica*, 2(222-  
776 245), 365-401.

777 Augusto, L., Davies, T.J., Delzon, S., De Schrijver, A., 2014. The enigma of the rise of  
778 angiosperms: can we untie the knot?. *Ecology Letters*, 17(10), 1326–1338.  
779 [https://doi.org/10.1111/ele.12323.](https://doi.org/10.1111/ele.12323)

780 Bakker, R.T., 1971. Dinosaur physiology and the origin of mammals. *Evolution*, 636–  
781 658. [https://doi.org/10.2307/2406945.](https://doi.org/10.2307/2406945)

782 Bakker, R.T., 1975. Dinosaur renaissance. *Scientific American*, 232(4), 58–79.

783 Battista, F., Schultz, C.L., 2022. Rhizoliths, Rhizcretions, and the Anthropogenic  
784 Biases: a case study from the Upper Triassic Beds of Southern Brazil. In: The 80th  
785 Anniversary of Efremov's Taphonomy, 9th TAPHOS International Meeting on  
786 Taphonomy and Fossilization, *Journal of Taphonomy*, 16(1-4), 13–14.

787 Battista, F., Ribeiro, A.M., Melo, T.P., Schultz, C.L., 2024. A reinterpretation of  
788 taphonomy and palaeoecology of the early Carnian *Santacruzodon* Assemblage  
789 Zone type-locality (Santa Maria Supersequence), Brazil. *Palaeogeography  
790 Palaeoclimatology Palaeoecology*, 639, 112080.  
791 [https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112080.](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112080)

792 Baud, A., Stampfli, G., Steen, D., 1991. The Triassic Aghdarband Group: volcanism  
793 and geological evolution. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 38, 125–  
794 137.

795 Bechstädt, T., Brandner, R., Mostler, H., Schmidt, K., 1978. Aborted rifting in the  
796 Triassic of the Eastern and Southern Alps. *Neues Jahrbuch für Geologie und*  
797 *Palaontologie-Abhandlungen*, 156, 157–178.

798 Beerling, D., 2002. CO<sub>2</sub> and the end-Triassic mass extinction. *Nature*, 410(6870), 386–  
799 387.

800 Benton, M.J., 1979. Ectothermy and the success of dinosaurs. *Evolution*, 33(3), 983–  
801 997. <https://doi.org/10.2307/2407661>.

802 Benton, M.J., 1983. Dinosaur success in the Triassic: a noncompetitive ecological  
803 model. *The Quarterly Review of Biology*, 58(1), 29–55.  
804 <https://doi.org/10.1086/413056>.

805 Benton, M.J., 1986. More than one event in the Late Triassic mass extinction. *Nature*,  
806 321(6073), 857–861. <https://doi.org/10.1038/321857a0>.

807 Benton, M.J., 2003. *When life nearly died: the greatest mass extinction of all time*.  
808 Thames & Hudson, London, 336p.

809 Benton, M.J., 2004. Origin and relationships of Dinosauria. In: Weishampel, D.B.,  
810 Dodson, P., Osmólska, H. (Eds.), *The Dinosauria*. Second ed., University of  
811 California Press, California, 7–19.

812 Benton, M.J., 2016. The Triassic. *Current Biology*, 26(23), R1214–R1218.

813 Benton, M.J., Twitchett, R.J., 2003. How to kill (almost) all life: the end-Permian  
814 extinction event. *Trends in Ecology & Evolution*, 18(7), 358–365. [https://DOI:  
815 10.1016/S0169-5347\(03\)00093-4](https://doi.org/10.1016/S0169-5347(03)00093-4).

816 Benton, M.J., Wu, F., 2022. Triassic revolution. *Frontiers in Earth Science*, 10, 899541.  
817 [https://doi: 10.3389/feart.2022.899541](https://doi.org/10.3389/feart.2022.899541).

818 Benton, M.J., Bernardi, M., Kinsella, C., 2018. The Carnian Pluvial Episode and the  
819 origin of dinosaurs. *Journal of the Geological Society*, 175(6), 1019–1026.  
820 <https://doi.org/10.1144/jgs2018-049>.

821 Bernardi, M., Gianolla, P., Petti, F.M., Mietto, P., Benton, M.J., 2018. Dinosaur  
822 diversification linked with the Carnian Pluvial Episode. *Nature Communications*  
823 9(1), 1499. <https://DOI: 10.1038/s41467-018-03996-1>.

824 Berner, R.A., 2006. GEOCARBSULF: a combined model for Phanerozoic atmospheric  
825 O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(23), 5663–5664.  
826 <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.032>.

827 Berra, F., Jadoul, F., Anelli, A., 2010. Environmental control on the end of the Dolomia  
828 Principale/Haupt dolomitde positional system in the central Alps: Coupling sea  
829 level and climate changes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*,  
830 290, 138–150. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.06.037>.

831 Black, B.A., Elkins-Tanton, L.T., Rowe, M.C., Peate, I.U., 2012. Magnitude and  
832 consequences of volatile release from the Siberian Traps. *Earth and Planetary*  
833 *Science Letters*, 317, 363–373. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.001>.

834 Black, B.A., Lamarque, J.-F., Shields, C.A., Elkins-Tanton, L.T., Kiehl, J.T., 2014.  
835 Acid rain and ozone depletion from pulsed Siberian Traps magmatism. *Geology*,  
836 42(1), 67–70. <https://doi.org/10.1130/G34875.1>.

837 Brayard, A., Bucher, H., Escarguel, G., Fluteau, F., Bourquin, S., Galfetti, T., 2006. The  
838 Early Triassic ammonoid recovery: paleoclimatic significance of diversity

839 gradients. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 239(3-4), 374–395.  
840 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.02.003>.

841 Brandner, R., 1984. Meeresspiegelschwankung und Tektonik in der Trias der NW-  
842 Tethys. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 126, 435–475.

843 Breecker, D.O., Sharp, Z.D., McFadden, L.D., 2009. Seasonal bias in the formation and  
844 stable isotopic composition of pedogenic carbonate in modern soils from central  
845 New Mexico, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 121(3-4), 630–640.  
846 <https://doi.org/10.1130/B26413.1>.

847 Brett, C.E., Walker, S.E., 2002. Predators and predation in Paleozoic marine  
848 environments. *The Paleontological Society Papers* 8, 93–118.  
849 <https://doi.org/10.1017/S1089332600001078>.

850 Brugman, W.A., 1986. A palynological characterization of the Upper Scythian &  
851 Anisian of the Transdanubian Central Range (Hungary) and the Vicentinian Alps  
852 (Italy). PhD thesis. Univ. Utrecht, Utrecht.

853 Brusatte, S.L., Benton, M.J., Ruta, M., Lloyd, G.T., 2008. Superiority, competition, and  
854 opportunism in the evolutionary radiation of dinosaurs. *Science*, 321(5895), 1485–  
855 1488. [https://DOI: 10.1126/science.1161833](https://DOI:10.1126/science.1161833).

856 Cabreira, S.F., Schultz, C.L., Bittencourt, J.S., Soares, M.B., Fortier, D.C., Silva, L.R.,  
857 Langer, M.C., 2011. New stem-sauropodomorph (Dinosauria, Saurischia) from the  
858 Triassic of Brazil. *Naturwissenschaften*, 98, 1035–1040.  
859 <https://doi:10.1007/s00114-011-0858-0>.

860 Cabreira, S.F., Schultz, C.L., da Silva, L.R., Lora, L.H.P., Pakulski, C., Rêgo, R.C.B.,  
861 Soares, M.B., Smith, M.M., Richter, M., 2022. Diphyodont tooth replacement of

862 Brasilodon - a Late Triassic eucynodont that challenges the time of origin of  
863 mammals. *Journal of Anatomy*, 241(6), 1424–1440. [https://DOI:](https://doi.org/10.1111/joa.13756)  
864 [10.1111/joa.13756](https://doi.org/10.1111/joa.13756).

865 Campbell, I.H., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Hill, R.I., Stepanov, V., 1992.  
866 Synchronism of the Siberian Traps and the Permian–Triassic boundary. *Science*,  
867 258(5089), 1760–1763. [https://DOI: 10.1126/science.258.5089.1760](https://doi.org/10.1126/science.258.5089.1760).

868 Charig, A.J., 1984. Competition between therapsids and archosaurs during the Triassic  
869 period: a review and synthesis of current theories. In: *Symposia of the Zoological*  
870 *Society of London*, 597–628.

871 Chen, Z.-Q., Benton, M.J., 2012. The timing and pattern of biotic recovery following  
872 the end-Permian mass extinction. *Nature Geoscience*, 5(6), 375–383.

873 Cheng, C., Li, S., Xie, X., Cao, T., Manger, W.L., Busbey, A.B., 2019. Permian carbon  
874 isotope and clay mineral records from the Xikou section, Zhen'an, Shaanxi  
875 Province, central China: climatological implications for the easternmost Paleo-  
876 Tethys. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 514, 407–422.  
877 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.10.023>.

878 Cirilli, S., Marzoli, A., Tanner, L., Bertrand, H., Buratti, N., Jourdan, F., Bellieni, G.,  
879 Kontak, D., Renne, P.R., 2009. Latest Triassic onset of the Central Atlantic  
880 Magmatic Province (CAMP) volcanism in the Fundy Basin (Nova Scotia): new  
881 stratigraphic constraint. *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 514–525.  
882 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.07.021>.

883 Cisneros, J.C., Abdala, F., Atayman-Guven, S., Rubidge, B.S., Sengor, A.M.C.,  
884 Schultz, C.L., 2012. Carnivorous dinocephalian from the middle permian of Brazil

885 and tetrapod dispersal in pangaea. *Proceedings of the National Academy of*  
886 *Sciences*, 109(5), 1584–1588. <https://doi/10.1073/pnas.1115975109>.

887 Clapham, M.E., Bottjer, D.J., Powers, C.M., Bonuso, N., Fraiser, M.L., Marengo, P.J.,  
888 Dornbos, S.Q., Pruss, S.B., 2006. Assessing the ecological dominance of  
889 Phanerozoic marine invertebrates. *Palaios*, 21(5), 431–441.  
890 <https://doi.org/10.2110/palo.2005.P05-017R>.

891 Cluston, M.J., Brown, D.E., Tanner, L.H., 2018. Distal processes and effects of multiple  
892 Late Triassic terrestrial bolide impacts: insights from the Norian Manicouagan  
893 event, northeastern Quebec, Canada. In: Tanner, L.H. (Ed.), *The Late Triassic*  
894 *World: Earth in a Time of Transition*. Springer, Cham, 127–187.

895 Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., 2016. *International Commission on*  
896 *Stratigraphy*, April 2016.

897 Colbert, E.H., 1970. A saurischian dinosaur from the Triassic of Brazil. *American*  
898 *Museum Novitates*, (2405), 1–40.

899 Colombi, C.E., Rogers, R.R., Alcober, O.A., 2013. Vertebrate taphonomy of the  
900 Ischigualasto Formation. In: Sereno, P.C. (Ed.), *Basal sauropodomorphs and the*  
901 *vertebrate fossil record of the Ischigualasto Formation (Late Triassic: Carnian–*  
902 *Norian) of Argentina*. Society of Vertebrate Paleontology, *Memoir* 12, 31–50.

903 Colombi, C.E., Martínez, R.N., Césari, S.N., Alcober, O., Limarino, C.O., Montañez, I.,  
904 2021. A high-precision U–Pb zircon age constraints the timing of the faunistic and  
905 palynofloristic events of the Carnian Ischigualasto Formation, San Juan, Argentina.  
906 *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103433.  
907 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103433>.

908 Corecco, L., Pereira, V.P., Soares, M.B., Schultz, C.L., 2020. Geochemical study of the  
909 vertebrate assemblage zones of the Santa Maria supersequence (middle to late  
910 triassic), Paraná Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50(4), e20200014.  
911 <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020200014>.

912 Corecco, L., Pereira, V.P., Soares, M.B., Schultz, C.L., 2021. Geochemical study on  
913 fossil vertebrates from some specific Permian and Triassic beds of the Paraná Basin  
914 (Brazil): A preliminary approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 110,  
915 103362. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103362>.

916 Corecco, L., Pinheiro, F.L., Iannuzzi, R., Souza, P.A., 2022. Bacia do Paraná: Peça  
917 fundamental dos quebra-cabeças geológico e evolutivo do oeste do Gondwana. In:  
918 Corecco, L. (Ed.), *Paleontologia do Brasil - Paleoecologia e Paleoambientes*.  
919 Editora Interciência, Rio de Janeiro, 391–484.

920 Crawshaw, L.I., 1980. Temperature regulation in vertebrates. *Annual Review of*  
921 *Physiology*, 42(1), 473–491.

922 Cúneo, N.R., Taylor, E.L., Taylor, T.N., Krings, M., 2003. In situ fossil forest from the  
923 upper Fremouw Formation (Triassic) of Antarctica: paleoenvironmental setting and  
924 paleoclimate analysis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 197,  
925 239–261. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00468-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00468-1).

926 Currie, B.S., Colombi, C.E., Tarbor, N.J., Shipman, T.C., Montañez, I.P., 2009.  
927 Stratigraphy and architecture of the Upper Triassic Ischigualasto Formation,  
928 Ischigualasto Provincial Park, San Juan, Argentina. *Journal of South American*  
929 *Earth Sciences*, 27(1), 74–87. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.10.004>.

930 Da-Rosa, Á.A.S., Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., 2009. Passo das Tropas,  
931 Santa Maria, RS – Marco bioestratigráfico triássico na evolução paleoflorística do  
932 Gondwana na Bacia do Paraná. In: Winge, M., Schobbenhaus, C., Souza, C.R.G.,  
933 Fernandes, A.C.S., Berbert-Born, M., Sallun Filho, W., Queiros, E.T. (Eds.), Sítios  
934 Geológicos e Paleontológicos do Brasil. DNPM/CPRM/SIGEP, Brasília, 1–13.

935 Dal Corso, J., Mietto, P., Newton, R.J., Pancost, R.D., Preto, N., Roghi, G., Wignall,  
936 P.B., 2012. Discovery of a major negative  $\delta^{13}\text{C}$  spike in the Carnian (Late Triassic)  
937 linked to the eruption of Wrangellia flood basalts. *Geology*, 40(1), 79–82.  
938 <https://doi:10.1130/G32473.1>.

939 Dal Corso, J., Bernardi, M., Sun, Y., Song, H., Seyfullah, L.J., Preto, N., Gianolla, P.,  
940 Ruffell, A., Kustatscher, E., Roghi, G., Merico, A., Hohn, S., Schmidt, A.R.,  
941 Marzoli, A., Newton, R.J., Wignall, P.B., Benton, M.J., 2020. Extinction and dawn  
942 of the modern world in the Carnian (Late Triassic). *Science Advances*, 6(38),  
943 eaba0099. <https://DOI: 10.1126/sciadv.aba0099>.

944 Desojo, J.B., Fiorelli, L.E., Ezcurra, M.D., Martinelli, A.G., Ramezani, J., Da Rosa,  
945 A.A.S., von Baczko, M.B., Trotteyn, M.J., Montefeltro, F.C., Ezpeleta, M., Langer,  
946 M.C., 2020. The Late Triassic Ischigualasto Formation at Cerro Las Lajas (La  
947 Rioja, Argentina): fossil tetrapods, high-resolution chronostratigraphy, and faunal  
948 correlations. *Scientific Reports*, 10(1), 1–34. [https://doi.org/10.1038/s41598-020-](https://doi.org/10.1038/s41598-020-67854-1)  
949 [67854-1](https://doi.org/10.1038/s41598-020-67854-1).

950 Druckenmiller, P.S., Kelley, N.P., Metz, E.T., Baichtal, J., 2020. An articulated Late  
951 Triassic (Norian) thalattosauroid from Alaska and ecomorphology and extinction of  
952 Thalattosauria. *Scientific Reports*, 10(1), 1746–1760.  
953 <https://doi.org/10.1038/s41598-020-57939-2>.



954 Dubiel, R.F., Parrish, J.T., Parrish, J.M., Good, S.C., 1991. The Pangean megamonsoon  
955 - evidence from the Upper Triassic Chinle Formation, Colorado Plateau. *Palaios*, 6,  
956 347–370. <https://doi.org/10.2307/3514963>.

957 Eagle, R.A., Tütken, T., Martin, T.S., Tripathi, A.K., Fricke, H.C., Connely, M., Cifelli,  
958 R.L., Eiler, J.M., 2011. Dinosaur body temperatures determined from isotopic (<sup>13</sup>C-  
959 <sup>18</sup>O) ordering in fossil biominerals. *Science*, 333(6041), 443–445. [https://DOI:  
960 10.1126/science.1206196](https://DOI:10.1126/science.1206196).

961 Eldholm, O., Thomas, E., 1993. Environmental impact of volcanic margin formation.  
962 *Earth and Planetary Science Letters*, 117(3-4), 219–329.  
963 [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90087-P](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90087-P).

964 Erickson, G.M., Curry Rogers, K., Varricchio, D.J., Norell, M.A., Xu, X., 2007. Growth  
965 patterns in brooding dinosaurs reveals the timing of sexual maturity in non-avian  
966 dinosaurs and genesis of the avian condition. *Biology Letters*, 3, 558–561.  
967 <https://doi.org/10.1098/rsbl.2007.0254>.

968 Erwin, D., 1993. The great Paleozoic crisis: life and death in the Permian, *Critical*  
969 *Moments in Paleobiology and Earth History Series*. Columbia University Press,  
970 New York, 327p.

971 Erwin, D., 2008. *Extinction: How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*.  
972 Princeton University Press, Princeton, 320p.

973 Escobar, J.A., Martinelli, A.G., Ezcurra, M.D., Fiorelli, L.E., Desojo, J.B., 2021. A new  
974 stahleckeriid dicynodont record from the late Ladinian-? early Carnian levels of the  
975 Chañares Formation (Ischigualasto-Villa Unión Basin) of northwestern Argentina.

976 Journal of South American Earth Sciences, 109, 103275.  
977 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103275>.

978 Ezcurra, M.D., Fiorelli, L.E., Martinelli, A.G., Rocher, S., von Baczko, M.B., Ezpeleta,  
979 M., Taborda, J.R.A., Hechenleitner, E.M., Trotteyn, M.J., Desojo, J.B., 2017. Deep  
980 faunistic turnovers preceded the rise of dinosaurs in southwestern Pangaea. *Nature*  
981 *Ecology & Evolution*, 1(10), 1477–1483. [https://DOI: 10.1038/s41559-017-0305-5](https://DOI:10.1038/s41559-017-0305-5).

982 Falkowski, P.G., Katz, M.E., Knoll, A.H., Quigg, A., Raven, J.A., Schofield, O., Taylor,  
983 F.J.R., 2004. The Evolution of Modern Eukaryotic Phytoplankton. *Science*,  
984 305(5682), 354–360. <https://doi:10.1126/science.1095964>.

985 Fiorelli, L.E., Rocher, S., Martinelli, A.G., Ezcurra, M.D., Hechenleitner, E.M.,  
986 Ezpeleta, M., 2018. Tetrapod burrows from the Middle–Upper Triassic Chañares  
987 Formation (La Rioja, Argentina) and its palaeoecological implications.  
988 *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 496, 85–102.  
989 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.026>.

990 Foster-Baril, Z.S., Stockli, D.F., 2023. Detrital zircon and apatite U-Pb provenance and  
991 drainage evolution of the Newark Basin during progressive rifting and continental  
992 breakup along the Eastern North American Margin, USA. *Geosphere*, 9(X), 1–24.  
993 <https://doi.org/10.1130/GES02610.1>.

994 Fröbisch, J., Angielczyk, K.D., Sidor, C.A., 2010. The Triassic dicynodont *Kombuisia*  
995 (*Synapsida*, *Anomodontia*) from Antarctica, a refuge from the terrestrial Permian-  
996 Triassic mass extinction. *Naturwissenschaften*, 97, 187–196.

997 Furin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Gianolla, P., Crowley, J.L., Bowring, S.A.,  
998 2006. High-precision U-Pb zircon age from the Triassic of Italy: Implications for

999 the Triassic time scale and the Carnian origin of calcareous nannoplankton and  
1000 dinosaurs. *Geology*, 34(12), 1009–1012. <https://doi.org/10.1130/G22967A.1>.

1001 Galfetti, T., Hochuli, P. A., Brayard, A., Bucher, H., Weissert, H., Os Vigran, J., 2007a.  
1002 Smithian–Spathian boundary event: evidence for global climatic change in the  
1003 wake of the end-Permian biotic crisis. *Geology*, 35, 291–294.  
1004 <https://doi.org/10.1130/G23117A.1>.

1005 Galfetti, T., Bucher, H., Ovtcharova, M., Schaltegger, U., Brayard, A., Brühwiler, T.,  
1006 Goudemand, N., Weissert, H., Hochuli, P., Cordey, F., Guodun, K., 2007b. Timing  
1007 of the Early Triassic carbon cycle perturbations inferred from new U–Pb ages and  
1008 ammonoid biochronozones. *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 593–604.  
1009 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.023>.

1010 Gillolly, J.F., Allen, A.P., Charnow, E.L., 2006 Dinosaur fossils predict body  
1011 temperatures. *PLOS Biology*, 4(8), e248.  
1012 <https://doi.org/10.1371/journal.pbio.0040248>.

1013 Gould, S.J., 1977. The telltale wishbone. *Natural History*, 86(9), 26–34.

1014 Grard, A., Francois, L.M., Dessert, C., Dupré, B., Godderis, Y., 2005. Basaltic  
1015 volcanism and mass 463 extinction at the Permo-Triassic boundary: environmental  
1016 impact and modeling of the global carbon 464 cycle. *Earth and Planetary Science  
1017 Letters*, 234 (1-2), 207–221. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.027>.

1018 Grauvogel-Stamm, L., Ash, S.R., 2005. Recovery of Triassic land flora from the end-  
1019 Permian life crisis. *Comptes Rendus Palevol*, 4(6-7), 593–608.  
1020 <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2005.07.002>.

- 1021 Greene, A., Scoates, J.S., Weis, D., Israel, S., 2009a. Geochemistry of Triassic flood  
1022 basalts from the Yukon (Canada) segment of the accreted Wrangellia oceanic  
1023 plateau. *Lithos*, 110, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.11.010>.
- 1024 Greene, A.R., Scoates, J.S., Weis, D., Nixon, G.T., Kieffer, B., 2009b. Melting history  
1025 and magmatic evolution of basalts and picrites from the accreted Wrangellia  
1026 oceanic plateau, Vancouver Island. Canada. *Journal of Petrology*, 50, 467–505.  
1027 <https://doi.org/10.1093/petrology/egp008>.
- 1028 Greene, S.E., Martindale, R.C., Ritterbush, K.A., Bottjer, D.J., Corsetti, F.A., Berelson,  
1029 W.M., 2012. Recognizing ocean acidification in deep time: An evaluation of the  
1030 evidence for acidification across the Triassic-Jurassic boundary. *Earth-Science*  
1031 *Reviews*, 113(1-2), 72–93. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.009>.
- 1032 Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Iannuzzi, R., Alves, L.S.R., 1999. A Flora  
1033 *Dicroidium* no Rio grande do Sul: implicações bioestratigráficas. *Pesquisas em*  
1034 *Geociências*, 26(1), 3–9.
- 1035 Hallam, A., 1985. A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society*,  
1036 142 (3), 433–445. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.3.0433>.
- 1037 Hallam, A., Wignall, P.B., 1997. *Mass Extinctions and their Aftermath*. Oxford  
1038 University Press, UK, 328p.
- 1039 Harris, J., Van Couvering, J., 1995. Mock aridity and the paleoecology of volcanically  
1040 influenced ecosystems. *Geology*, 23(7), 593–596. [https://doi.org/10.1130/0091-](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0593:MAATPO>2.3.CO;2)  
1041 [7613\(1995\)023<0593:MAATPO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0593:MAATPO>2.3.CO;2).

- 1042 Hautmann, M., Benton, M.J., Tomasovych, A., 2008. Catastrophic ocean acidification  
1043 at the Triassic-Jurassic boundary. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-*  
1044 *Abhandlungen*, 249(1), 119–127. <https://DOI: 10.1127/0077-7749/2008/0249-0119>.
- 1045 Hautmann, M., Ware, D., Bucher, H., 2017. Geologically Oldest Oysters Were  
1046 Epizoans on Early Triassic Ammonoids. *Journal of Molluscan Studies*, 83, 253–  
1047 260. <https://doi:10.1093/mollus/eyx018>.
- 1048 Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F., Piasecki, S., 2002. Terrestrial and marine  
1049 extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle  
1050 perturbation: a link to initiation of massive volcanism. *Geology*, 30(3), 251–254.  
1051 [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0251:TAMEAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0251:TAMEAT>2.0.CO;2).
- 1052 Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F., 2004. Sea-level change and facies  
1053 development across potential Triassic–Jurassic boundary horizons, SW Britain.  
1054 *Journal of the Geological Society*, 161(3), 365–379. [https://doi.org/10.1144/0016-](https://doi.org/10.1144/0016-764903-033)  
1055 [764903-033](https://doi.org/10.1144/0016-764903-033).
- 1056 Holz, M., Souto-Ribeiro, A., 2000. Taphonomy of the south-Brazilian Triassic  
1057 vertebrates. *Brazilian Journal of Geology*, 30(3), 491–494.
- 1058 Horacek, M., Povoden, E., Richo, S., Brandner, R., 2010. High-resolution carbon  
1059 isotope changes, litho- and magnetostratigraphy across Permian-Triassic Boundary  
1060 sections in the Dolomites, N-Italy. New constraints for global correlation.  
1061 *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 290(1-4), 58–64.  
1062 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.01.007>.
- 1063 Horn, B.L.D., Pereira, V.P., Schultz, C.L., 2013. Calcretes of the Santa Maria  
1064 supersequence, Middle Triassic, Rio Grande do Sul, Brazil: classification, genesis

1065 and paleoclimatic implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology*  
1066 *Palaeoecology*, 376, 39–47. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.013>.

1067 Horn, B.L.D., Goldberg, K., Schultz, C.L., 2018a. A loess deposit in the Late Triassic of  
1068 southern Gondwana, and its significance to global paleoclimate. *Journal of South*  
1069 *American Earth Sciences*, 81, 189–203.  
1070 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.017>.

1071 Horn, B.L.D., Goldberg, K., Schultz, C.L., 2018b. Interpretation of massive sandstones  
1072 in ephemeral fluvial settings - a case study from the upper Candelária Sequence  
1073 (Upper Triassic, Paraná Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*,  
1074 81, 108–121. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.009>.

1075 Hornung, T., Brandner, R., Krystyn, L., Joachimski, M., Keim, L., 2007.  
1076 Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan “Carnian crisis”. In: Lucas, S.G.,  
1077 Spielmann, J.A. (Eds.), *The Global Triassic*. New Mexico Museum of Natural  
1078 *History and Science Bulletin*, 41, 59–67.

1079 Isozaki, Y., 2001. An extraterrestrial impact at the Permian–Triassic boundary?.  
1080 *Science*, 293(5539), 2343–2343.

1081 Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Y., Fedorenko, V.A., Davis, D.W., Trofimov,  
1082 V.R., 2003. Rapid eruption of Siberian flood–volcanic rocks and evidence for  
1083 coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma.  
1084 *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2), 75–91.  
1085 [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00347-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00347-9).

1086 Kellner, A.W.A., Holgado, B., Grillo, O., Preto, F.A., Kerber, L., Pinheiro, F.L.,  
1087 Soares, M.B., Schultz, C.L., Lopes, R.T., Araújo, O., Müller, R.T., 2022.

1088 Reassessment of *Faxinalipterus minimus*, a purported Triassic pterosaur from  
1089 southern Brazil with the description of a new taxon. PeerJ, 10, e13276.  
1090 <https://doi.org/10.7717/peerj.13276>.

1091 Kent, D.V., Olsen, P.E., 2000. Magnetic polarity stratigraphy and paleolatitude of the  
1092 Triassic Jurassic Blomidon Formation in the Fundy basin (Canada): implications  
1093 for early Mesozoic tropical climate gradients. Earth and Planetary Science Letters,  
1094 179(2), 311–324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00117-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00117-5).

1095 Knoll, A.H., Bambach, R.K., Payne, J.L., Pruss, S., Fischer, W.W., 2007.  
1096 Paleophysiology and end-Permian mass-extinction. Earth and Planetary Science  
1097 Letters, 256(3-4), 295–313. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.018>.

1098 Köppen, W., Wegener, A., 1924. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Borntraeger,  
1099 Berlin.

1100 Kozur, H.W., 1998. Some aspects of the Permian–Triassic boundary (PTB) and of the  
1101 possible causes for the biotic crisis around this boundary. Palaeogeography  
1102 Palaeoclimatology Palaeoecology, 143(4), 227–272. [https://doi.org/10.1016/S0031-](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00113-8)  
1103 [0182\(98\)00113-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00113-8).

1104 Kustatscher, E., van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., 2005. The Ladinian Flora  
1105 (Middle Triassic) of the Dolomites: palaeoenvironmental reconstructions and  
1106 palaeoclimatic considerations. Geo.Alp., 2, 31–51.

1107 Kustatscher, E., van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Roghi, G., 2010. Macrofloras  
1108 and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological  
1109 studies: A case study from the Pelsonian (Middle Triassic) of  
1110 Kühwiesenkopf/Monte Prädella Vacca (Olang Dolomites, N-Italy).

- 1111 Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 290(1-4), 71–80.  
1112 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.07.001>.
- 1113 Kutzbach, J.E., Gallimore, R.G., 1989. Pangaeon climates: megamonsoons of the  
1114 megacontinent. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94, 3341–3358.  
1115 <https://doi.org/10.1029/JD094iD03p03341>.
- 1116 Langer, M.C., Schultz C.L., 2000. A new species of the Late Triassic rhynchosaur  
1117 *Hyperodapedon* from the Santa Maria Formation of south Brazil. *Palaeontology*,  
1118 43(4), 633–652. <https://doi.org/10.1111/1475-4983.00143>.
- 1119 Langer, M.C., Ramezani, J., Da Rosa, A., 2018. U-Pb age constraints on dinosaur rise  
1120 from South America. *Gondwana Research*, 57, 133–140.  
1121 <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.01.005>.
- 1122 Li, J., 2001. The most primitive lower tetrapod fauna in China. *Science in China Series*  
1123 *D: Earth Sciences*, 44, 47–51.
- 1124 Li, R., Wu, N., Shen, S.-Z. Wang, X.-L., Chen, H., Algeo, T.J., Zhang, H., Zhang, F.,  
1125 2023. A rapid onset of ocean acidification associated with the end-Permian mass  
1126 extinction. *Global and Planetary Change*, 225, 104130.  
1127 <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104130>.
- 1128 Liu, J., Angielczyk, K.D., Abdala, F., 2021. Permo-Triassic tetrapods and their climate  
1129 implications. *Global and Planetary Change*, 205, 103618.  
1130 <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103618>.
- 1131 Lucas, S.G., 2018. Late Triassic Ammonoids: Distribution, Biostratigraphy and Biotic  
1132 Events. In: Tanner, L.H. (Ed.), *The Late Triassic World: Earth in a Time of*  
1133 *Transition*. Springer, Cham, 237–261.



- 1134 Lucas, S.G., Tanner, L.H. 2018. The missing mass extinction at the Triassic-Jurassic  
1135 boundary. In: Tanner, L.H. (Ed.), *The Late Triassic World: Earth in a time of*  
1136 *transition*. Springer, Cham, 721–785.
- 1137 Mancuso, A.C., Marsicano, C.A., 2008. Paleoenvironments and taphonomy of a  
1138 Triassic lacustrine system (Los Rastros Formation, central-western Argentina).  
1139 *Palaios*, 23(8), 535–547. <https://doi.org/10.2110/palo.2007.p07-064r>.
- 1140 Mancuso, A.C., Benavente, C.A., Irmis, R.B., Mundil, R., 2020. Evidence for the  
1141 Carnian Pluvial Episode in Gondwana: New multiproxy climate records and their  
1142 bearing on early dinosaur diversification. *Gondwana Research*, 86, 104–25.  
1143 <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.05.009>.
- 1144 Mancuso, A.C., Horn, B.L.D., Benavente, C.A., Schultz, C.L., Irmis, R.B., 2021. The  
1145 paleoclimatic context for South American Triassic vertebrate evolution. *Journal of*  
1146 *South American Earth Sciences*, 110, 103321.  
1147 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103321>.
- 1148 Marsicano, C.A., Irmis, R.B., Mancuso, A.C., Mundil, R., Chemale, F., 2016. The  
1149 precise temporal calibration of dinosaur origins. *Proceedings of the National*  
1150 *Academy of Sciences*, 113(3), 509–513. <https://doi.org/10.1073/pnas.1512541112>.
- 1151 Marshall, L.G., 1981. The great American in-terchange-an invasion-induced crisis for  
1152 South American mammals. In: Nitecki, M.H. (Ed.), *Biotic Crises in Ecological and*  
1153 *Evolutionary Time*. Academic Press, New York, 133–229.
- 1154 Martínez, R.N., Sereno, P.C., Alcober, O.A., Colombi, C.E., Renne, P.R., Montañez,  
1155 I.P., Currie, B.S., 2011. A basal dinosaur from the dawn of the dinosaur era in

- 1156 southwestern Pangaea. *Science*, 331(6014), 206–210. <https://DOI:>  
1157 [10.1126/science.1198467](https://doi.org/10.1126/science.1198467).
- 1158 Martínez, R.N., Apaldetti, C., Alcober, O.A., Colombi, C.E., Sereno, P.C., Fernandez,  
1159 E., Malnis, P.S., Correa, G.A., Abelin, D., 2013. Vertebrate succession in the  
1160 Ischigualasto formation. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32, 10–30.  
1161 <https://doi.org/10.1080/02724634.2013.818546>.
- 1162 Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999.  
1163 Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic  
1164 magmatic province. *Science*, 284(5414), 616–618. <https://DOI:>  
1165 [10.1126/science.284.5414.616](https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616).
- 1166 McElwain, J.C., Beerling, D.J., Woodward, F.I., 1999. Fossil plants and global warming  
1167 at the Triassic–Jurassic boundary. *Science*, 285(5432), 1386–1390. <https://DOI:>  
1168 [10.1126/science.285.5432.1386](https://doi.org/10.1126/science.285.5432.1386).
- 1169 Michaelsen, P., Henderson, R.A., 2000. Sandstone petrofacies expressions of  
1170 multiphase basinal tectonics and arc magmatism: Permian–Triassic North Bowen  
1171 Basin, Australia. *Sedimentary Geology*, 136(1-2), 113–136.  
1172 [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00090-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00090-7).
- 1173 Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do  
1174 Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 265–287.
- 1175 Miller, C.S., Baranyi, V., 2019. Triassic climates. *Encyclopedia of Geology*, Second  
1176 Edition, 514–524. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12070-6>.
- 1177 Müller, R.T., Garcia, M.S., Da Silva, S.D., 2020. Evidências da origem e ascensão dos  
1178 dinossauros sauropodomorfos preservadas em leitos fossilíferos do Triássico do Sul

1179 do Brasil. *Terræ Didactica*, 16, e020013–e020013. [https://doi:](https://doi.org/10.20396/td.v16i0.8657367)  
1180 [10.20396/td.v16i0.8657367](https://doi.org/10.20396/td.v16i0.8657367).

1181 Müller, R.T., Ezcurra, M.D., Garcia, M.S., Agnolin, F.L., Stocker, M.R., Novas, F.E.,  
1182 Soares, M.B., Kellner, A.W.A., Nesbitt, S.J., 2023. New reptile shows dinosaurs  
1183 and pterosaurs evolved among diverse precursors. *Nature*, 620(7974), 589–594.

1184 Mundil, R., Ludwig, K.R., Metcalfe, I., Renne, P.R., 2004. Age and timing of the  
1185 Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science*,  
1186 305(5691), 1760–1763. [https://DOI: 10.1126/science.1101012](https://doi.org/10.1126/science.1101012).

1187 Mutti, M., Weissert, H., 1995. Triassic Monsoonal Climate and its signature in  
1188 Ladinian–Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy). *Journal of*  
1189 *Sedimentary Research*, 65(3b), 357–367. [https://doi.org/10.1306/D4268252-2B26-](https://doi.org/10.1306/D4268252-2B26-11D7-8648000102C1865D)  
1190 [11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/D4268252-2B26-11D7-8648000102C1865D).

1191 Nesbitt, S.J., Barret, P.M., Werning, S., Sidor, C.A., Charig, A.J., 2013. The oldest  
1192 dinosaur? A Middle Triassic dinosauriform from Tanzania. *Biology Letters*, 9(1),  
1193 20120949. <https://doi.org/10.1098/rsbl.2012.0949>.

1194 Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A.,  
1195 Youbi, N., Bertrand, H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic  
1196 Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–  
1197 Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 244(1-4),  
1198 326–344. [https://doi:10.1016/j.palaeo.2006.06.034](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034).

1199 Ogg, J.G., 2015. The mysterious mid-Carnian “Wet Intermezzo” global event. *Journal*  
1200 *of Earth Science*, 26, 181–191. [https://DOI: 10.1007/s12583-015-0527-x](https://doi.org/10.1007/s12583-015-0527-x).

1201 Oliveira, A.L., Schmitz, M.D., Wall, C.J., Crowley, J.L., Macêdo Filho, A.A., Hollanda,  
1202 M.H.B.M., 2023. New U–Pb geochronology for the Central Atlantic Magmatic  
1203 Province, critical reevaluation of high-precision ages and their impact on the end-  
1204 Triassic extinction event. *Scientific Reports*, 13(1), 5485.

1205 Olsen, P.E., Kent, D.V., 2000. High resolution early Mesozoic Pangean climatic  
1206 transect in lacustrine environments. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*,  
1207 Teil 1 : Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, (11–12), p.  
1208 1475–1496. <https://doi.org/10.7916/D8BC47XF>.

1209 Pacheco, C., Müller, R.T., Langer, M., Preto, F.A., Kerber, L., Silva, S.D., 2019.  
1210 *Gnathovorax cabreirai*: a new early dinosaur and the origin and initial radiation of  
1211 predatory dinosaurs. *PeerJ*, 7, e7963. <https://doi.org/10.7717/peerj.7963>.

1212 Parrish, J.T., 1993. Climate of the supercontinent Pangea. *The Journal of Geology*, 101  
1213 (2), 215–233 [https://doi:0022-1376/93/10102-001\\$](https://doi:0022-1376/93/10102-001$).

1214 Parrish, J.T., Ziegler, A.M., Scotese, C.R., 1982. Rainfall patterns and the distribution  
1215 of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeography*  
1216 *Palaeoclimatology Palaeoecology*, 40(1-3), 67–101. [https://doi.org/10.1016/0031-](https://doi.org/10.1016/0031-0182(82)90085-2)  
1217 [0182\(82\)90085-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(82)90085-2).

1218 Payne, J.L., Kump, L.R., 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism  
1219 from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth and Planetary*  
1220 *Science Letters*, 256(1-2), 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.01.034>.

1221 Payne, J.L., Lehmann, D.J., Wei, J., Orchard, M.J., Schrag, D.P., Knoll, H.A., 2004.  
1222 Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian  
1223 extinction. *Science*, 305(5683), 506–509. <https://DOI: 10.1126/science.1097023>.

- 1224 Philipp, R.P., Schultz, C.L., Kloss, H.P., Horn, B.L.D., Soares, M.B., Basei, M.A.S.,  
1225 2018. Middle Triassic SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersal  
1226 revealed by integration of stratigraphy and U-Pb zircon analysis: the Santa Cruz  
1227 Sequence, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88,  
1228 216–237. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.018>.
- 1229 Philipp, R.P., Faccini, U.F., Schultz, C.L., Zvirtes, G., Bruckmann, M.P., Lavina, E.,  
1230 Cagliari, J., Jelinek, A.R., Netto, R.G., Viana, A.R., Basei, M.A.S., 2023. U-Pb  
1231 Zircon Geochronology of Detrital and Ash Fall Deposits of the Southern Paraná  
1232 Basin: A Contribution for Provenance, Tectonic Evolution, and the Paleogeography  
1233 of the SW Gondwana. *Geosciences*, 13(8), 225.  
1234 <https://doi.org/10.3390/geosciences13080225>.
- 1235 Pinto, I.D., 1956. Artrópodos da Formação Santa Maria (Triássico Superior) do Rio  
1236 Grande do Sul, com notícias sobre alguns restos vegetais. *Boletim da Sociedade*  
1237 *Brasileira de Geologia*, 5(1), 75–87.
- 1238 Pontzer, H., Allen, V., Hutchinson, J.R., 2009. Biomechanics of running indicates  
1239 endothermy in bipedal dinosaurs. *PLOS One*, 4(11), e7783.  
1240 <https://doi:10.1371/journal.pone.0007783>.
- 1241 Preto, N., Hinnov, L.A., 2003. Unravelling the origin of shallow water cyclothem in  
1242 the Upper Triassic Dürrenstein Fm. (Dolomites, Italy). *Journal of Sedimentary*  
1243 *Research*, 73(5), 774–789. <https://doi.org/10.1306/030503730774>.
- 1244 Preto, N., Kustatscher, E., Wignall, P.B., 2010. Triassic climates - state of the art and  
1245 perspectives. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 290(1-4), 1–10.  
1246 <https://doi:10.1016/j.palaeo.2010.03.015>.

- 1247 Prochnow, S.J., Nordt, L.C., Atchley, S.C., Hudec, M.R., 2006. Multi-proxy paleosol  
1248 evidence for Middle and Late Triassic climate trends in eastern Utah.  
1249 *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 232(1), 53–72.  
1250 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.08.011>.
- 1251 Quan, T.M., van de Schootbrugge, B., Field, M.P., Rosenthal, Y., Falkowski, P.G.,  
1252 2008. Nitrogen isotope and trace metal analyses from the Mingolsheim core  
1253 (Germany): Evidence for redox variations across the Triassic-Jurassic boundary.  
1254 *Global Biogeochemical Cycles*, 22(2), 1–14.  
1255 <https://doi.org/10.1029/2007GB002981>.
- 1256 Raup, D.M., Sepkoski Jr., J.J., 1982. Mass extinction in the marine fossil record.  
1257 *Science*, 215(4539), 1501–1503. [https://DOI: 10.1126/science.215.4539.1501](https://DOI:10.1126/science.215.4539.1501).
- 1258 Reijmer, J.J.G., 2021. Marine Carbonate Factories: Review and Update. *Sedimentology*,  
1259 68, 1729–1796. <https://doi:10.1111/sed.12878>.
- 1260 Retallack, G.J., 1995. Permian-Triassic life crisis on land. *Science*, 267(5194), 77–80.  
1261 [https://DOI: 10.1126/science.267.5194.77](https://DOI:10.1126/science.267.5194.77).
- 1262 Retallack, G.J., 1999. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by Earliest  
1263 Triassic Paleosols in the Sydney Basin, Australia. *Geological Society of America*  
1264 *Bulletin*, 111(1), 52–70. [https://doi.org/10.1130/0016-](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0052:PGPRBE>2.3.CO;2)  
1265 [7606\(1999\)111<0052:PGPRBE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0052:PGPRBE>2.3.CO;2).
- 1266 Retallack, G.J., 2001. *Soils of the past. An introduction to Paleopedology*, second ed.,  
1267 Blackwell Science, Oxford.
- 1268 Retallack, G.J., Veevers, J.V., Morante, R., 1996. Global coal gap between Permian–  
1269 Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants. *Geological*

1270 Society of America Bulletin, 108(2), 195–207. <https://doi.org/10.1130/0016->  
1271 7606(1996)108<0195:GCGBPT>2.3.CO;2.

1272 Ridgwell, A., 2005. A Mid Mesozoic Revolution in the Regulation of Ocean Chemistry.  
1273 Marine Geology, 217, 339–357. <https://doi:10.1016/j.margeo.2004.10.036>.

1274 Rigo, M., Preto, N., Roghi, G., Tateo, F., Mietto, P., 2007. A rise in the carbonate  
1275 compensation depth of western Tethys in the Carnian: deep-water evidence for the  
1276 Carnian Pluvial Event. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 246(2-  
1277 4), 188–205. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.09.013>.

1278 Royer, D.L., Berner, R.A., Montanez, I.P., Tabor, N.J., Beerling, D.J., 2004. CO<sub>2</sub> as the  
1279 primary driver of Phanerozoic climate. GSA Today, 14(3), 4–10. <https://doi:>  
1280 10.1130/1052-5173(2004)014<4:CAAPDO>2.0.CO;2.

1281 Robinson, P.L., 1973. Paleoclimatology and continental drift. In: Tarling, D.H.,  
1282 Runcorn, S.K. (Eds.), Implications of continental drift to the Earth Sciences.  
1283 Academic Press, London, 449–476.

1284 Rohn, R., 2010. Uso estratigráfico dos fósseis e o tempo geológico. In: Carvalho, I.S.  
1285 (Ed.), Paleontologia – Conceitos e Métodos. Editora Interciência, Rio de Janeiro, v.  
1286 1, third ed., 79–91.

1287 Romano, M., Bernardi, M., Petti, F.M., Rubidge, B., Hancox, J., Benton, M.J., 2020.  
1288 Early Triassic terrestrial tetrapod fauna: a review. Earth-Science Reviews, 210,  
1289 103331. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103331>.

1290 Ruffell, A., Simms, M.J., Wignall, P.B., 2016. The Carnian Humid Episode of the late  
1291 Triassic: a review. Geological Magazine, 153(2), 271–284.  
1292 <https://doi:10.1017/S0016756815000424>.

1293 Schaltegger, U., Guex, J., Bartolini, A., Schene, B., Ovtcharova, M., 2008. Precise U–  
1294 Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and  
1295 Hettangian post-extinction recovery. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2),  
1296 266–275. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.031>.

1297 Schultz, C.L., Martinelli, A.G., Soares, M.B., Pinheiro, F.L., Kerber, L., Horn, B.L.D.,  
1298 Pretto, F.A., Müller, R.T., Melo, T.P., 2020. Triassic faunal successions of the  
1299 Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 104,  
1300 102846. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102846>.

1301 Schlager, W., 2005. *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*. Tulsa,  
1302 Oklahome, SEPM Society for Sedimentary Geology, 206p.

1303 Scotese, C., 2014. *Atlas of Permo-Triassic Paleogeographic Maps (Mollweide*  
1304 *Projection)*, Maps 43–52, Volumes 3 & 4 of the PALEOMAP Atlas for ArcGIS,  
1305 PALEOMAP Project, Evanston, IL.

1306 Seebacher, F., 2003. Dinosaur body temperatures: the occurrence of endothermy and  
1307 ectothermy. *Paleobiology*, 29(1), 105–122. [https://doi.org/10.1666/0094-](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2003)029<0105:DBTTOO>2.0.CO;2)  
1308 [8373\(2003\)029<0105:DBTTOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2003)029<0105:DBTTOO>2.0.CO;2).

1309 Seebacher, F., 2009. Responses to temperature variation: integration of  
1310 thermoregulation and metabolism in vertebrates. *Journal of Experimental Biology*,  
1311 212(18), 2885–2891. <https://doi.org/10.1242/jeb.024430>.

1312 Sieglösch, A.M., Guerra-Sommer, M., Schultz, C.L., Barboza, E.G., 2021. Paleoclimatic  
1313 inferences based on wood growth interruptions in Late Triassic flood deposits from  
1314 the southernmost Brazilian Gondwana. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 24(1),  
1315 3–20. <https://doi:10.4072/rbp.2021.1.01>.



- 1316 Sepkoski, J.J., 1982. Mass extinctions in the Phanerozoic oceans: a review. In: Silver,  
1317 L.T., Schultz, P.H. (Eds.), Geological implications of impacts of large asteroids and  
1318 comets on the earth. Geological Society of America, 283–289.
- 1319 Sepkoski, J.J., 1984. A Kinetic Model of Phanerozoic Taxonomic Diversity.  
1320 *Paleobiology*, 10(2), 246–267. <https://doi.org/10.1017/S0094837300008186>.
- 1321 Sephton, M.A., Amor, K., Franchi, I.A., Wignall, P.B., Newton, R., Zonneveld, J.-P.,  
1322 2002. Carbon and nitrogen isotope disturbances and an end-Norian (Late Triassic)  
1323 extinction event. *Geology*, 30(12), 1119–1122. [https://doi.org/10.1130/0091-](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1119:CANIDA>2.0.CO;2)  
1324 [7613\(2002\)030<1119:CANIDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1119:CANIDA>2.0.CO;2).
- 1325 Sheldon, N.D., 2006. Abrupt chemical weathering increase across the Permian–Triassic  
1326 boundary. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 231(3-4), 315–321.  
1327 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.09.001>.
- 1328 Silva, R.C., Godoy, M.M., Binotto, R.B., Zerfass, H., 2011. Predebon Fossiliferous Site,  
1329 Quarta Colônia, State of Rio Grande do Sul - Triassic vertebrate footprints in the  
1330 southern Paraná Basin. In: Winge, M., Schobbenhaus, C., Souza, C.R.G.,  
1331 Fernandes, A.C.S., Berbert-Born, M., Sallun filho, W., Queiroz, E.T. (Eds.),  
1332 Geological and Palaeontological sites of Brazil.  
1333 <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio045/sitio045english.pdf> (accessed 13 November  
1334 2023).
- 1335 Simms, M.J., Ruffell, A.H., 1989. Synchronicity of climatic change and extinctions in  
1336 the Late Triassic. *Geology*, 17(3), 265–268. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>.

- 1337 Simms, M.J., Ruffell, A.H., 1990. Climatic and biotic change in the late Triassic.  
1338 Journal of the Geological Society, 147(2), 321–327.  
1339 [https://Doi:10.1144/gsjgs.147.2.0321](https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.2.0321).
- 1340 Simms, M.J., Ruffel, A.H., Johnson, L.A., 1995. Biotic and climatic changes in the  
1341 Carnian (Triassic) of Europe and adjacent areas. In: Fraser, N.C., Sues, H.D. (Eds.),  
1342 The Shadow of the Dinosaurs: Early Mesozoic Tetrapods. Cambridge University  
1343 Press, Cambridge, 352–365.
- 1344 Smith, R.M.H., Rubidge, B.S., Day, M.O., Botha, J., 2020. Introduction to the tetrapod  
1345 biozonation of the Karoo Supergroup. South African Journal of Geology, 2020  
1346 123(2), 131–140. <https://doi.org/10.25131/sajg.123.0009>.
- 1347 Soares, M.B., Boos, A.D., Oliveira, T.V., 2012. Antes dos mamíferos: os sinápsidos  
1348 permotriássicos do sul do brasil. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Bartorelli, A.,  
1349 Almeida, F.F.M. (Org.), Geologia do Brasil, first ed., Beca, São Paulo, 373-376.
- 1350 Sookias, R.B., Butler, R.J., Benson, R.B.J., 2012. Rise of dinosaurs reveals major body-  
1351 size transitions are driven by passive processes of trait evolution. Proceedings of  
1352 the Royal Society B: Biological Sciences, 279(1736), 2180–2187.  
1353 [https://doi:10.1098/rspb.2011.2441](https://doi.org/10.1098/rspb.2011.2441).
- 1354 Spalletti, L.A., Arabe, A.E., Morel, E.M., 2003. Geological factors and evolution of  
1355 southwestern Gondwana Triassic plants. Gondwana Research, 6(1), 119–134.  
1356 [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70648-1](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70648-1).
- 1357 Spray, J.G., Kelley, S.P., Rowley, D.B., 1998. Evidence for a late Triassic multiple  
1358 impact event on Earth. Nature, 392(6672), 171–173.

- 1359 Stanley, S.M., 2008. Effects of global seawater chemistry on biomineralization: past,  
1360 present, and future. *Chemical Reviews*, 108, 4483–4498.  
1361 <https://doi.org/10.1021/cr800233u>.
- 1362 Stanley, S.M., Hardie, L.A., 1998. Secular oscillations in the carbonate mineralogy of  
1363 reefbuilding and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts  
1364 in seawater chemistry. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 144, 3–  
1365 19. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00109-6](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00109-6).
- 1366 Stefani, M., Furin, S. Gianolla, P., 2010. The changing climate framework and  
1367 depositional dynamics of the Triassic carbonate platforms from the Dolomites.  
1368 *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 290(1-4), p. 43–57.  
1369 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.02.018>.
- 1370 Svensen, H., Planke, S., Polozov, A.G., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov,  
1371 Y.Y., Jamtveit, B., 2009. Siberian gas venting and the end-Permian environmental  
1372 crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 490–500.  
1373 <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.015>.
- 1374 Szulc, J., 1999. Anisian–Carnian evolution of the Germanic basin and its eustatic,  
1375 tectonic and climatic controls. In: Bachmann, G.H., Lerche, I. (Eds.),  
1376 *Epicontinental Triassic*. Stuttgart, Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 813–852.
- 1377 Tackett, L.S., Bottjer, D.J., 2016. Paleoeological Succession of Norian (Late Triassic)  
1378 Benthic Fauna in Eastern Panthalassa (Luning and Gabbs Formations, West-Central  
1379 Nevada). *Palaios*, 31, 190–202. <https://doi:10.2110/palo.2015.070>.
- 1380 Taniwaki, T., Elders, C., Böttcher, M.E., Holman, A.I., Grice, K., 2022. Photic zone  
1381 redox oscillations and microbialite development recorded by Early Triassic

1382 sediments of the Perth Basin: a geochemical approach. *Geochimica et*  
1383 *Cosmochimica Acta*, 336, 188–207. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.09.011>.

1384 Tanner, L.H., Hubert, J.F., Coffey, B.P., McInerney, D.P., 2001. Stability of  
1385 atmospheric CO<sub>2</sub> levels across the Triassic/Jurassic boundary. *Nature*, 411(6838),  
1386 675–677.

1387 Tanner, L.H., Lucas, S.G., Chapman, M.G., 2004. Assessing the record and causes of  
1388 Late Triassic extinctions. *Earth-Science Reviews*, 65(1-2), 103–139.  
1389 [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00082-5](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00082-5).

1390 Thorne, P.M., Ruta, M., Benton, M.J., 2011. Resetting the evolution of marine reptiles  
1391 at the Triassic-Jurassic boundary. *Proceedings of the National Academy of*  
1392 *Sciences*, 108(20), 8339–8344. <https://doi.org/10.1073/pnas.1018959108>.

1393 Tucker, M.E., Benton, M.J., 1982. Triassic environments, climates and reptile  
1394 evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40(4), 361–379.

1395 Tverdokhlebov, V.P., Tverdokhlebova, G.I., Minikh, A.V., Surkov, M.V., Benton, M.J.,  
1396 2005. Upper Permian vertebrates and their sedimentological context in the South  
1397 Urals, Russia. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2), 27–77.  
1398 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.07.003>.

1399 Van de Schootbrugge, B., Quan, T.M., Lindström, S., Püttmann, W., Heunisch, C.,  
1400 Pross, J., Fiebig, J., Petschick, R., Röhlings, H.-G., Richoz, S., Rosenthal, Y.,  
1401 Falkowski, P.G., 2009. Floral changes across the Triassic/Jurassic boundary linked  
1402 to flood basalt volcanism. *Nature Geoscience*, 2(8), 589–594.

1403 Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2007.  
1404 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism

1405 in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary.  
1406 Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 244(1-4), 308–325.  
1407 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.033>.

1408 Vermeij, G.J., 1977. The Mesozoic Marine Revolution: Evidence from Snails, Predators  
1409 and Grazers. *Paleobiology*, 3(3), 245–258.  
1410 <https://doi:10.1017/s0094837300005352>.

1411 Vermeij, G.J., 2008. Escalation and its Role in Jurassic Biotic History. *Palaeogeography*  
1412 *Palaeoclimatology Palaeoecology*, 263(1-2), 3–8.  
1413 <https://doi:10.1016/j.palaeo.2008.01.023>.

1414 Visscher, H., Van der Zwan, C.J., 1981. Palynology of the circum-Mediterranean  
1415 Triassic: phytogeographical and palaeoclimatological implications. *Geologische*  
1416 *Rundschau*, 70(1–2), p. 625–634.

1417 Walker, J.D., Geissman, J.W., 2009. 2009 GSA Geologic Time Scale. *GSA Today*, 60–  
1418 61.

1419 Werning, S., Irmis, R., Smith, N., Turner, A., Padian, K., 2011. Archosauromorph bone  
1420 histology reveals early evolution of elevated growth and metabolic rates. *Annual*  
1421 *Meeting Society of Vertebrate Paleontology*, Program Abstract, p. 213.

1422 Whiteside, J.H., Olsen, P.E., Kent, D.V., Fowell, S.J., Et-Touhami, M., 2007.  
1423 Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–  
1424 Jurassic mass-extinction event?. *Palaeogeography Palaeoclimatology*  
1425 *Palaeoecology*, 244(1-4), 345–367. <https://doi:10.1016/j.palaeo.2006.06.035>.

1426 Whitney, M., Sidor, C., 2020. Evidence of torpor in the tusks of *Lystrosaurus* from the  
1427 early Triassic of Antarctica. *Communications Biology*, 3(1), 1–6.

- 1428 Zeng, Z., Zhu, H., Yang, X., Zeng, H., Hu, X., Xia, C., 2019. The Pangaea  
1429 megamonsoon records: Evidence from the Triassic Mungaroo Formation, northwest  
1430 shelf of Australia. *Gondwana Research*, 69, 1–24.  
1431 <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.11.015>.
- 1432 Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J., Faccini, U.F., Chemale, F.Jr.,  
1433 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil: a  
1434 contribution to southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate.  
1435 *Sedimentary Geology*, 161(1-2), 85–105. [https://doi.org/10.1016/S0037-](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00397-4)  
1436 [0738\(02\)00397-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00397-4).
- 1437 Zhang, W., Grant-Mackie, J.A., 2001. Late Triassic–Early Jurassic palynofloral  
1438 assemblages from Murihiku strata of New Zealand and comparisons with China.  
1439 *Journal of the Royal society of New Zealand*, 31(3), 575–683.  
1440 <https://doi.org/10.1080/03014223.2001.9517668>.
- 1441 Ziegler, A.M., Scotese, C.R., Barrett, S.F., 1983. Mesozoic and Cenozoic  
1442 paleogeographic maps. In: Brosche, P., Sündermann, J. (Eds.), *Tidal Friction and*  
1443 *the Earth's Rotation*. Second ed. Springer-Verlag, Berlin, 240–252.
- 1444 Ziegler, A.M., Parrish, J.M., Yao, J., Gyllenhaal, E.D., Rowley, D.B., Parrish, J.T., Nie,  
1445 S., Bekker, A., Hulver, M.L., 1993. Early Mesozoic phytogeography and climate.  
1446 *Palaeoclimates and Their Modelling with Special Reference to the Mesozoic Era*.  
1447 *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological*  
1448 *Sciences*, 341, 297–305.

**Artigo 3:** CORECCO, L.; DAL SASSO, G.; PEREIRA, V.P.; GOMES, L.B.; SCHULTZ, C.L. Fossildiagenetic study as a preliminary tool for paleoenvironmental interpretations: A case study from the Triassic Santa Maria Supersequence, Paraná Basin, Southern Brazil. Submetido ao periódico *Geobiology* (Impact Factor = 3.7, CiteScore = 7.6, equivalente à Qualis-CAPES A1).



Leonardo Corecco <leocorecco@gmail.com>

### Manuscript submitted to *Geobiology*

1 mensagem

**Geobiology** <no-reply@atyponrex.com>  
Para: Leonardo Corecco <leocorecco@gmail.com>

22 de abril de 2024 às 11:18

Dear Leonardo Corecco,

Your manuscript "Fossildiagenetic study as a preliminary tool for paleoenvironmental interpretations: A case study from the Triassic Santa Maria Supersequence, Paraná Basin, Southern Brazil" has been successfully submitted and is being delivered to the Editorial Office of *Geobiology* for consideration.

You will receive a follow-up email with further instructions from the journal editorial office, typically within one business day. That message will confirm that the editorial office has received your submission and will provide your manuscript ID.

Thank you for submitting your manuscript to *Geobiology*.

Sincerely,  
The Editorial Staff at *Geobiology*

By submitting a manuscript to or reviewing for this publication, your name, email address, and affiliation, and other contact details the publication might require, will be used for the regular operations of the publication, including, when necessary, sharing with the publisher (Wiley) and partners for production and publication. The publication and the publisher recognize the importance of protecting the personal information collected from users in the operation of these services and have practices in place to ensure that steps are taken to maintain the security, integrity, and privacy of the personal data collected and processed. You can learn more by reading our [data protection policy](#). In case you don't want to be contacted by this publication again, please send an email to [gbi@wiley.com](mailto:gbi@wiley.com).

1 **Fossildiagenetic study from the Triassic Santa Maria**

2 **Supersequence**

3



4

## Abstract

5 The comprehension of the fossilization processes is essential to the correct interpretation of  
6 the fossiliferous record. Thinking about that, forty-one specimens of fossil bones and teeth  
7 were sampled, and the integration of some analytical techniques were made owing to  
8 understand fossildiagenetic contexts of two biozones (*Dinodontosaurus* – 18 and  
9 *Hyperodapedon* Assemblage Zones - 23) of the Triassic of the Santa Maria Supersequence,  
10 Brazil. ATR-FTIR and micro-XRD results allowed us to infer the mineral phases presented  
11 and the recrystallization degree of the studied samples, whereas LA-ICP-MS and EDS  
12 analyses allowed to get the general chemical composition of the specimens and their  
13 distribution among the samples. The obtained data also suggested that the *Hyperodapedon*  
14 AZ fossil apatite are a bit more crystallized than those from *Dinodontosaurus* AZ, which  
15 can be related to environmental conditions. It was also possible to suggest that the  
16 fossildiagenetic processes that acted over the studied fossils occurred on or near the surface  
17 (few meters at most). Both, infrared, EDS and LA-ICP-MS analyses seems to corroborate  
18 the previous works, in terms of these biozones environmental proposals. By the end, these  
19 set of techniques indicated that the enamel samples are still reliable sources for other kind  
20 of analysis like stable isotopes and are very helpful as previous tools to better select the  
21 samples for more invasive studies.

22 Keywords: Fossilization processes, Gondwana, infrared, micro X-ray diffraction, Paraná  
23 Basin, Triassic

24

## 25 1. INTRODUCTION

26 The fossilization process is a set of contingent processes that can be divided into  
27 two steps, biostratinomy and fossildiagenesis (Fernández-López & Fernández Jalvo, 2002).  
28 Biostratinomy corresponds to the study of the processes that took place after organisms'  
29 death until their final burial, so it encompasses the necrolysis, the disarticulation processes,  
30 and their transport, but exclude their diagenesis (Holz & Simões, 2002). The  
31 fossildiagenesis represents all the processes, environments or chemical and physical stages  
32 that occurred after the burial of organic remains or traces (Zabini, Bassa, & Martine 2017).  
33 So, the fossildiagenesis can keep, increase, or delete the remains' diversity that were part of  
34 a community of life (Knoll & Golubic, 1979; Butts & Briggs, 2011; Zabini et al., 2017).

35 The comprehension of the fossilization processes is essential to the correct  
36 interpretation of the fossiliferous record, since each preserved organism have several  
37 factors involved in its preservation, such as: its original composition (e.g., biomineralized  
38 or not, carbonatic, phosphatic or siliciclastic composition), the paleoenvironment, the  
39 diagenesis, and the time (Butterfield, 2003). Thus, each preserved specimen can record a  
40 particular fraction of its time, considering that each sedimentary facies have specific set of  
41 environmental conditions in relation to the rest of the environment and to the remains that  
42 are available to fossilize (Allisson, 1988; Zabini et al., 2017). Besides that, the fossilization  
43 itself varies among different physical-chemical conditions of the environment where the  
44 organism lived, its biological control of skeletal growth, and the diagenetic alteration  
45 suffered by the bioclast (Dodd & Stanton, 1981; Elorza & García-Garmilla, 1996; Zabini et  
46 al., 2017).

47           Several types of fossilization will conduct several preservation modes that can be  
48 investigated with the aid of analytical techniques. Fourier Transform Infrared spectroscopy  
49 (FTIR), X-ray Diffraction (XRD), Scanning Electron Microscopy (SEM), Laser Ablation  
50 Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) and electron and ion  
51 microprobe are some of the analytical techniques that have being used to study the  
52 bioapatite diagenesis and fossilization processes (Parker & Toots, 1970; Kohn,  
53 Schoeninger, & Barker 1999; Sano, Terada, Ly, & Park 2006; Koenig, Rogers, & Trueman  
54 2009; Asscher, Regev, Weiner, & Boaretto 2011a; Asscher, Weiner, & Boaretto 2011b;  
55 Pfretzschner & Tütken, 2011; Piga et al., 2011; Kowal-Linka, Jochum, & Surmik 2014; Dal  
56 Sasso, Maritan, Usai, Angelini, & Artioli 2014; Dal Sasso et al., 2016, Dal Sasso, Asscher,  
57 Angelini, Nodari, & Artioli 2018; Ferretti, Medici, Savioli, Mascia, & Malferrari 2021;  
58 Alencar et al., 2022; Scaggion et al., 2024).

59           The knowledge about fossildiagenetic processes evolved in parallel with the  
60 development of the analytical techniques. Studies about fossil's composition and their  
61 microstructure description depends on the development of accurate mass spectrometers and  
62 microscopes (e.g., Dauphin, 2022). Thus, this study aims to present an integration of some  
63 analytical techniques to fossildiagenetic contexts of two biozones (*Dinodontosaurus* and  
64 *Hyperodapedon* Assemblage Zones) of the Triassic of the Santa Maria Supersequence,  
65 Brazil. These units were chosen because they provide largest number of fossils and their  
66 biostratigraphy are most easily correlated to other sedimentary units around the world (e.g.,  
67 Chañares and Ischigualasto Formations – Argentina; Pebbly Arkose Formation –  
68 Zimbabwe). Additionally, these units (and respective faunas) are important because they  
69 represent the precursor (*Dinodontosaurus* AZ) and probably contemporaneous

70 (*Hyperodapedon* AZ) strata to the Carnian Pluvial Episode (CPE), a moment of increased  
71 precipitation, that sometimes is related to the origin of dinosaurs (e.g., Benton, Bernardi, &  
72 Kinsella 2018; Bernardi et al., 2018).

## 73 2. STRATIGRAPHIC SETTING

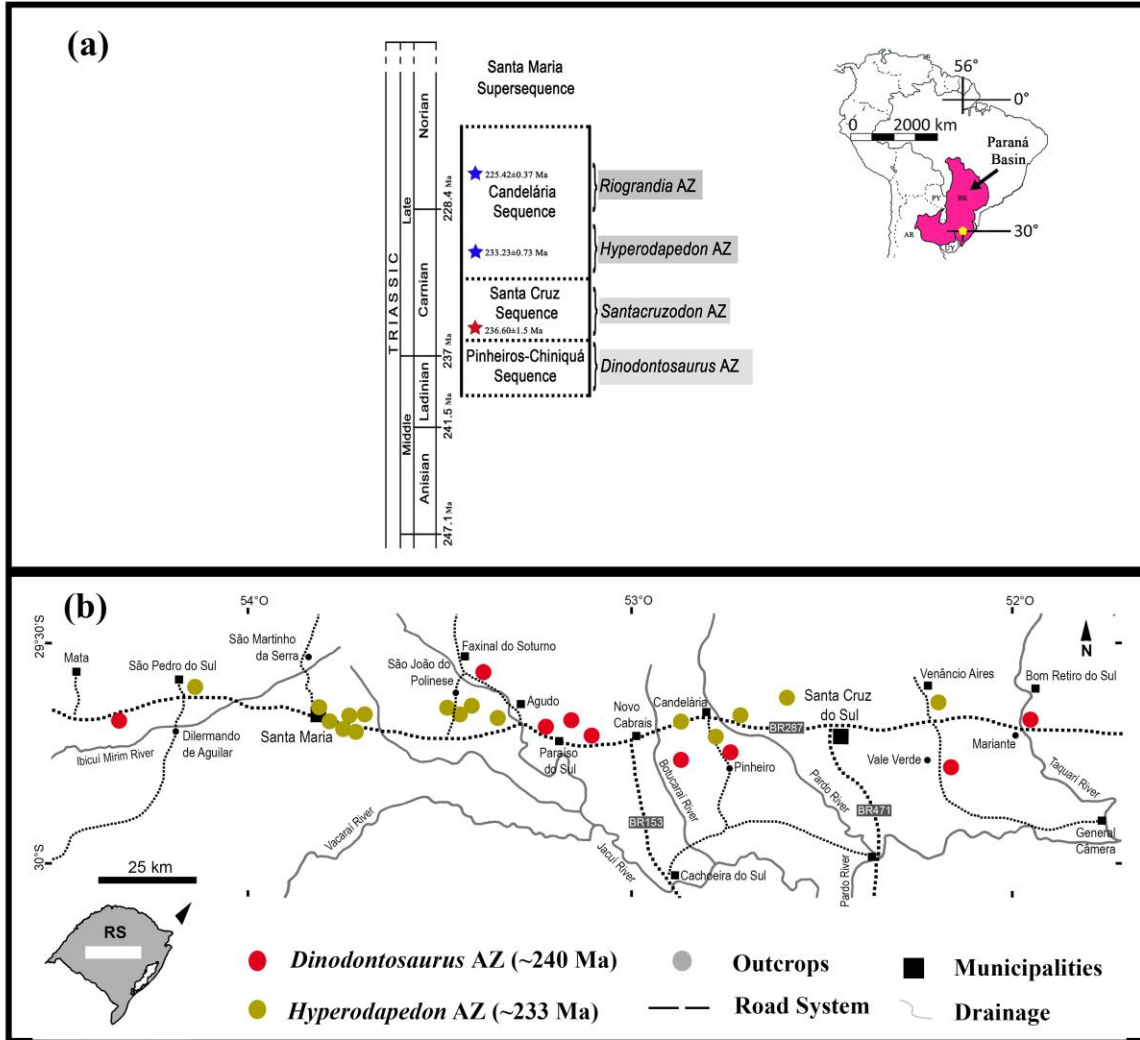
74 The intracratonic Paraná Basin covers an area of about 1,500,000 km<sup>2</sup> that  
75 outcrops in several Brazilian states (e.g., GO, PR, SP, SC, RS), as well as in Paraguay (to  
76 the West), Uruguay (to the South) and Argentina (to the Southeast, in subsurface;  
77 Schneider et al., 1974; Corecco, Pinheiro, Iannuzzi, & Souza 2022). This volcano-  
78 sedimentary basin has around 8,000 m thick without depositional continuity, but rather  
79 polycyclic events related to tectonic activity of the SW portion of Gondwana (Zalán et al.,  
80 1990; Milani; 1997; Milani & Ramos, 1998; Zerfass, Chemale Jr., & Lavina 2005).

81 The Santa Maria Supersequence (SMS) is equivalent to the Gondwana II Sequence  
82 of Milani (1997) to the Paraná Basin but is restricted to the central region of the Rio Grande  
83 do Sul state, Brazil. The lithostratigraphy of SMS (*sensu* Zerfass et al., 2003) includes the  
84 Santa Maria and Caturrita Formations (*sensu* Andreis, Bossi, & Montardo 1980). This  
85 sedimentary package includes three third order sequences, named Santa Maria I, II and III  
86 (henceforth SMS I, II and III) by Zerfass et al. (2003).

87 With the discovery of a new sequence between these units (SMS I and SMS II)  
88 they were renamed as: Pinheiros-Chiniquá, Santa Cruz and Candelária Sequences (Horn et  
89 al., 2014). Within these sequences there are four biozones that are defined based on their  
90 vertebrate fossil contents, named as: *Dinodontosaurus* Assemblage Zone (AZ),  
91 *Santacruzodon* AZ (respectively included into Pinheiros-Chiniquá and Santa Cruz

92 Sequences); *Hyperodapedon* AZ and *Riograndia* AZ (respectively lowermost and  
93 uppermost portions of Candelária Sequence).

94 Biostratigraphic correlation with similar fauna found in Argentina and African  
95 continent allows the relative positioning of the SMS biozones (Barberena, Araújo, &  
96 Lavina 1985; Langer, 2005; Langer, Ribeiro, Schultz, & Ferigolo 2007; Ezcurra, 2010;  
97 Abdala, Marsicano, Smith, & Swart 2013; Martínez et al., 2013; Ezcurra et al., 2017;  
98 Langer, Ramezani, & Da Rosa 2018; Desojo et al., 2020; Griffin et al., 2022). Recent  
99 detrital zircon U-Pb dating are improving the information about the Brazilian Assemblage  
100 Zones ( $236.10 \pm 1.5$  Ma - *Santacruzodon* AZ;  $233.23 \pm 0.73$  Ma - *Hyperodapedon* AZ and  
101  $225.42 \pm 0.37$  Ma - *Riograndia* AZ; Langer et al., 2018; Philipp et al., 2018; Figure 1).



102

103 **FIGURE 1** (a) Stratigraphic position of the SMS Assemblage Zones. Inset shows  
 104 geographic distribution of the Paraná Basin (pink areas; yellow pentagon represents the  
 105 sampled region). Red star represents the date of the dating for the Santa Cruz Sequence  
 106 conducted by Philipp et al. (2018), whereas the blue stars represent the dating of Candelária  
 107 Sequence obtained by Langer et al. (2018). (b) Location of the main outcrops of the  
 108 *Dinodontosaurus* and *Hyperodapedon* Assemblage Zones.

109

110 **3. MATERIAL AND METHODS**

111           **3.1.     Institutional abbreviations**

112           **UFRGS-PV-T** – Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Paleovertebrates’  
113 Collection - Triassic), Porto Alegre, Brazil; **MCP-PV** – Pontifícia Universidade Católica  
114 do Rio Grande do Sul (Paleovertebrates’ Collection), Porto Alegre, Brazil; **MCN-PV** –  
115 Museu de Ciências Naturais da Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul  
116 (Paleovertebrates’ Collection), Porto Alegre, Brazil; **CAPPA/UFSM** – Centro de Apoio à  
117 Pesquisa Paleontológica da Quarta Colônia, Universidade Federal de Santa Maria,  
118 Stratigraphy and Paleobiology Laboratory, Santa Maria, Brazil; **CPEZ** – Coleção  
119 Paleontológica do Museu Paleontológico e Arqueológico Walter Ilha, São Pedro do Sul,  
120 Brazil; **MCTer** - Museu de Ciências da Terra, Brazilian Geological Survey, Rio de Janeiro-  
121 RJ, Brazil; **MMACR** - Museu Municipal Aristides Carlos Rodrigues, Candelária-RS,  
122 Brazil.

123           **3.2.     Selected sampling**

124           Bone’s basic composition is 45 to 70% of mineral phases (mostly  
125 hydroxylapatite), 10% of water and the rest are filled by collagen and non-collagenous  
126 proteins (Rogers & Zioupos, 1999; Skinner, 2005a). Tooth enamel, on the other hand, is the  
127 most mineralized tissue in vertebrates (~96% of hydroxylapatite; Skinner, 2005a; Qu,  
128 Haitina, Zhu, & Ahlberg 2015), and its larger crystallite sizes and low porosity protect  
129 against post-mortem alterations (Kohn et al., 1999; Pasteris, Wopenka, & Valsami-Jones  
130 2008).

131           A total of forty-one specimens of fossil bones and teeth were sampled from two  
132 Triassic units (*Dinodontosaurus* – 18 and *Hyperodapedon* – 23 AZs) of the Rio Grande do

133 Sul State. Whenever possible, more than one specimen from the same species was analyzed  
 134 to check data consistency. Table 1 lists specific description and provenience for each fossil.

135

136 **TABLE 1** Description and provenience of the selected samples.

Sample	Fossil	Material	Location	Catalog N <sup>o</sup>
<b><i>Hyperodapedon</i> Assemblage Zone<sup>1</sup></b>				
H1	Undetermined Archosaur	Enamel	Pivetta/Buriol Sites, São João do Polêsine-RS	PV-1261-T
H2	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Enamel	Janner Site, Agudo-RS	PV-1095-T
H3	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Enamel	Janner Site, Agudo-RS	PV-1220-T
H4	<i>Hyperodapedon</i> sp.	Jaw	Faixa Nova (Base), Santa Maria-RS	PV-0294-T
H5	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Enamel	Vale do Sol, Vale do Sol-RS	PV-1368-T
H6	<i>Gnathovorax cabrerai</i>	Enamel	Marchezan Site, São João do Polesine-RS	CAPPA/UFSM 0009
H7	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Enamel	Janner Site, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0359
H8	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	Enamel	Niemeyer Site, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0360
H9	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	Enamel	Niemeyer Site, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0361
H10	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	Enamel	Janner Site, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0362
H11	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	Enamel	Niemeyer Site, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0363
H12	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	Enamel	Niemeyer Site, Agudo-RS	CAPPA/UFSM 0364
H13	Undetermined Archosaur	Enamel	Pivetta Site, Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0365
H14	Undetermined Archosaur	Enamel	Pivetta Site, Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0366
H15	Undetermined Archosaur	Enamel	Pivetta Site, Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0367
H16	Undetermined Archosaur	Enamel	Pivetta Site, Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0368
H17	Undetermined Archosaur	Enamel	Pivetta Site, Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0369
H18	Undetermined Archosaur	Enamel	Pivetta Site, Restinga Seca-RS	CAPPA/UFSM 0370
H19	<i>Hyperodapedon</i> sp.	Jaw + Tooth frag.	Vila Kennedy, Santa Maria-RS	PV-0072-T
H20	<i>Hyperodapedon</i> sp.	Jaw + Tooth frag.	Without Origin	PV-1550-T
H21	<i>Teyumbaita sulcognathus</i>	Jaw + Tooth frag.	Faixa Nova (Topo), Santa Maria-RS	PV-0404-T
H22	<i>Trucidocynodon riograndensis</i>	Rib	Janner Site, Agudo-RS	PV-1051-T
H23	<i>Hyperodapedon fisheri</i>	Jaw + Tooth frag.	Alemao, Santa Maria-RS	MCT.R.187
<b><i>Dinodontosaurus</i> Assemblage Zone<sup>2</sup></b>				
D1	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	Enamel	Posto, Dona Francisca-RS	PV-0629-T
D2	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Sanga Scufer Hivtz	PV-0279-T
D3	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	Enamel	Candelária-RS	MCP-PV-17
D4	<i>Decuriasuchus quartacolonía</i>	Enamel	Posto, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 105-D
D5	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Bortolin Site, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 306
D6	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Bortolin Site, Dona Francisca-RS	MCN-PV 10 247
D7	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	Enamel	Sanga da Árvore, Chiniquá-RS	CPEZ-157b/229
D8	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Sanga Cesar, Chiniquá/São Pedro do Sul - RS	PV-0166-T



D10	Cynodont Indet.	Enamel	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	W/N
D11	Cynodont Indet.	Enamel	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	WN
D12	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Sanga Pinheiros, Candelária-RS	MCT.R.298
D13	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Sanga do Janguta, Pinheiros, Candelária-RS	MCT.R.319
D14	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	Enamel	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.R.1903
D15	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Sanga do Janguta, Candelária-RS	MCT.LE.2945
D16	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.LE.2948
D17	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Sanga nº 1, Ramal da Sanga da Divisa, Pinheiro, Candelária-RS	MCT.LE.2948
D18	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Without Origin	MCT.LE.2951
D19	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	Dentine	Arroio Plumbs, Vale do Sol, Candelária-RS	MMACR-PV-057-T

137

138 <sup>1</sup> Carnian in age; Clayey siltite and Pelite; <sup>2</sup> Ladinian in age; Clayey siltite and Pelite; W/N = Without Catalog N°.

139

140 Owing to characterize possible diagenetic changes occurred along the  
141 fossildiagenetic processes of *Dinodontosaurus* and *Hyperodapedon* AZs specimens, it was  
142 conducted several analytical techniques, such as: Attenuated Total Reflectance Fourier-  
143 transform Infrared Spectroscopy (ATR-FTIR), Micro X-ray Diffraction ( $\mu$ XRD), Scanning  
144 Electron Microscopy (SEM) and Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass  
145 Spectrometry (LA-ICP-MS). These analyses were carried out at Laboratório de Geologia  
146 Isotópica - LGI (Geosciences Institute; SEM analyses) and Laboratório Multiusuário de  
147 Análise Térmica - LAMAT (Chemistry Institute; ATR-FTIR analyses), both at  
148 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, as well as in Stable Isotope Laboratory  
149 (Geosciences Department; LA-ICP-MS analyses), Center for Materials Characterization  
150 (Micron School of Materials Science and Engineering;  $\mu$ XRD analyses) and Infrared  
151 Laboratory (Department of Chemistry & Biochemistry; ATR-FTIR analyses), both at Boise  
152 State University, Idaho-EUA. Table S1 lists the analytical techniques conducted in each  
153 sample.

### 154 3.3. Analytical methods

155 Each analytical technique applied in this study will be briefly presented next.

156 The Attenuated Total Reflectance Fourier-transform Infrared Spectroscopy (ATR-  
157 FTIR) analyses were applied to investigate the diagenesis effect on *Dinodontosaurus* and  
158 *Hyperodapedon* AZs fossils' preservation.

159 The Micro X-ray Diffraction ( $\mu$ XRD) data were used to interpretate, together with  
160 those from infrared analyses, whether diagenesis promoted changes in crystallographic  
161 parameters and vibration modes recorded in the apatite spectra. In addition to that, this  
162 technique was used to identify the mineral phases presented and the recrystallization degree  
163 of the studied samples.

164 The Scanning Electron Microscopy (SEM) was used here for two main purposes,  
165 get micrometric chemical analysis by Energy-dispersive X-ray Spectroscopy (EDS) and  
166 took some images. EDS analyses were conducted in specific (e.g., enamel, enamel-dentine  
167 junction - EDJ, fractures) and aleatory spots owing to get a general view of the samples'  
168 chemical contents, whereas Secondary Electron Imaging (SEI) and Backscattered Electron  
169 (BSE) images were carried out whenever necessary.

170 By the end, the Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry  
171 (LA-ICP-MS) was applied for get punctual micrometric chemical analysis (spot diameter =  
172 40  $\mu$ m) for paleoenvironmental interpretations.

173 Details about each of these techniques can be found in the Supplementary  
174 Material.

175

176 **4. RESULTS**

177 Hereafter, it will be presented the analytical techniques' results. These data will be  
178 exhibited by each technique and by each Assemblage Zone (AZ).

179

180 **4.1. Attenuated Total Reflectance Fourier-transform Infrared Spectroscopy (ATR-**  
181 **FTIR)**

182 Among the 16 analyzed samples it was not detected any OH<sup>-</sup> band (around 3,400  
183 cm<sup>-1</sup>) but most of them have CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> ( $\nu_3$ , vibrational mode) band around 1,415 cm<sup>-1</sup>. Only one  
184 sample (D17) presented no apatite within its spectra, so it will not be considered in this  
185 section.

186 It is worth noting that three of these samples, due to their available amount, were  
187 choose to have more than one ATR-FTIR analysis. These were respectively: H11 (A and  
188 B), H16 (A, B and C) and H22 (A and B). This choice was made owing to verify the  
189 consistency of the results among enamel and dentine (H11 and H16) and among bone (H22;  
190 Table 2). Hereafter will be presented the main infrared results of the studied assemblage  
191 zones by samples type (bone, dentine or enamel).

192 The Table 2 presents the FWHM and FW85% results as well as the precise peak  
193 positions ( $\nu_3$  PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> and  $\nu_4$  PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>) of the studied samples.

194

195 **TABLE 2** FWHM and FW85% results and their respective peak positions (PP) for each of  
196 the selected samples according to the fossil type (bone, dentine and enamel).

Sample	Fossil type	FWHM ( $\nu_3 \text{PO}_4^{3-}$ )	PP ( $\nu_3 \text{PO}_4^{3-}$ )	FW85% ( $\nu_4 \text{PO}_4^{3-}$ )	PP ( $\nu_4 \text{PO}_4^{3-}$ )
H19	Bone	63.0	1,026	7.6	600
H20		58.4	1,026	6.5	600
H21		65.3	1,022	6.9	600
H22A		56.5	1,022	6.4	602
H22B		60.4	1,028	6.4	602
H23		77	1,030	8.2	604
<hr style="border-top: 1px dashed black;"/>					
D16	Dentine	64.3	1,032	10	604
D18		49	1,028	6.2	602
D19		47.7	1,028	6.5	602
H16C		66.6	1,024	6.4	600
<hr style="border-top: 1px dashed black;"/>					
H7	Enamel	65.9	1,024	6	600
H11A		71	1,020	7.4	600
H11B		80	1,024	6.7	602
H12		77.8	1,022	8.1	600
H15		63.7	1,020	5.8	600
H16A		67.1	1,020	5.9	600
H16B		65.1	1,022	6.8	600
H17		67.7	1,022	6.8	600
H18		68.9	1,018	6.8	600

197

198

### *Dinodontosaurus AZ*

199

All three analyzed samples of this unit that presented apatite spectra were from dentine's samples. The lowest FWHM value was 47.72  $\text{cm}^{-1}$  (D19) and the highest was 64.31  $\text{cm}^{-1}$  (D16). The lowest FW85% value was 6.42  $\text{cm}^{-1}$  (D18) and the highest, also in D16 sample, was 10.01  $\text{cm}^{-1}$ .

202

203

### *Hyperodapedon AZ*

204

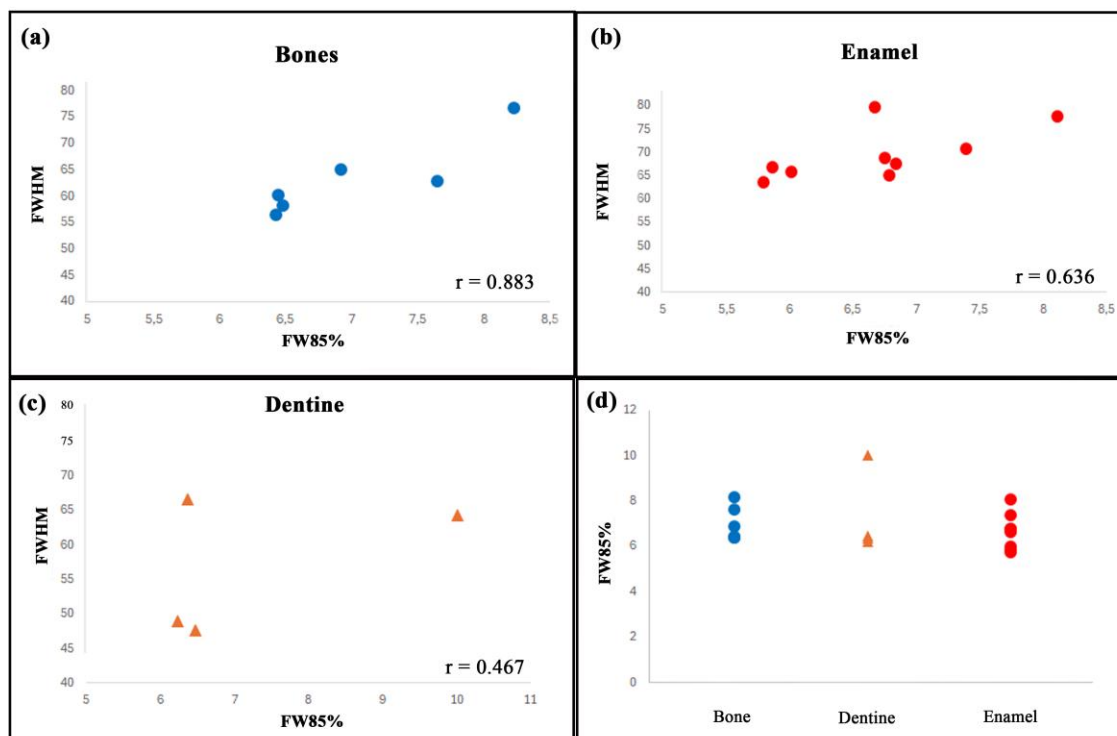
Within 12 analyzed samples of this unit, five were from bones and seven from enamel. Among the bones' samples, both lowest and highest FWHM and FW85% values came from the same samples, being respectively 56.53 and 6.42  $\text{cm}^{-1}$  (H22A; lowest) and 76.94 and 8.22  $\text{cm}^{-1}$  (H23; highest).

207

208 For enamel samples, the lowest FWHM value was  $63.74 \text{ cm}^{-1}$  (D15) and the highest  
209 was  $79.91 \text{ cm}^{-1}$  (H11B), whereas the lowest FW85% was  $6.01 \text{ cm}^{-1}$  (H1) and the highest  
210 was  $8.11 \text{ cm}^{-1}$  (H12).

211 Within the samples that have more than one ATR-FTIR analyses, there is no huge  
212 difference among the samples, except in H11's FWHM where there is almost  $9 \text{ cm}^{-1}$   
213 difference among H11A and H11B. Even in H16 sample that have enamel and dentine  
214 samples there is no such big difference among the samples.

215 Considering all the obtained results regardless of the type of fossil it is possible to  
216 note that there is no high correlation between the FWHM results and the FW85% ( $r =$   
217  $0.33$ ). Otherwise, if it is considered the results by fossil type, there is a positive correlation  
218 between FWHM and FW85% that decreases from bones to dentine (Figure 2), being  
219 respectively:  $r = 0.89$  (bone),  $r = 0.64$  (enamel) and  $r = 0.50$  (dentine).



220

221 **FIGURE 2** Correlation between the FWHM and FW85% parameters among the different  
 222 fossil types (bone – a; enamel - b and dentine - c). Note that this correlation decreases from  
 223 a to c. (d) Distribution of FW85% parameter grouped by fossil type (bone – blue circles,  
 224 dentine – orange triangles and enamel – red circles).

225

## 226 4.2. Micro X-ray Diffraction ( $\mu$ XRD)

### 227 *Dinodontosaurus* AZ

228 Among the eight analyzed samples of this unit, eight mineral phases were  
 229 identified, being the most common one, the fluorapatite, followed by calcite. Quartz, barite,  
 230 hydroxylapatite and hematite were also reported. Unusual contents of quartz and

231 chlorapatite were punctually observed in the studied fossils of this biozone. The  
 232 identification and the quantification of the mineral phases for each sample for both  
 233 Assemblage Zones are exhibited in detail in Tables 3 and S2.

234 **TABLE 3** Mineral phases identification and quantification for each of the selected samples  
 235 for both *Dinodontosaurus* and *Hyperodapedon* Assemblage Zones.

Sample	Mineral Phases (%)						
	Fluorapatite <sup>1</sup>	Hydroxylapatite <sup>2</sup>	Calcite <sup>3</sup>	Chlorapatite <sup>4</sup>	Barite <sup>5</sup>	Quartz <sup>6</sup>	Hematite <sup>7</sup>
<b><i>Hyperodapedon AZ</i></b>							
H1	100						
H2	100						
H6		84.4	9.6			6.6	
H11	98.2					1.8	
H12	89.8					10.2	
H15	100						
H16	89.3		6.6			4.1	
H18	92.2					7.8	
H19					80.5	19.5	
H20	81					19	
H22	69.8		29.7			0.5	
H23			54.4		23.8	21.8	
<b><i>Dinodontosaurus AZ</i></b>							
D2	100						
D4		30.3	69.7				
D5	90.6		9.4				
D6	53.9			40.4			
D16	13.1		77.3		4.7	4.9	
D17			43.1			47	10
D18	27.5		62.1		10.3		
D19	68.7		31.3				

236

237 **1** = Ca<sub>5</sub> (PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>F; **2** = Ca<sub>5</sub> (OH) (PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>; **3** = CaCO<sub>3</sub>; **4** = Ca<sub>5</sub> Cl (PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>; **5** = BaSiO<sub>2</sub>; **6** = SiO<sub>2</sub>; **7** = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

238

239

240 Sample's sets D5 and D6 and D16 and D17 came from the same site (see Table 1).

241 The first set (D5 and D6; Bortolin Site), share only the fluorapatite phase, but with different

242 quantifications (see Table 3). In addition, the D5 sample has a calcite phase, and the D6,

243 has the chlorapatite and calcium silicate oxide phases. The second set (D16 and D17; Sanga

244 da Divisa), share the calcite and quartz phases, in different contents. Furthermore, the D16  
245 sample has fluorapatite and barite, and the D17, has hematite.

### 246 ***Hyperodapedon AZ***

247 Among the 12 analyzed samples of this biozone, five mineral phases were  
248 identified, being the most common one, the fluorapatite, followed by quartz and calcite.  
249 Barite (H19 and H23) and hydroxylapatite (H6) were also punctually reported. Odd  
250 contents of barite were detected in one sample, H19 (80.5%), which is the only sample that  
251 does not have fluorapatite and/or calcite phases within the samples' set of this biozone.  
252 Details about the identification and the quantification of the mineral phases of this AZ are  
253 presented in Table 3.

254 Sample's sets H11 and H12 and H15, H16 and H18 came from the same site (see  
255 Table 1). The first set (H11 and H12; Niemeyer Site), share their mineral phases  
256 (fluorapatite and quartz), but with different quantifications (see Table 3). The second set  
257 (H15, H16 and H18; Pivetta Site), share the fluorapatite phase, in different contents, and the  
258 samples H16 and H18, share the quartz phase. Furthermore, the H16 sample has calcite  
259 phase.

### 260 **Crystallographic parameters**

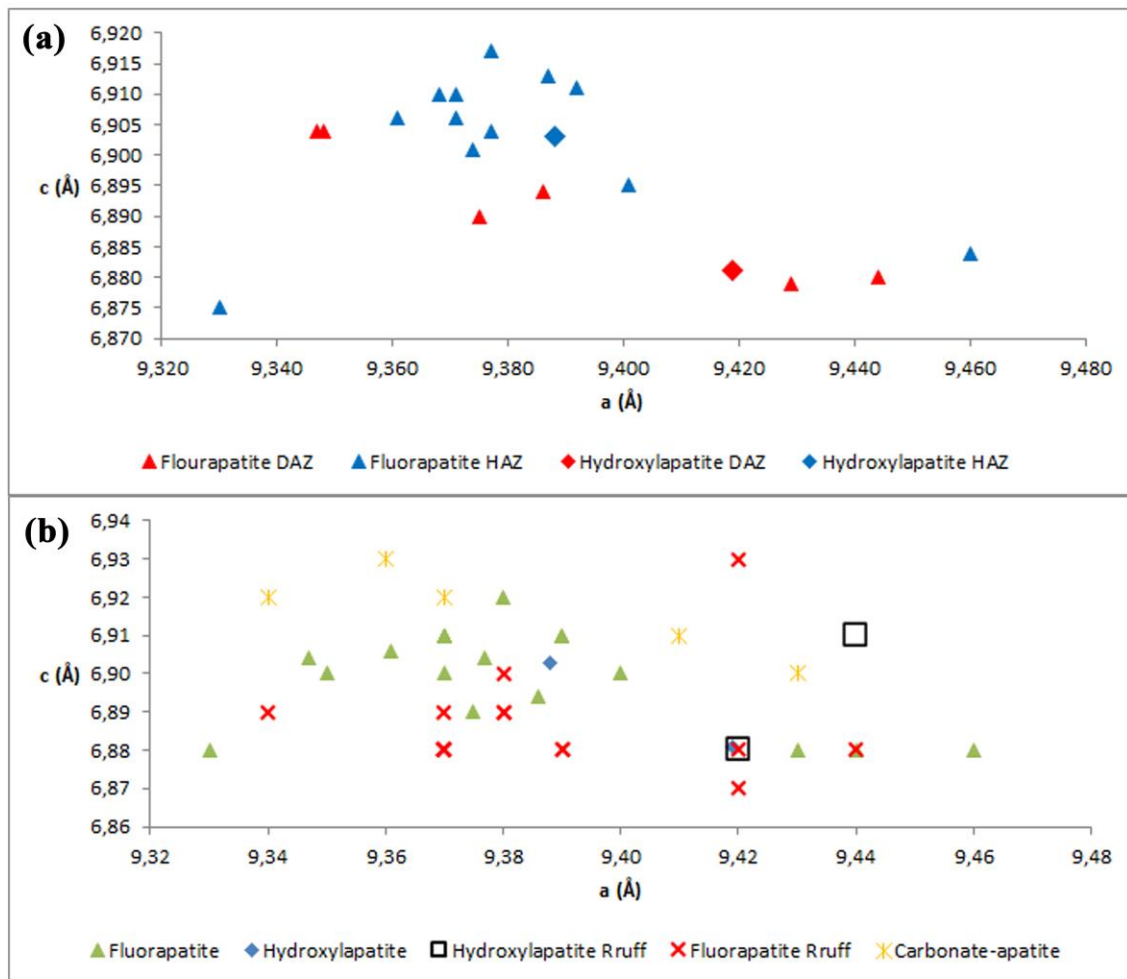
261 The unit cell's volume ( $v$ ) of the *Dinodontosaurus AZ* apatite fossils varies from  
262 522.35 to 531.40 Å<sup>3</sup>. It's  $a$  axis varies from 9.35 to 9.44 Å, whereas their  $c$  axis are between  
263 6.88 and 6.90 Å. Within the *Hyperodapedon AZ* samples, the unit cell's volume varies  
264 from 518.27 to 533.51 Å<sup>3</sup>. In terms of  $a$  and  $c$  axis they vary respectively among 9.33 to  
265 9.46 Å and 6.88 to 6.92 Å.



266 The apatites from the fossils of the *Dinodontosaurus* AZ have high positive  
267 correlation between their *a* axis values and their volume ( $r = 1.0$ ), plus strong negative  
268 correlation among the *c* axis and volume ( $r = -0.94$ ). Within the apatites from the fossils of  
269 *Hyperodapedon* AZ there is also high positive correlation between the *a* axis values and  
270 their volume, but it decreases a bit ( $r = 0.96$ ) in comparison with the same correlation  
271 within the *Dinodontosaurus* AZ. Differing from the *Dinodontosaurus* AZ, the apatites from  
272 *Hyperodapedon* AZ fossils have low positive correlation among their *c* axis and volume ( $r$   
273  $= 0.18$ ). So, in this biozone the *c* axis interferes less into the unit cell's volume than *a*'s.

274 Considering all the studied samples (*Dinodontosaurus* + *Hyperodapedon* AZ  
275 samples), the correlation between the crystallographic parameters' *a* and *c* vs. the volume of  
276 the unit cell are respectively:  $r = 0.97$  (*a* vs. *v*) and  $r = -0.15$  (*c* vs. *v*), which differs a bit  
277 compared to the biozones studied apart from each other. So, considering the general  
278 scenario of the studied assemblage zones, the *c* axis interferes less into the unit cell's  
279 volume than *a*'s.

280 Adding Rruff's apatite database samples, that have different origins (e.g.,  
281 sedimentary, igneous hydrothermal), the average of the unit cell's volume becomes  $525.82$   
282  $\pm 6.62 \text{ \AA}^3$  and the correlations between *a* and *c* vs. the volume of the unit cell becomes  
283 respectively  $r = 0.95$  (*a* vs. *v*) and  $r = 0.12$  (*c* vs. *v*). It is worth to mention that all these  
284 observations are based on the *a* and *c* axis values of the fluorapatite phases. For details  
285 about the crystallographic parameters' values and their correlation with the unit cell  
286 volume, see the Figure 3 and Table 4.



287

288 **FIGURE 3** (a) Crystallographic parameters ( $a$  and  $c$ ) for the identified apatite phases  
 289 (fluorapatite and hydroxylapatite) per studied unit (*Dinodontosaurus* AZ – red triangles and  
 290 diamonds; *Hyperodapedon* AZ – blue triangles and diamonds). (b) Crystallographic  
 291 parameters ( $a$  and  $c$ ) for the identified apatite phases in the studied units plus data from  
 292 Ruff database and from Elliott et al. (2002; carbonate-apatite). DAZ = *Dinodontosaurus*  
 293 AZ; HAZ = *Hyperodapedon* AZ.

294 **TABLE 4** Average of the crystallographic parameters ( $a$  and  $c$ ) plus the average of unit  
 295 cells' volume and their correlations for both *Dinodontosaurus* (D) and *Hyperodapedon* (H)  
 296 Assemblage Zones, plus the Ruff (R) and Elliott et al. (2002)'s database (E).

Database	<i>a</i>	<i>c</i>	Volume (Å <sup>3</sup> )	r ( <i>a</i> vs. v)	r ( <i>c</i> vs. v)
<i>Dinodontosaurus AZ</i>	9.388	6.892	526.04	1.0	-0.94
<i>Hyperodapedon AZ</i>	9.381	6.903	526.03	0.96	0.18
<b>D + H</b>	9.383	6.899	526.04	0.97	-0.15
<b>D + H + R</b>	9.385	6.893	525.82	0.95	0.12
<b>D + H + R + E</b>	9.385	6.896	526	0.94	0.10

297

### 298 4.3. Scanning Electron Microscopy (SEM)

#### 299 *Dinodontosaurus AZ*

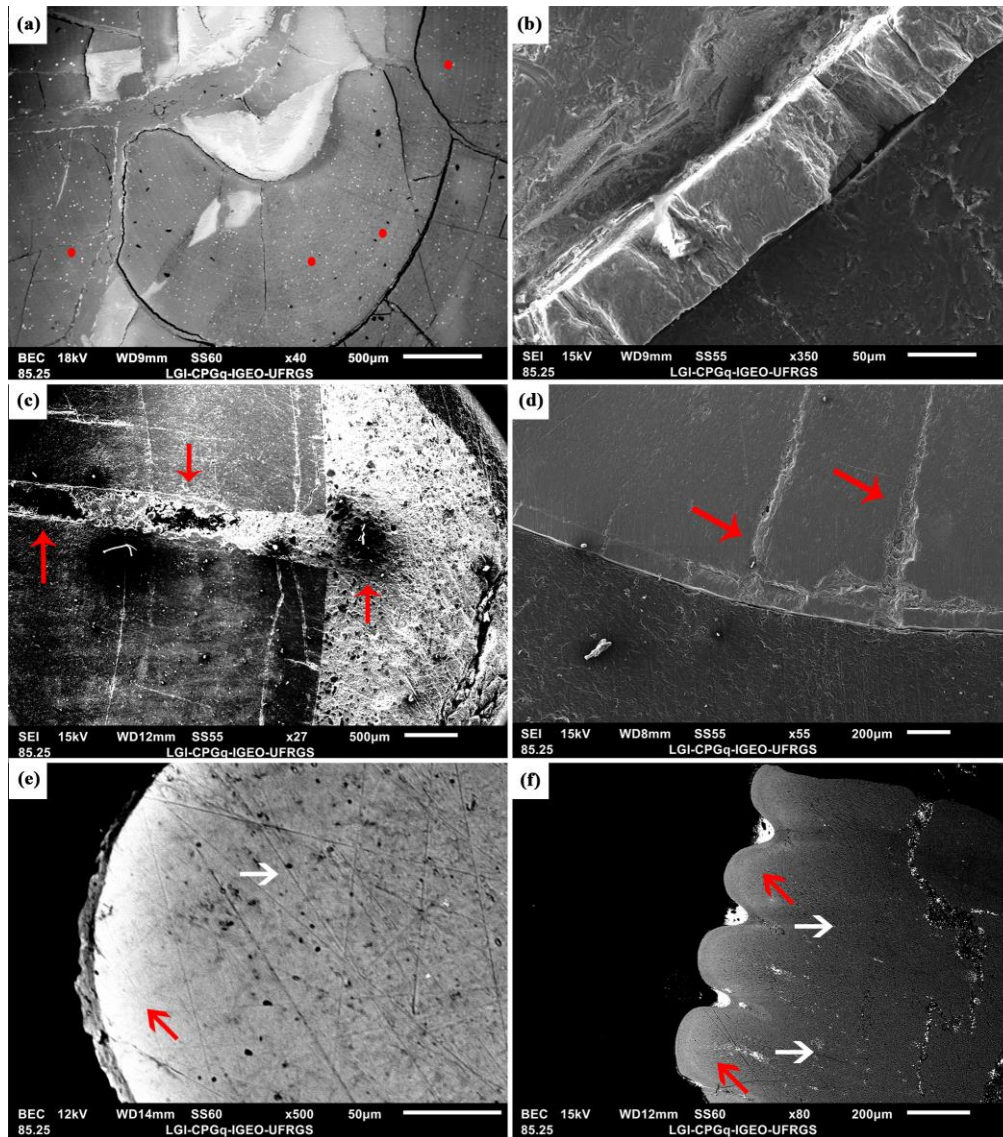
300 The three analyzed samples of these biozone (D1, D2 and D7) have signs of  
301 calcite, barite, and apatite with Na and F. Mn, Sr, Cl, K, Al adsorbed in this mineral surface  
302 and into some inclusions.

303 The semiquantitative EDS analyses allowed to verify the following chemical  
304 composition of the fossils' apatite in this unit: The D1 specimen indicate that it is mostly  
305 composed by hydroxylapatite (Ca, P and OH), but other elements were also identified (e.g.,  
306 Na, Al, Si, Mn). The D2 specimen is mostly composed by fluorapatite. Several punctual  
307 EDS analyses along the D7 specimen (Figure 4A) revealed high F, P, Ca and Na contents.  
308 The fossilization process of these samples modified their original chemical composition to  
309 fluorapatite due to the incorporation of elements that were presented on percolating fluids.

310 Some punctual spots were conducted in some inclusions and fracture to verify the  
311 general composition of the samples. Some of these spots analyzed in D2 sample identified  
312 secondary phosphates with Fe, Na, Al, Si, Mn (ferric florencite?). Associated with these  
313 secondary phosphates it is common the existence of scavenger minerals, with varied  
314 compositions (e.g., Ba, Mn, Si, Al, Na, Sr). Barite and calcite were not detected in D2  
315 sample. Among the D7 sample, it was observed little rounded inclusions (between 5.0 and

316 7.0  $\mu\text{m}$  of diameter – in longitudinal cuts) with Ce, P and Al, which makes it possible to  
317 suggest the occurrence of a common secondary phosphate from lateritic and sedimentary  
318 rocks such as florencite ( $\text{CeAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$ ). Although in smaller amplifications this  
319 sample is fragmented, in bigger scales, it is possible to observe that the internal dentine's  
320 structure is relatively very well preserved. The low frequency of secondary minerals also  
321 indicates that this sample is relatively very well preserved.

322           The Figure 4 presents SEM images where the spots of the EDS analyses plus the  
323 imaging of the thickness of an enamel layer from the studied teeth.



324

325 **FIGURE 4** SEM images from the analyzed teeth. (a) EDS analyzes (red dots) carried out  
 326 on *Prestosuchus chiniquensis*' sample (D7 - CPEZ-157b/229). (b) Enamel layer from the  
 327 undetermined Archosaur (H14 - CAPP/UFMS 0366). It is worth noting that the enamel  
 328 samples are still reliable sources for other kind of analysis like stable isotopes. (c)  
 329 Secondary Electrons Image conducted on the undetermined Archosaur (H13 -  
 330 CAPP/UFMS 0365) indicating a fracture (about 416mm width) filled by iron concretions  
 331 (red arrows). (d) Fractures that came from enamel's edge through dentine decreasing the  
 332 thickness (203 to 20  $\mu$ m) in that regard in the undetermined Archosaur (H15 -

333 CAPP/UFM 0367). These are parallel to each other and are filled by Fe, Ca, Si and Al.  
334 (e) BSE image on H17 (undetermined Archosaur; CAPP/UFM 0369) sample that made  
335 it possible to verify that the higher atomic number elements tend to occur, more frequently  
336 in outermost parts of the tooth, near to the denticles (red arrow), while the lighter ones, are  
337 concentrated internally (white arrows). (f) BSE image on H18 (undetermined Archosaur;  
338 CAPP/UFM 0370) sample that made it possible to verify that the higher atomic number  
339 elements tend to occur, more frequently in outermost parts of the tooth, near to the denticles  
340 (red arrows), while the lighter ones (white arrows), are concentrated internally.

341

#### 342 *Hyperodapedon AZ*

343 All the nine samples belonging to the *Hyperodapedon AZ* (H1, H5, H6, H8, H13,  
344 H14, H15, H16 and H18) also presents relatively high F, P, Ca and Na contents in their  
345 apatite's composition. These high levels of F indicate the presence of fluorapatite. Ba, Si,  
346 Al, Fe, Ce, Mg were also reported in this mineral surface and into some inclusions.

347 The semiquantitative EDS analyses allowed to verify the following chemical  
348 composition of the fossils' apatite in this unit: In H1 sample has elements with high atomic  
349 number (e.g., Ti) tends to concentrate on the most internal regions of the tooth, while the  
350 lighter elements (e.g., Na, Mg), on the most external portions. These elemental weight  
351 differences can also be noted observing the grayscale variation (darker shades of gray mean  
352 light elements and lighter shades mean heavy). Some spots analyzed in the H5 specimen  
353 recorded only Al, which could indicate the presence of gibbsite. The BSE images made in  
354 H17 sample (Figure 4E) made it possible to verify that those elements with more elevated

355 atomic numbers (p. ex., As) tends to occur, more frequently, in the most external regions of  
356 the tooth, near to the denticles. On the other hand, the lighter elements (p. ex., F, P, Ca) are  
357 concentrated more internally (dentine's portion). The BSE images made in H18 sample  
358 (Figure 4F) have the same tendency verified in H17 sample, in other words, the heavy  
359 elements tend to concentrate in the most external regions and the lighter ones, in the most  
360 internal parts of the tooth.

361           Imaging the H5 sample was possible to note that the dentine's portion of this  
362 sample exhibit sings of edge corrosion, reflecting secondary alterations. Punctual spots  
363 analyzed EDS in H13 sample allowed to observe structures similar to dentin's deposition  
364 layers (like von Ebner lines). However, these structures, in this sample, are fractured and  
365 filled by Mn, Fe, Zr, Ca, P, Si and small quantities of Al, Pb and Na. SEM images (Figure  
366 4C) indicates, together with EDS analyses, the presence of a fracture (~ 416  $\mu\text{m}$  width), that  
367 crosscut one of the denticles of this specimen, having Fe concretion. Structures like  
368 dentin's deposition (like von Ebner lines) were also noted in the H14 sample (Figure 7B).  
369 This tooth has also small rounded inclusions (between 13 and 38  $\mu\text{m}$  of diameter – in  
370 longitudinal cuts), as seen in D7 sample, but smaller. These inclusions' compositions (in  
371 H14 sample) are very heterogeneous (p. ex., Na, Si, P, S, K, Ca, Fe). Fractures running  
372 from the edge of the enamel towards the dentine (decreasing the thickness in that direction  
373 – between 20 and 203  $\mu\text{m}$  width) are seen in H15 sample. They are parallel to each other  
374 and are filled by Fe, Ca, Si and Al (Figure 4D). In that point it was observed two small  
375 rounded inclusions (between 10 and 20  $\mu\text{m}$  of diameter – in longitudinal cuts), as verified  
376 on D7 and H14 samples. Their sizes and compositions (Na, Al, Si, K and Ca) are similar to  
377 those from the sample H14 which is from the same AZ. In H18 sample it was verified a 138

378 to 186  $\mu\text{m}$  diameter thick fracture near to the most external portion of the tooth. Another  
379 fracture, with 19 to 97  $\mu\text{m}$  thick, was observed in its most internal portion, already on  
380 dentine's region. These fractures' filling, according to EDS data is heterogeneous and is  
381 composed by Fe, Ca, Al, P, Si, Zr and Ce.

382

#### 383 **4.4. Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-** 384 **MS)**

##### 385 *Dinodontosaurus AZ*

386 Among the two analyzed samples from this assemblage zone (D2 and D7) it was  
387 possible to note that the sample D2 has the highest values of Li, P, Fe, Sr, Y, La, Pr, Nd,  
388 Sm, Eu, Gd, Tb, Ho, Er, Tm, Yb, Lu and  $\text{U}^{238}$ , whereas the D7 has the highest contents of  
389 Si, Zr, Nb, Ce,  $\text{Pb}^{206}$ ,  $\text{Pb}^{207}$ ,  $\text{Pb}^{208}$ , Pb total and Th.

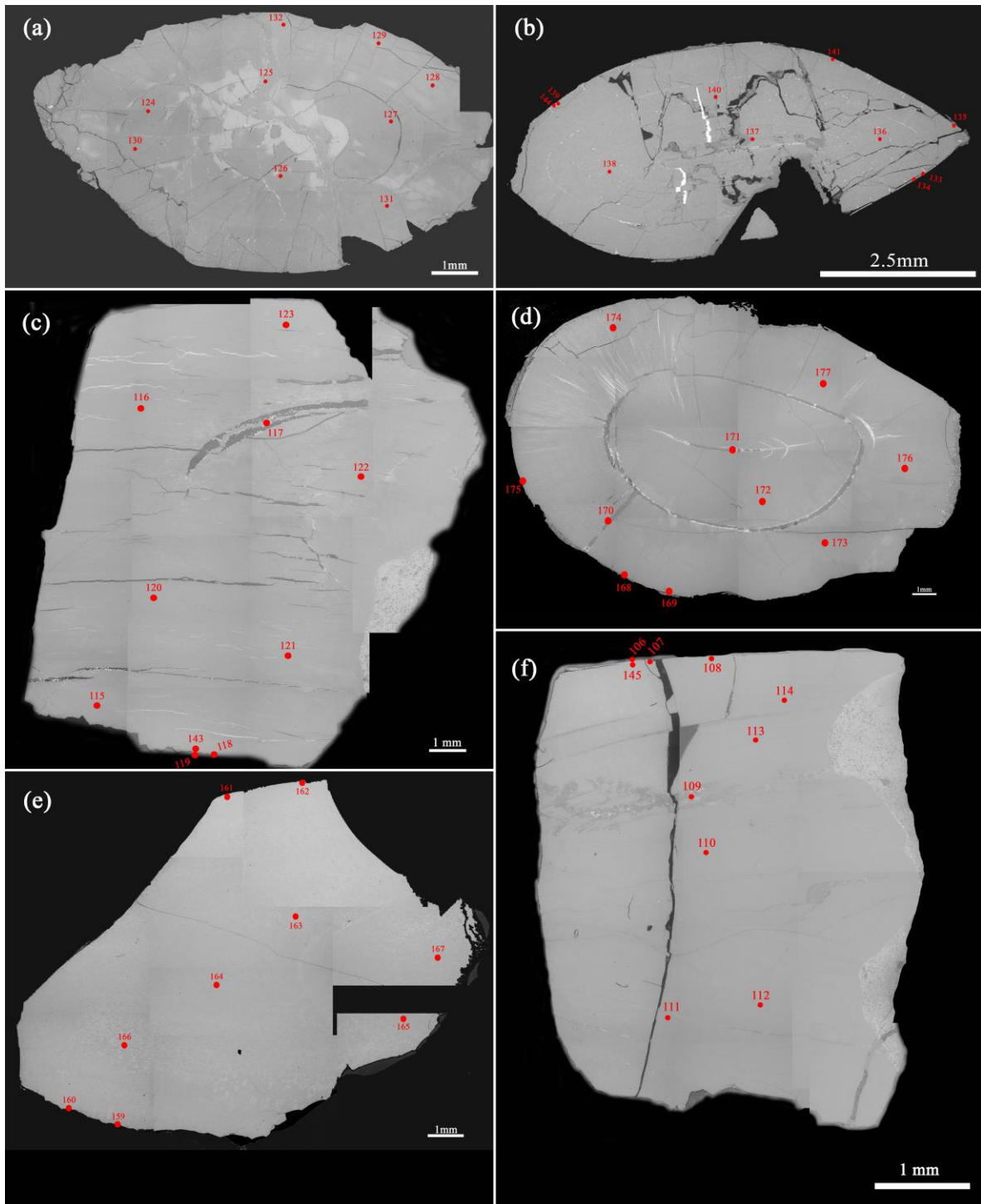
390 Within the D2 sample the highest content of P is observed in the spot number 148  
391 (located in dentine's region between the border and the center of the tusk), whereas most of  
392 the highest values of REE (from Pr to Lu, plus Th) are concentrated in a single spot  
393 (number 151), right into the edge of the sample, where enamel should be located if this  
394 group had this tissue. The highest values of Pb (206, 207, 208 and total) and  $\text{U}^{238}$  are  
395 respectively detected in the following spots, 154 and 153 (external most region of the tusk).  
396 Similarly high values of P are obtained in the spots number 147 and 153 (both located in  
397 dentine's region, being the 147 more internal and 153 more external). The lowest value of P  
398 is on the spot 151, whereas most of the lowest values of REE are in the spots 155 (Ho, Er,  
399 Tm and Yb) and 157 (Pr, Sm, Eu, Gd, Tb and Lu), both in most external portions of the



400 tusk, except the 157, that is positioned right into the middle of the sample. The lowest  
401 contents of Pb and U<sup>238</sup> are, respectively, in the spots number 148 and 150, except the  
402 Pb<sup>207</sup>, which is in the spot 146.

403           Inside the D7 sample (Figure 5A) the highest content of P is observed in the  
404 outermost spots (respectively numbers 132 and 129), whereas the lowest one is located  
405 within a fracture in the inner portion of the tooth. This same spot (132) has also the highest  
406 contents of Fe, Zr, Nb, La, Th and U<sup>238</sup>. The highest values of REE are distributed among  
407 three different spots, which are: 127 (Tb, Dy, Ho and Er), 130 (Nd, Sm, Eu and Gd) and  
408 131 (Tm, Yb and Lu), that are located within the dentine portion. The highest values of Pb  
409 (206, 207, 208 and total) is detected in the spot number 129 (outermost portion of the tooth,  
410 as verified for U<sup>238</sup>). All the lowest values of REE, Pb and U<sup>238</sup> are detected in the spot  
411 number 125, which is located within a fracture in the dentine's portion of the tooth.

412           For details about the chemical distribution within these samples, see the Figure 5  
413 and Tables 5 and S3.



414

415 **FIGURE 5** SEM images presenting the location of the laser ablation spots (red dots)  
 416 carried out in the following teeth: (a) *Prestosuchus chiniquensis* tooth (D7 - CPEZ-  
 417 157b/229), (b) *Gnathovorax cabrerai* tooth (H6 - CAPP/UFMS 0009), (c) Undetermined

418 Archosaur tooth (H13 - CAPP/UFMS 0365), (d) Undetermined Archosaur tooth (H16 -  
 419 CAPP/UFMS 0368), (e) Undetermined Archosaur tooth (H17- CAPP/UFMS 0369). (f)  
 420 Undetermined Archosaur tooth (H18 - CAPP/UFMS 0370).

421 **TABLE 5** Average of the chemical composition by LA-ICP-MS for each of the selected  
 422 samples for both *Dinodontosaurus* (D) and *Hyperodapedon* (H) Assemblage Zones.

Elements	Samples (ppm)						
	D2	D7	H6	H13	H16	H17	H18
Li	5.237	<b>6.455</b>	<b>17.990</b>	5.999	8.444	8.814	6.817
Si	<b>2044.073</b>	295.307	50348.788	123.728	209.953	<b>121764.950</b>	139.473
P	<b>201052.833</b>	<i>171311.334</i>	179745.573	<b>204884.093</b>	<i>175247.791</i>	183880.903	195609.474
Fe	<b>1426.182</b>	313.900	<b>125243.355</b>	<i>1940.212</i>	2988.987	4122.574	7273.509
Sr	<b>1779.194</b>	<i>1104.557</i>	<b>5628.761</b>	4220.807	4617.273	4090.353	<i>3379.801</i>
Y	<i>2168.832</i>	<b>2935.594</b>	<b>1321.381</b>	898.946	<i>493.947</i>	519.182	682.246
Zr	<b>13.816</b>	3.647	<b>929.142</b>	113.307	<i>71.196</i>	108.755	109.116
Nb	<b>0.371</b>	<i>0.035</i>	<b>21.228</b>	<i>0.392</i>	0.533	0.920	0.848
La	<i>3396.341</i>	<b>3655.429</b>	<b>1990.605</b>	1092.734	<i>741.546</i>	742.504	898.563
Ce	<b>5342.182</b>	<i>2183.218</i>	<b>12408.683</b>	462.737	<i>200.631</i>	323.686	646.554
Pr	<b>961.103</b>	<i>646.913</i>	<b>434.802</b>	231.614	<i>124.802</i>	143.829	159.764
Nd	<b>4027.577</b>	<i>2760.863</i>	<b>1687.979</b>	897.250	<i>466.046</i>	544.287	604.040
Sm	<b>715.767</b>	<i>549.614</i>	<b>294.355</b>	157.801	<i>75.362</i>	91.904	104.020
Eu	<b>130.552</b>	<i>119.711</i>	<b>56.220</b>	30.707	<i>16.062</i>	18.323	20.954
Gd	<b>719.848</b>	<i>713.167</i>	<b>277.947</b>	209.070	147.948	123.080	<i>119.327</i>
Tb	<i>83.231</i>	<b>96.510</b>	<b>36.602</b>	22.508	<i>11.457</i>	13.762	16.542
Dy	<i>483.013</i>	<b>582.136</b>	<b>205.089</b>	147.541	<i>71.613</i>	91.001	108.190
Ho	<i>73.531</i>	<b>101.810</b>	<b>41.603</b>	26.691	<i>13.303</i>	15.499	20.356
Er	<i>156.474</i>	<b>221.270</b>	<b>108.100</b>	66.937	<i>31.791</i>	36.119	50.938
Tm	<i>15.673</i>	<b>21.402</b>	<b>14.169</b>	7.977	<i>3.607</i>	4.017	6.115
Yb	<i>71.278</i>	<b>88.466</b>	<b>87.014</b>	43.984	<i>19.352</i>	20.539	34.251
Lu	<i>8.116</i>	<b>8.825</b>	<b>11.699</b>	5.787	2.562	2.560	4.610
Pb <sup>206</sup>	<b>160.696</b>	<i>50.369</i>	2266.204	<b>5589.357</b>	18981.138	5420.076	<i>458.754</i>
Pb <sup>207</sup>	<b>3197.053</b>	<i>197.851</i>	11046.088	<b>32524.206</b>	306627.621	130230.491	<i>2758.007</i>
Pb <sup>208</sup>	<b>28.939</b>	<i>7.482</i>	420.935	1058.396	<b>3740.906</b>	1050.753	<i>72.114</i>
Pb Total	<b>50.616</b>	<i>13.882</i>	735.591	1834.078	<b>6399.678</b>	1804.529	<i>132.574</i>
Th	<b>2.491</b>	<i>0.188</i>	<b>25.494</b>	15.464	<i>0.176</i>	0.695	5.751
U <sup>238</sup>	<i>207.341</i>	<b>330.052</b>	<i>151.790</i>	375.209	471.456	<b>708.266</b>	647.501

423 \*Bold numbers represent the highest average contents for each of the assemblage zones.

424 \*\* Italic numbers represent the lowest average contents for each of the assemblage zones.

425

### 426 *Hyperodapedon AZ*

427 Among the five analyzed samples from this assemblage zone (H6, H13, H16, H17  
 428 and H18) it was possible to note that the sample H6 has the highest averages of Li, Fe, Sr,  
 429 Y, Zr, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu and Th, whereas the  
 430 H13 has the highest contents of P, Pb<sup>206</sup> and Pb<sup>207</sup>; H16 has the highest values of Pb<sup>208</sup> and

431 Pb total; and H17 the highest contents of Si and U<sup>238</sup>. The sample H6 has the lowest  
432 average values of U<sup>238</sup>, whereas the other samples have these respectively lowest averages:  
433 Li, Si, Fe and Nb (H13); P, Y, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb and Th  
434 (H16); Lu (H17); Sr, Gd, Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup> Pb<sup>208</sup> and Pb Total (H18). It is worth to mention that  
435 four of these samples came from the same outcrop (Pivetta site, see Table 1), and that the  
436 H6 sample came from the Marchezan site.

437           Within the H6 sample (Figure 5B) the highest content of P is observed in the  
438 enamel layer (respectively numbers 135 and 144), whereas the lowest one is located within  
439 a fracture in the center portion of the tooth (spot number 137). This same spot (137) has  
440 also the highest contents of Li, Si, Fe, Zr, Nb, Ce, Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup>, Pb<sup>208</sup> and Pb Total. The spot  
441 number 141, also located into an enamel layer, has the highest values of Y, La, Pr, Nd, Sm,  
442 Eu, Gd and Th. The lowest contents of Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup>, Pb<sup>208</sup>, Pb Total and U<sup>238</sup> are detected in  
443 the spot number 134, which is also located in an enamel layer.

444           Inside the H13 sample (Figure 5C) the highest content of P is observed in the  
445 enamel layer (spot numbers 118 and 119), whereas the lowest one is located within  
446 dentine's portion (spot number 116). This same spot (116) has also the highest contents of  
447 U<sup>238</sup>. The spots numbers 117 (a huge fracture into the tooth) and 143 (near the enamel  
448 layer), have respectively the highest values of Li, Si, Fe, Sr, Zr, Nb, Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup> Pb<sup>208</sup> and  
449 Pb Total (117) and REE (from Pr to Lu), plus Th (143). Most of the lowest contents  
450 detected in this sample (Si, Fe, Sr, Y, Zr, Nb, REE, Pb and U<sup>238</sup>) came from the spot  
451 number 119, which is in the enamel layer.

452 In the H16 sample (Figure 5D) the highest content of P is observed in the enamel  
453 layer (spot numbers 169 and 168), whereas the lowest one is located within a fracture (spot  
454 number 170). This same spot (170) has also most of the lowest contents recorded in this  
455 sample (e.g., Sr, Y, REE, U<sup>238</sup>). The spot number 171 (a huge fracture into the tooth) has  
456 the highest values of Li, Si, Fe, Sr, Zr, Nb, Gd and Pb. Most of the highest REE contents  
457 are recorded in the spots number 174 (La, Ce, Pr, Nd, Ho, Er, Tm, Yb and Lu) and 176  
458 (Sm, Eu, Tb and Dy), which are located in the dentine's portion of the tooth. The spot  
459 number 175 (located in an enamel layer) has the lowest values of Fe, Zr and Pb.

460 Within the H17 sample (Figure 5E) the highest content of P is observed in the  
461 enamel layer (respectively numbers 159 and 161), whereas the lowest one is located near  
462 the spot 159, in a worn area (spot number 160). This same spot (160) has also highest  
463 contents of Li, Si, Zr, Nb and Th, plus the lowest values of Y, REE, except Ce (spot 161),  
464 and U<sup>238</sup>. The spot number 166, within dentine, has the highest values of Y, REE, except  
465 Ce, Yb and Lu (167), and Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>208</sup> and Pb Total, except Pb<sup>207</sup> (spot 163). The highest  
466 content of U<sup>238</sup> is detected in the spot 164, within dentine's region, in the middle of the  
467 tooth. The lowest contents of Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup>, Pb<sup>208</sup>, Pb Total and U<sup>238</sup> are detected in the spot  
468 number 134, which is also located in an enamel layer.

469 Inside the H18 sample (Figure 5F) the highest content of P is observed in or  
470 nearby the enamel layer, respectively in the spots numbers 106, 107 and 108, whereas the  
471 lowest is located in the spot 109, in the middle of a fracture. This same spot (109) has also  
472 highest contents of Fe, Zr, Nb, Ce and Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup>, Pb<sup>208</sup>, Pb Total, plus the lowest values  
473 of Li. The spots number 106 and 107 have also the lowest values of the REE, being  
474 respectively: La, Ce, Pr, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu (106), and Nd, Sm (107). It is

475 worth to note that Ce, Pr, Nd and Sm have similar values among these two spots. In  
476 addition to that, these spots have the lowest values of Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>208</sup>, Pb Total and U<sup>238</sup> (spot  
477 106) and Pb<sup>207</sup> and Th (spot 107). The spot number 114, located in the dentine's portion has  
478 the highest values of Y, La, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb and Lu. It is  
479 worth to mention that the spots 111 (near to small fracture in the central portion of the  
480 tooth) and 145 (near to the spot 106) have respectively the highest values of U<sup>238</sup> and Th.

481 For details about the chemical distribution within these samples, see the Figure 5  
482 and Tables 5 and S3.

483

## 484 5. DISCUSSION

### 485 5.1 Fossildiagenetic context

486 The apatite is a solid that is crossed by channels which diameter varies according  
487 to the diadochic substitutions (Montel, 1968; Wallaey, 1968; Toledo & Pereira, 2001).  
488 This mineral crystallizes in the space group P6<sub>3</sub>/m and its unit cell dimensions range  
489 depending on the substituents in the lattice. Their chemical composition depends on both  
490 the environment where they were created (e.g., biogenic, igneous) and the charge balance  
491 when there are ionic substitutions (Toledo & Pereira, 2001; Glimcher, 2006). Its general  
492 formula is A<sub>5</sub>(TO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>Z and corresponds respectively to: A= cations (e.g., Ca<sup>2+</sup>, Sr<sup>2+</sup>, Pb<sup>2+</sup>,  
493 Ba<sup>2+</sup>), T = anion of oxide groups (e.g., P<sup>5+</sup>, As<sup>3+</sup>, V<sup>5+</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) and Z = F<sup>-</sup>, OH<sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>.  
494 The range for *a* from 9.37 to 10.75 Å and for *c* from 6.78 to 7.64 Å with the larger elements  
495 producing the larger cell sizes (Skinner 2005b; Glimcher, 2006). Considering the general  
496 scenario of the studied assemblage zones (*Dinodontosaurus* AZ + *Hyperodapedon* AZ), the

497 *c* axis interferes much less into the unit cell's volume ( $r = -0.15$ ) than *a* axis ( $r = 0.95$ ). So,  
498 any substitution that occurs along the *a* axis will be able to interfere more into these fossils'  
499 preservation (e.g., structure distortions) than those that occurred in *c* axis.

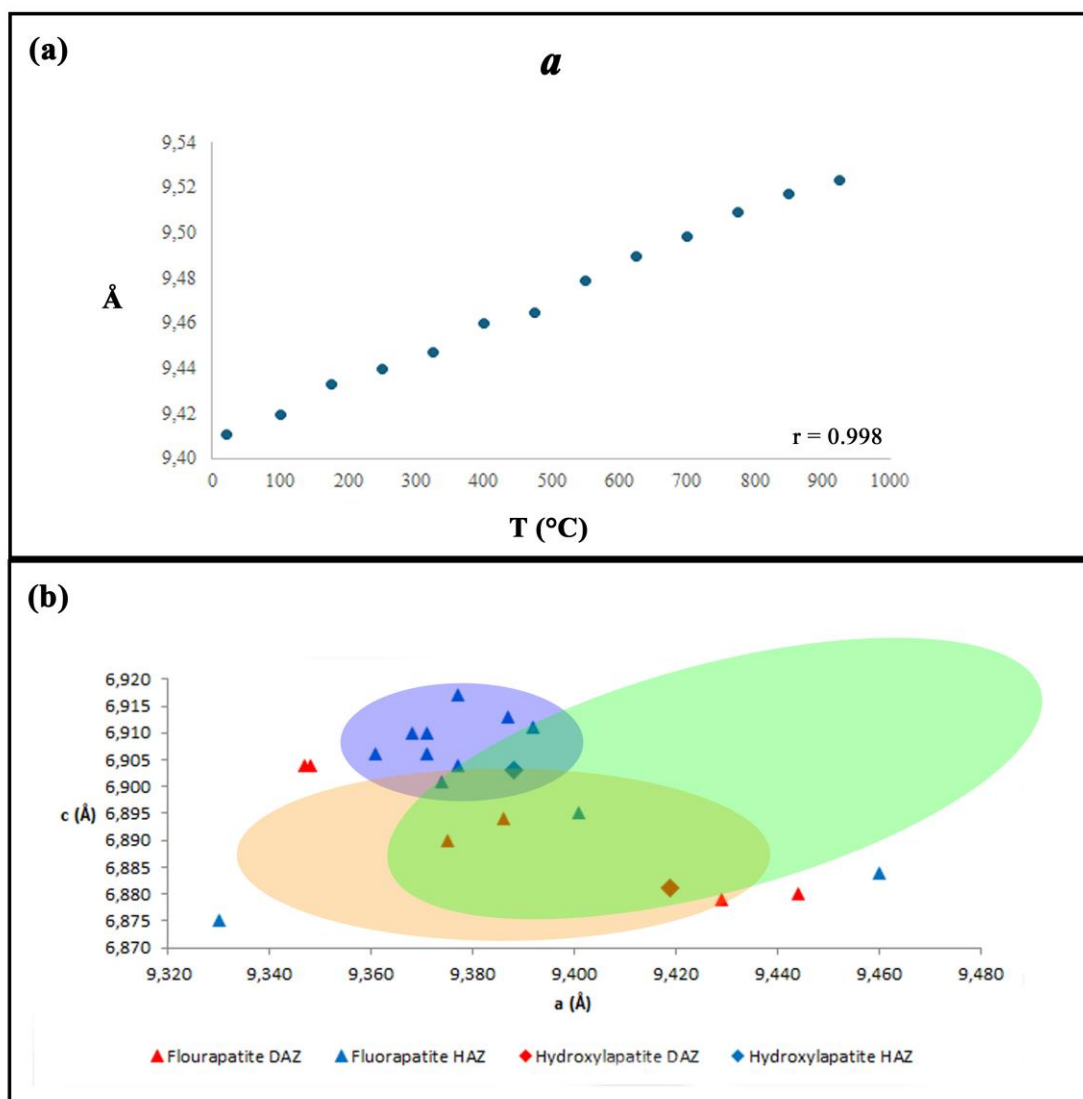
500 Looking for the obtained ATR-FTIR data it is possible to note that even the  
501 enamel, that have large crystals vary in atomic disorder between the samples, as observed  
502 by Asscher et al. (2011b) in fresh teeth. According to Scaggion et al. (2024), the atomic  
503 order/disorder (FW85%), morphology and size of bioapatite crystals are highly correlated  
504 and dependent on carbonate concentrations ( $\text{CO}_3^{2-}/\text{PO}_4^{3-}$ ), which means that an increase of  
505 the bioapatite structural order (recrystallization) is followed by the decrease of structural  
506 carbonate. In these authors' database, less crystalline bioapatite (fresh and modern bones)  
507 ranged from 11.50 to 17.60  $\text{cm}^{-1}$  (teeth between 11.57 and 14.34  $\text{cm}^{-1}$ ), whereas the  
508 archeological bones (more crystallized) ranged from 6.72 to 9.34  $\text{cm}^{-1}$  (teeth within 7.46-  
509 9.13  $\text{cm}^{-1}$ ). Ten of the studied samples (no matter the fossil type – bone, dentine or enamel)  
510 are a bit under the archeological range (FW85%), whereas nine of them are within this  
511 range. This is reasonable considering the age differences (Middle-Late Triassic - this study;  
512 Pre-Mesolithic - Scaggion et al., 2024). This scenario also happens when the studied  
513 samples are compared with the Archeological bones from Sudan (Early Holocene to 1st  
514 millennium CE; Dal Sasso et al., 2018) that range from 6.72 to 8.90  $\text{cm}^{-1}$ . Thus, it is  
515 possible to infer that the studied sample set has high degree of recrystallization in  
516 comparison with fresh bones and teeth. Despite that, the enamel samples are still reliable as  
517 source for other kind of analysis like stable isotope.

518 Comparing the generated fluorapatite  $\mu\text{XRD}$  data (*Dinodontosaurus* +  
519 *Hyperodapedon* AZs) with those from Ruff database, massive carbonatites (Toledo &

520 Pereira, 2001) and from synthetic temperature controlled apatite (Hovis et al., 2014) it is  
521 possible to note that there is a high positive correlation among the crystallographic  
522 parameters ( $a$  and  $c$ ) and volume with the temperature ( $r = 0.99$ ), so as much as these  
523 variables change, the temperature change in almost identical proportion (Figure 6A).  
524 Plotting our data against the massive carbonatites and the synthetic temperature-controlled  
525 apatite it is possible to verify that there is an overlap between the crystallographic  
526 parameters ( $a$  and  $c$ ), whereas 11 of the studied samples (3 from *Dinodontosaurus* AZ and  
527 8 from *Hyperodapedon* AZ) do not fit inside the igneous (massive carbonatite) or synthetic  
528 morphospaces (Figure 6B, respectively – orange and green areas). Three of the above-  
529 mentioned samples came from the Pivetta Site (H15, H16 and H18) and two from the  
530 Niemeyer Site, both from the *Hyperodapedon* AZ. The other samples (D2, D16, D18 and  
531 D19 – *Dinodontosaurus* AZ; H2, H19 and H23 - *Hyperodapedon* AZ) are from different  
532 outcrops with single analyzed samples (by micro-XRD). It is worth noting that the most  
533 discrepant samples are H23 (lowermost values) and H19 (highest values) came from  
534 outcrops that they were the only collected samples, so there is a need for more studies to  
535 check if these values are related to these samples or to entire outcrops. Apart from these  
536 two samples, the crystallographic parameters ( $a$  and  $c$ ) from the *Hyperodapedon* AZ seems  
537 to be more homogeneous (blue area Figure 6B) than those from the *Dinodontosaurus* AZ.  
538 Observing that most of the studied samples are concentrated near  $a = 9.38 \text{ \AA}$  and  $c = 6.89 \text{ \AA}$   
539 and comparing these values with those from the Hovis et al. (2014), it is possible to suggest  
540 that the lowest temperature of which the fossils' apatite faced was about  $22 \text{ }^\circ\text{C}$ . In that case,  
541 it is possible to suggest that the fossildiagenetic processes that acted over the studied fossils  
542 occurred on or near the surface (few meters at most). Owing to test this hypothesis it is



543 necessary to realize experimental analysis where fossils of similar age will be exposed to  
544 different burning temperatures.



545  
546 **FIGURE 6** (a) High positive correlation among the crystallographic parameter  $a$  and  
547 temperature ( $r = 0.99$ ), based on synthetic F-OH apatite from Hovis et al. (2014). (b)  
548 Morphospaces of the studied fluorapatite and hydroxylapatite crystallographic parameters  $a$   
549 vs.  $c$  for both biozones (*Dinodontosaurus* AZ – red triangle and diamond; *Hyperodapedon*  
550 AZ – blue triangle and diamond). Note that some samples are within the orange area

551 (massive carbonatites), some are within the green area (synthetic apatite) and some within  
552 both sets. Apart from the anomalous samples, the crystallographic parameters ( $a$  and  $c$ )  
553 from the *Hyperodapedon* AZ seems to be more homogeneous (blue area) than those from  
554 the *Dinodontosaurus* AZ. Considering that most of the studied samples are concentrated  
555 near  $a = 9.38 \text{ \AA}$  and  $c = 6.89 \text{ \AA}$  and comparing these values with those from the Hovis et al.  
556 (2014; green area), it is possible to suggest that the fossildiagenetic processes that acted  
557 over the studied fossils occurred on or near the surface (few meters at most) under  
558 temperatures around  $22 \text{ }^\circ\text{C}$ .

559

560 Bioapatite in fossils from *Dinodontosaurus* AZ is characterized by lower values of  
561 the crystal lattice cell parameter  $a$  ( $9.347$  to  $9.444 \text{ \AA}$ ) compared to  $9.355$ – $9.466 \text{ \AA}$  in dead  
562 and alive organisms from Ferretti et al. (2021), whereas the cell parameter  $c$  is less variable  
563 ( $6.879$ – $6.90 \text{ \AA}$ ), but is still higher for fossils than for recent bioapatite ( $6.861$ – $6.902 \text{ \AA}$ ; also  
564 from Ferretti et al, 2021). These differences are respectively a  $0.08\%$  decrease in  $a$  axis  
565 parameter and a  $0.26\%$  increase for  $c$  axis in comparison to the lowest values for recent  
566 samples. Within *Hyperodapedon* AZ fossil bioapatite the reduction of the crystal lattice cell  
567 parameter  $a$  is higher than in *Dinodontosaurus* AZ, in comparison with Ferretti's data from  
568 dead and living organisms ( $9.330$  to  $9.460 \text{ \AA}$ ), whereas the  $c$  axis is almost identical to the  
569 *Dinodontosaurus*' ( $6.875$  to  $9.917 \text{ \AA}$ ) but is still higher than the values from recent samples.  
570 The differences within this biozone are respectively a  $0.27\%$  decrease in  $a$  axis parameter  
571 and a  $0.20\%$  increase for  $c$  axis. So, it seems that the *Hyperodapedon* AZ fossil apatite are a  
572 bit more crystallized than those from *Dinodontosaurus* AZ, which can be related to a more  
573 humid environment.

574 The EDS analyses indicate high contents of F, P, Ca and Na. These results allowed  
575 observing that despite the fossilization processes are different, the original composition  
576 (hydroxylapatite) changed to fluorapatite, in most of the studied samples, which is  
577 confirmed by the mineral phase identification conducted by  $\mu$ -XRD (Table 3). Although the  
578 SEM data would be semiquantitative it is possible to verify that there is an increase in F's  
579 content in samples from these units (*Dinodontosaurus* and *Hyperodapedon* AZs). The ICP-  
580 MS analyzes performed by Corecco, Pereira, Soares, and Schultz (2021) indicated that  
581 SMS bones have an average of 7,600 ppm of F. According to Toledo and Pereira (2001),  
582 the replacement of OH<sup>-</sup> by F<sup>-</sup> in apatite crystals is very frequent in supergenic processes and  
583 enables the genesis of secondary phosphates. These replacements, according to these  
584 authors, occur due to the high electronegativity of F<sup>-</sup>. Moreover, the OH<sup>-</sup> replacement by F<sup>-</sup>  
585 increases the bones' stability (resistance to abrasion and chemical reactions), because of the  
586 greater fluorapatite stability compared to the hydroxylapatite (Wopenka & Pasteris, 2005;  
587 Nasution & Zawil, 2014).

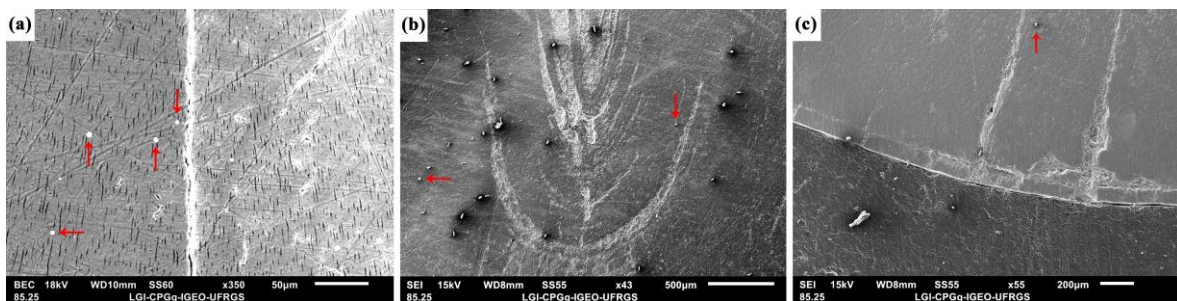
588 BSE images carried out on H1, H17 and H18's samples indicated opposite trends  
589 on heavy elements concentration. On H1 sample, those elements with high atomic number  
590 (e.g., Ti) tends to concentrate in the most internal regions of the tooth while on H17 and  
591 H18 samples, this behavior is the opposite (elements with high atomic number are on most  
592 external portions of the tooth; p. ex., As). The LA-ICP-MS spots conducted on H17 sample,  
593 seems to corroborate the inferences made based on the BSE images. The elements with  
594 high atomic numbers (e.g., Y, REE) are concentrated in the dentine's portion, but in most  
595 external region (see spot 166, Figure 5E). Similar scenario is detected in the H18 sample,  
596 which has high contents of Y and REE within the dentine's region, but in a most external

597 area (see spot 114, Figure 5F). Unfortunately, it was not possible to run LA-ICP-MS  
598 analyses on H1 sample due to an accident that damaged this thin section. According to  
599 Skedros, Bloebaum, Bachus, and Boyce (1993b), there is a high positive correlation ( $r =$   
600  $0.978$ ) between the mineral content (volumetric ratio) and the bone density, as well as,  
601 among the mineral content and the atomic number of the element ( $r = 0.965$ ). BSE images  
602 by SEM conducted by Skedros, Bloebaum, Bachus, Boyce, and Constantz (1993a) on  
603 chickens' tibia, at different ontogenetic stages (from embryo to two years old) allowed  
604 them to observe that the increase on the grayscale brightness may have been due to the  
605 increase on mineral's content and, by consequence, would be indirectly related to the  
606 density's increase ( $\text{g/cm}^3$ ) of the bone tissue in question. Based on these authors  
607 proposition, it is possible to suggest that the difference observed between the samples H1,  
608 H17 and H18 (opposite trends on heavy elements concentration) could be related to: 1 -  
609 different ontogenetic stages between the specimens that can or cannot be from the same  
610 species, since all these are indeterminate archosaurs; 2 - different food sources that required  
611 from those individuals modifications on the bone's density of their teeth; 3 - distinct  
612 fossilization processes which culminated in the fluids percolation through the fractures  
613 of these teeth, removing or adding elements and then, generating the observed BSE images.  
614 Future studies must focus on this subject to consolidate these inferences.

615 Structures similar to dentin's deposition layers (similar to von Ebner lines) were  
616 observed on H13 and H14. However, at least in sample H13, these are fractured and filled.  
617 These fractures, just like those recorded on D7, H15 and H18 samples (between 19 and 416  
618  $\mu\text{m}$  thick) contain Fe, Ca, P, Si, Zr and Al, as verified on the bones studied by Corecco,  
619 Pereira, Soares, and Schultz (2020) in the samples from both *Dinodontosaurus* and

620 *Hyperodapedon* AZs. According to these authors, the highest contents of Al, Si, Fe and Zr  
621 occurred on *Hyperodapedon* AZ samples, while Ca and P have high values on  
622 *Dinodontosaurus* AZ's. The data of the current work are concordant with those obtained by  
623 Corecco et al. (2020), which made it possible to suggest the depositional  
624 paleoenvironments of these units (*Dinodontosaurus* AZ = mostly arid and less acidic  
625 environment; *Hyperodapedon* AZ = humid and acidic environment).

626 Small rounded inclusions, with 5 to 38  $\mu\text{m}$  of diameter, were found on D7, H14  
627 and H15's samples (Figure 8). Their compositions are heterogeneous which means that  
628 these structures (e.g., interdenticular distance, rounded inclusions) functioned as "traps" for  
629 certain elements. An emphasis must be taken to the Ce, that together with P and Al, made it  
630 possible to suggest the occurrence of florencite ( $\text{CeAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$ ) that is a secondary  
631 mineral very common in supergene deposits (e.g., Dill, Bosse, Henning, Fricke, & Ahrendt  
632 1997; Giovannini et al., 2021).



634 **FIGURE 7** Rounded inclusions (red arrows) on different isolated teeth from SMS. (a)  
635 *Prestosuchus chiniquensis* tooth (D7 – CPEZ-157b/229). (b) Undetermined Archosaur  
636 tooth (H14 - CAPP/UFMS 0366). (c) Undetermined Archosaur tooth (H15 -  
637 CAPP/UFMS 0367).

638

639 The interdenticular distances of these samples use to be filled by materials mostly  
640 composed by Al, Si, Fe, Ce and other REEs (e.g. Figure 4F). This could be a result of the  
641 “U” shape of these spaces that could work as elements’ deposits (*post-mortem*). Clay  
642 minerals and secondary phosphates are commonly found in supergene deposits, like those  
643 outcropping at Santa Maria Supersequence, which are constituted by these elements.

644

## 645 **5.2 Environmental inferences**

646 Comparing the LA-ICP-MS results from both biozones it is possible to note that  
647 the *Dinodontosaurus* AZ has the highest average contents of Y and REE in relation to those  
648 from *Hyperodapedon* AZ. This biozone, by its turns, has the highest values of Li, Si, Fe, Sr,  
649 Zr, Nb, Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup>, Pb<sup>208</sup>, Pb Total, Th and U<sup>238</sup>. Despite that the *Dinodontosaurus* AZ  
650 present the highest average contents of P, when compared to the *Hyperodapedon* AZ’s, it  
651 seems that the studied fossils of the oldest biozone are worse preserved than those from the  
652 youngest, since the former one has lower contents of Y and REE and these elements’  
653 concentration can be used as index for fossil’s alteration (Trueman, 1999; Trueman &  
654 Tuross, 2002). The data of the current work (*Dinodontosaurus* AZ = high contents of P;  
655 *Hyperodapedon* AZ = high contents of Si, Fe and Zr) agreed with those obtained by  
656 Corecco et al. (2020), which made it possible to suggest the depositional  
657 paleoenvironments of these units (*Dinodontosaurus* AZ = mostly arid and less acidic  
658 environment; *Hyperodapedon* AZ = humid and acidic environment).

659 Comparing the LA-ICP-MS data of this study with those of ICP-MS conducted by  
660 Corecco et al. (2021), it was possible to note that Si, P, Fe, Sr, Y, Zr, Nb and Pb Total

661 contents are higher than those from the average fossil bones from Santa Maria  
662 Supersequence (including all the assemblage zones). Considering water and oxygen the two  
663 of the major agents involved in the organic matter destruction, the combination of aridity  
664 and a large reservoir of potentially oxidizable organic material other than bone matrix  
665 (Weiner & Bar-Yosef, 1990). Arid environments tend to have mineral crystallinity indices  
666 as high as 7 (Weiner & Bar-Yosef, 1990). Considering FW85% as a mineral crystallinity  
667 index, it is possible to infer that the fossils from *Dinodontosaurus* AZ were exposed to a  
668 more arid environment (6.24 to 10.1  $\text{cm}^{-1}$ ) than those from the *Hyperodapedon* AZ (5.79 to  
669 8.11  $\text{cm}^{-1}$ ), which corroborates with previous ICP-MS (Corecco et al., 2020) and the LA-  
670 ICP-MS (this study) data.

671

## 672 **6. CONCLUSION**

673 • Based on ATR-FTIR results it was possible to infer that the studied samples  
674 have high degree of recrystallization in comparison with fresh bones and teeth. Despite  
675 that, the enamel samples are still reliable sources for other kind of analysis like stable  
676 isotopes. Since this technique is not so expensive compared to others, it doesn't need lots of  
677 samples' quantities and that it can be easily found in many institutions, the authors suggest  
678 that at least this technique starts to be carried out before more invasive techniques (e.g.,  
679 stable isotope analysis), owing to better select the studied samples.

680 • The infrared results also allowed us to suggest that the *Hyperodapedon* AZ  
681 fossil apatite are a bit more crystallized than those from *Dinodontosaurus* AZ which can be  
682 related to a more humid environment.

683           •     Considering all the obtained results regardless of the type of fossil it is  
684 possible to note that there is no high correlation between the FWHM results and the  
685 FW85% ( $r = 0.33$ ). Otherwise, if it is considered the results by fossil type, there is a  
686 positive correlation between FWHM and FW85% that decreases from bones ( $r = 0.89$ ) to  
687 dentine ( $r = 0.50$ ). This means that as higher as the FW85% values are (e.g., in bones, that  
688 have high correlation) higher will be the FWHM (less sharpened peak), which indicates that  
689 the sample will be less altered than when these values will be lower (sharp peaks indicates  
690 recrystallization). This tendency diminishes from bone to dentine.

691           •     There is high correlation between  $a$  axis and the unit cell volume ( $r = 0.86$ )  
692 and a low one between the  $c$  axis and the unit cell volume ( $r = 0.14$ ), which disagrees with  
693 the previous observations conducted in a more recent sample set. So, for our sample set, the  
694  $a$  axis interferes more into the unit cell volume than  $c$  axis, which means that any  
695 substitution that occurs along the  $a$  axis will be able to interfere more into these fossils'  
696 preservation (e.g., structure distortions) than those that occurred in  $c$ 's.

697           •     Comparing  $\mu$ -XRD results with those from synthetic F-OH apatite, from the  
698 literature, it was possible to suggest that the fossil diagenetic processes that acted over the  
699 studied fossils occurred on or near the surface (few meters at most). Further studies are  
700 needed to test this hypothesis.

701           •     Both, infrared, EDS and LA-ICP-MS analyses seems to corroborate the  
702 previous works, in terms of these biozones environmental proposals: *Dinodontosaurus* AZ  
703 = mostly arid and less acidic environment; *Hyperodapedon* AZ = humid and acidic  
704 environment.



705 **REFERENCES**

- 706 Abdala, F., Marsicano, C. A., Smith, R. M. H., & Swart, R. (2013). Strengthening western  
707 gondwanan correlations: a brazilian dicynodont (Synapsida, Anomodontia) in the  
708 Middle Triassic of Namibia. *Gondwana Research*, 23(3), 1151-1162.
- 709 Alencar, W. J., da Silva, J. H., Oliveira, F. I. B., Ghosh, A., Vasconcelos, D. L. M., da  
710 Silva, J. A. S., de Freitas, C. R. D., de Moura, T. A., Rufino, F. M., & Freire, P. T. C.  
711 (2022). Vibrational spectroscopy, X-ray diffraction and EDS applied to reveal the  
712 fossilization pathways of fossil shells from the Jandaíra Formation, Upper Cretaceous  
713 Northeast Brazil. *Vibrational Spectroscopy*, 123, 103430.
- 714 Andreis, R. R., Bossi, G. E., & Montardo, D. K. (1980). O Grupo Rosário do Sul  
715 (Triássico) no Rio Grande do Sul. In *31º Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol 2, pp.  
716 659-673).
- 717 Asscher, Y., Regev, L., Weiner, S., & Boaretto, E. (2011a). Atomic Disorder in Fossil  
718 Tooth and Bone Mineral: An FTIR Study Using the Grinding Curve Method.  
719 *ArcheoSciences. Revue d'archéométrie*, (35), 135-141.
- 720 Asscher, Y. Weiner, S., & Boaretto, E. (2011b). Variations in atomic disorder in biogenic  
721 carbonate hydroxyapatite using the infrared spectrum grinding curve method.  
722 *Advanced Functional Materials*, 21(17), 3308-3313.
- 723 Barberena, M. C., Araújo, D. C., & Lavina, E. L. (1985). Late Permian and Triassic  
724 tetrapods of southern Brazil. *National Geographic Research*, 1(1), 5-20.

- 725 Benton, M. J., Bernardi, M., & Kinsella, C. (2018). The Carnian Pluvial Episode and the  
726 origin of dinosaurs. *Journal of the Geological Society*, 175(6), 1019-1026.
- 727 Bernardi, M., Gianolla, P., Petti, F. M., Mietto, P., & Benton, M. J. (2018). Dinosaur  
728 diversification linked with the Carnian Pluvial Episode. *Nature Communications*, 9(1),  
729 1499.
- 730 Butterfield, N. J., 2003. Exceptional fossil preservation and the Cambrian explosion.  
731 *Integrative and Comparative Biology*, 43(1), 166-177.
- 732 Butts, S. H., & Briggs, D. E. G. (2011). Silicification through time. In P. A. Alisson, & D.  
733 J. Bottjer, D.J. (Eds.), *Taphonomy: Process and bias through time* (pp. 411-434),  
734 Springer, New York.
- 735 Corecco, L., Pereira, V. P., Soares, M. B., & Schultz, C. L. (2020). Geochemical study of  
736 the vertebrate assemblage zones of the Santa Maria Supersequence (Middle to Late  
737 Triassic), Paraná Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50(4), e20200014.
- 738 Corecco, L., Pereira, V. P., Soares, M. B., & Schultz, C. L. (2021). Geochemical study on  
739 fossil vertebrates from some specific Permian and Triassic beds of the Paraná Basin  
740 (Brazil): A preliminary approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 110,  
741 103362.
- 742 Corecco, L., Pinheiro, F. L., Iannuzzi, R., & Souza, P. A. (2022). Bacia do Paraná: Peça  
743 fundamental nos quebra-cabeças geológico e evolutivo do oeste do Gondwana. In L.  
744 Corecco (Ed.), *Paleontologia do Brasil - Paleocologia e Paleoambientes* (pp. 391-  
745 484), 1ed., Editora Interciência, Rio de Janeiro.

746 Dal Sasso, G., Maritan, L., Usai, D., Angelini, I., & Artioli, G. (2014). Bone diagenesis at  
747 the micro-scale: Bone alteration patterns during multiple burial phases at Al Khiday  
748 (Khartoum, Sudan) between the Early Holocene and the II century AD.  
749 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 416, 30-42.

750 Dal Sasso, G., Lebon, M., Angelini, I., Maritan, L., Usai, D., & Artioli, G. (2016). Bone  
751 diagenesis variability among multiple burial phases at Al Khiday (Sudan) investigated  
752 by ATR-FTIR spectroscopy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*,  
753 463, 168-179.

754 Dal Sasso, G., Asscher, Y., Angelini, I., Nodari, L., & Artioli, G. (2018). A universal curve  
755 of apatite crystallinity for the assessment of bone integrity and preservation. *Scientific*  
756 *Reports*, 8(1), 12025.

757 Dauphin, Y. (2022). A brief history of biomineralization studies. *ACS Biomaterials Science*  
758 *& Engineering*, 9(4), 1774-1790.

759 Desojo, J. B., Fiorelli, L. E., Ezcurra, M. D., Martinelli, A. G., Ramezani, J., Da Rosa, A.  
760 A. S., von Baczko, M. B., Trotteyn, M. J., Montefeltro, F. C., Ezpeleta, M., & Langer,  
761 M. C. (2020). The Late Triassic Ischigualasto Formation at Cerro Las Lajas (La Rioja,  
762 Argentina): fossil tetrapods, high-resolution chronostratigraphy, and faunal  
763 correlations. *Scientific Reports*, 10(1), 1-34.

764 Dill, H. G., Bosse, H. -R., Henning, K. -H., Fricke, A., & Ahrendt, H. (1997).  
765 Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a  
766 mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita*, 32(2),  
767 149-163.

- 768 Dodd, J. R., & Stanton, R. J. (1981). *Paleoecology, concepts and applications*. John Wiley  
769 & Sons, Chichester, 559p.
- 770 Elliott, J. C., Wilson, R. M., & Dowker, S. E. P. (2002). Apatite structures. *Advances in X-*  
771 *ray Analysis*, 45, 172-181.
- 772 Ezcurra, M. D. (2010). Biogeography of Triassic tetrapods: evidence for provincialism and  
773 driven sympatric cladogenesis in the early evolution of modern tetrapod lineages.  
774 *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 277(1693), 2547-2552.
- 775 Ezcurra, M. D., Fiorelli, L. E., Martinelli, A. G., Rocher, S., von Baczko, M. B., Ezpeleta,  
776 M., Taborda, J. R. A., Hechenleitner, E. M., Trotteyn, M. J., & Desojo, J. B. (2017).  
777 Deep faunistic turnovers preceded the rise of dinosaurs in southwestern Pangaea.  
778 *Nature Ecology & Evolution*, 1(10), 1477-1483.
- 779 Fernández-López, S. R., & Fernández-Jalvo, Y. (2002). The limit between biostratinomy  
780 and fossildiagenesis. In M. Renzi, M. V. P. Alonso, M. Belinchón, E. Peñalver, P.  
781 Montoya, & A. Márquez-Aliaga (Eds.), *Current topic on taphonomy and fossilization*  
782 (544p.), Oficina de publicaciones, Ayuntamiento de Valencia, Valencia.
- 783 Ferretti, A., Medici, L., Savioli, M., Mascia, M. T., & Malferrari, D. (2021). Dead, fossil or  
784 alive: Bioapatite diagenesis and fossilization. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*  
785 *Palaeoecology*, 579, 110608.
- 786 Giovannini, A. L., Bastos Neto, A. C., Porto, C. G., Takehara, L., Pereira, V. P., & Bidone,  
787 M. H. (2021). REE mineralization (primary, supergene and sedimentary) associated to

788 the Morro dos Seis Lagos Nb (REE, Ti) deposit (Amazonas, Brazil). *Ore Geology*  
789 *Reviews*, 137, 104308.

790 Glimcher, M. J. (2006). Bone: Nature of the Calcium Phosphate Crystals and Cellular,  
791 Structural, and Physical Chemical Mechanisms in Their Formation. *Reviews in*  
792 *Mineralogy & Geochemistry*, 64, 223-282.

793 Griffin, C. T., Wynd, B. M., Munyikwa, D., Broderick, T. J., Zondo, M., Tolan, S., Langer,  
794 M. C., Nesbitt, S. J., & Taruvinga, H. R. (2022). Africa's oldest dinosaurs reveal early  
795 suppression of dinosaur distribution. *Nature*, 609(7926), 313-319.

796 Holz, M. & Simões, M. G. (2002). Elementos fundamentais de tafonomia. Editora da  
797 Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 231p.

798 Horn, B. L. D., Melo, T. M., Schultz, C. L., Philipp, R. P., Kloss, H. P., & Goldberg, K.  
799 (2014). A New third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of  
800 the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and  
801 paleontological data. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 123-132.

802 Hovis, G. L., Scott, B. T., Altomare, C. M., Leaman, A. R., Morris, M. D., Tomaino, G. P.,  
803 & McCubbin, F. M. (2014). Thermal expansion of fluorapatite-hydroxylapatite  
804 crystalline solutions. *American Mineralogist*, 99(11-12), 2171-2175.

805 <https://rruff.info/>.

806 Koenig, A. E., Rogers, R. R., & Trueman, C.N. (2009). Visualizing fossilization using laser  
807 ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry maps of trace elements in  
808 Late Cretaceous bones. *Geology*, 37(6), 511-514.

809 Kohn, M. J., Schoeninger, M. J., & Barker, W. W. (1999). Altered states: effects of  
810 diagenesis on fossil tooth chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(18), 2737-  
811 2747.

812 Kowal-Linka, M., Jochum, K. P., & Surmik, D. (2014). LA-ICP-MS analysis of rare earth  
813 elements in marine reptile bones from the Middle Triassic bonebed (Upper Silesia, S  
814 Poland): Impact of long-lasting diagenesis, and factors controlling the uptake.  
815 *Chemical Geology*, 363, 213-228.

816 Knoll, A. H. & Golubic, S. (1979). Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal  
817 stromatolite. *Precambrian Research*, 10(1-2), 115-151.

818 Langer, M. C. (2005). Studies on continental Late Triassic tetrapod biochronology. II. The  
819 Ischigualastian and a Carnian global correlation. *Journal of South American Earth  
820 Sciences*, 19(2), 219-239.

821 Langer, M. C., Ribeiro, A. M., Schultz, C. L., & Ferigolo, J. (2007). The continental  
822 tetrapod-bearing Triassic of South Brazil. *New Mexico Museum of Natural History and  
823 Science Bulletin*, 41, 201-218.

824 Langer, M. C., Ramezani, J., & Da Rosa, A. (2018). U-Pb age constraints on dinosaur rise  
825 from South America. *Gondwana Research*, 57, 133–140.

826 Martínez, R. N., Apaldetti, C., Alcober, O. A., Colombi, C. E., Sereno, P. C., Fernandez,  
827 E., Malnis, P. S., Correa, G. A., & Abelin, D. (2013). Vertebrate succession in the  
828 Ischigualasto formation. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32, 10–30.

829 Milani, E. J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu*  
830 *relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental* (PhD  
831 Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul), 255p.

832 Milani, E. J., & Ramos, V. A. (1998). Orogenias Paleozóicas no Domínio sul-ocidental do  
833 Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de*  
834 *Geociências*, 28, 473-484.

835 Montel, G. (1968). Conceptions nouvelles sur la physico-chimie des phosphates de  
836 structure apatitique. Colloque Intern. sur les phosphates minéraux solides, 1967,  
837 Toulouse. *Bulletin de la Société Chimique de France*, Special Edition, 1693-1700.

838 Nasution, A. I., & Zawil, C. (2014). The comparison of enamel hardness between fluoride  
839 and theobromine application. *International Journal of Contemporary Dental &*  
840 *Medical Reviews*, 1-4.

841 Parker, R. B., & Toots, H. (1970). Minor elements in fossil bone. *Geological Society of*  
842 *America Bulletin*, 81(3), 925-932.

843 Pasteris, J. D., Wopenka, B., & Valsami-Jones, E. (2008). Bone and tooth mineralization:  
844 why apatite?. *Elements*, 4(2), 97-104.

845 Pfretzschner, H. -U., & Tütken, T. (2011). Rolling bones—Taphonomy of Jurassic dinosaur  
846 bones inferred from diagenetic microcracks and mineral infillings. *Palaeogeography,*  
847 *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310(1-2), 117-123.

848 Philipp, R. P., Schultz, C. L., Kloss, H. P., Horn, B. L. D., Soares, M. B., & Basei, M. A. S.  
849 (2018). Middle Triassic SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersal

850 revealed by integration of stratigraphy and U-Pb zircon analysis: the Santa Cruz  
851 Sequence, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 216-  
852 237.

853 Piga, G., Santos-Cubedo, A., Burnett, A., Piccinini, M., Malgosa, A., Napolitano, E., &  
854 Enzo, S. (2011). A multi-technique approach by XRD, XRF, FT-IR to characterize the  
855 diagenesis of dinosaur bones from Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*  
856 *Palaeoecology*, 310(1-2), 92-107.

857 Qu, Q., Haitina, T., Zhu, M., & Ahlberg, P. E. (2015). New genomic and fossil data  
858 illuminate the origin of enamel. *Nature*, 526(7571), 108-111.

859 Rogers, K. D., & Zioupos, P. (1999). The bone tissue of the rostrum of a Mesoplodon  
860 densirostris whale: A mammalian biomineral demonstrating extreme texture. *Journal*  
861 *of Materials Science Letters*, 18, 651-654.

862 Sano, Y., Terada, K., Ly, C. V., & Park, E. J. (2006). Ion microprobe U-Pb dating of a  
863 dinosaur tooth. *Geochemical Journal*, 40(2), 171-179.

864 Scaggion, C., Dal Sasso, G., Nodari, L., Pagani, L., Carrara, N., Zotti, A., Banzato, T.,  
865 Usai, D., Pasqualetto, L., Gadioli, G., & Artioli, G. (2024). An FTIR-based model for  
866 the diagenetic alteration of archaeological bones. *Journal of Archaeological Science*,  
867 161, 105900.

868 Schneider, R. L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. A., Daemon, R. F., &  
869 Nogueira, A. A. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In *Anais do XXVIII*  
870 *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 28, N° 1974, pp. 41-65).



- 871 Skedros, J. G., Bloebaum, R. D., Bachus, K. N., Boyce, T. M., & Constantz, B. (1993a).  
872 Influence of mineral content and composition on graylevels in backscattered electron  
873 images of bone. *Journal of Biomedical Materials Research*, 27(1), 57-64.
- 874 Skedros, J. G., Bloebaum, R. D., Bachus, K. N., & Boyce, T. M. (1993b). The meaning of  
875 graylevels in backscattered electron images of bone. *Journal of Biomedical Materials*  
876 *Research*, 27(1), 47-56.
- 877 Skinner, H. C. W. (2005a). Biominerals. *Mineralogical Magazine*, 69(5), 621-641.
- 878 Skinner, H. C. W. (2005b). Mineralogy of bone. In O. Sellinus (Ed.), *Essentials of Medical*  
879 *Geology* (pp. 665-687), Springer, Dordrech.
- 880 Toledo, M. C. M & Pereira, V. P. (2001). A variabilidade de composição da apatita  
881 associada a carbonatitos. *Revista do Instituto Geológico*, 22(112), 27-64.
- 882 Trueman, C. N. (1999). Rare earth element geochemistry and taphonomy of terrestrial  
883 vertebrate assemblages. *Palaios*, 14(6), 555-568.
- 884 Trueman, C. N., & Tuross, N. (2002). Trace elements in recent and fossil bone apatite.  
885 *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), 489-521.
- 886 Wallaey, R. (1968). Colloque Intem. sur les phosphates minéraux solides, 1967, Toulouse.  
887 *Bulletin de la Société Chimique de France*, Special Edition, p.
- 888 Weiner, S., & Bar-Yosef, O. (1990). States of Preservation of Bones from Prehistoric Sites  
889 in the Near East: A Survey. *Journal of Archaeological Science*, 17, 187-196.

- 890 Wopenka, B., & Pasteris, J. D. (2005). A mineralogical perspective on the apatite in bone.  
891 *Materials Science and Engineering: C*, 25(2), 131-143.
- 892 Zabini, C., Bassa, J. M. L., & Martine, A. M. (2017). Fossildiagênese. In R. Horodyski, &  
893 F. Erthal (Org.), *Tafonomia - Métodos, processos e aplicação* (pp. 343-368), Editora  
894 CRV, Curitiba.
- 895 Zalán, P. V., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Conceição, J. C. J., Appi, V. T.,  
896 Neto, E. V. S., Cerqueira, J. R., & Marques, A. (1990). The Paraná Basin, Brazil. In M.  
897 W. Leighton, D. R. Kolata, D. F. Oltz, & J. J. Eidel (Eds.), *Interior cratonic basins* (pp.  
898 681-708), American Association of Petroleum Geologists Memoir 51, Tulsa.
- 899 Zerfass, H., Lavina, E. L., Schultz, C. L., Garcia, A. J., Faccini, U. F., & Chemale, Jr., F.  
900 (2003). Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil: a  
901 contribution to southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate.  
902 *Sedimentary Geology*, 161(1-2), 85-105.
- 903 Zerfass, H., Chemale Jr., F., & Lavina, E. (2005). Tectonic Control of the Triassic Santa  
904 Maria the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and the Waterberg Basin, Namibia.  
905 *Gondwana Research*, 8(2), 163-176.

# **Fossildiagenetic study as a preliminary tool for paleoenvironmental interpretations: A case study from the Triassic Santa Maria Supersequence, Paraná Basin, Southern Brazil**

Leonardo Corecco<sup>a,b</sup>, Gregorio Dal Sasso<sup>c</sup>, Vitor P. Pereira<sup>d</sup>, Lucas B. Gomes<sup>e</sup> and Cesar L. Schultz<sup>a,f</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-graduação de Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

<sup>b</sup> Department of Geosciences, Boise State University, Boise, Idaho, USA 83725

<sup>c</sup> Institute of Geosciences and Earth Resources, Italian National Research Council-CNR, Padova, 35131, Italy

<sup>d</sup> Departamento de Mineralogia e Petrologia (DEMIP), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

<sup>e</sup> Laboratório de Difractometria de Raios X (LDRX), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

<sup>f</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil

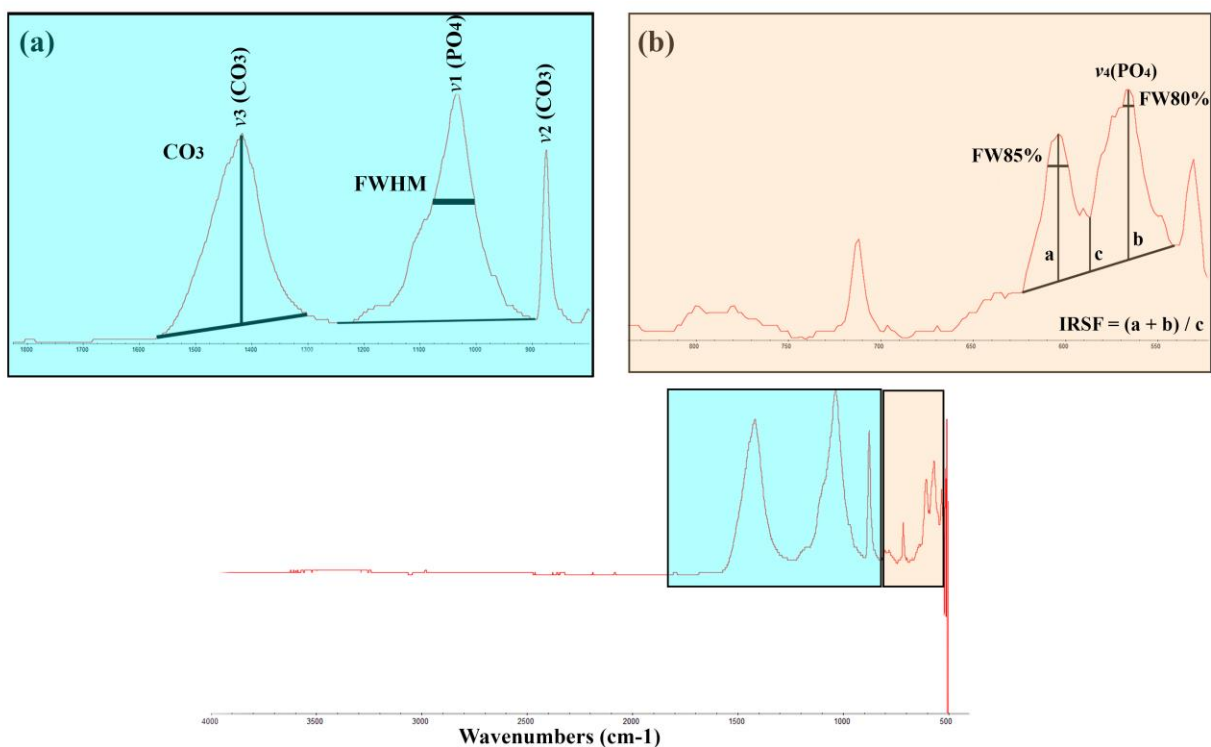
**Supplementary information**

## Analytical methods

### *Attenuated Total Reflectance Fourier-transform Infrared Spectroscopy (ATR-FTIR)*

The infrared spectra were acquired using a FTIR Nicolet 6700 and a FTIR PerkinElmer precisely Spectrum 100. Sixteen samples (4 from *Dinodontosaurus* AZ and 12 from *Hyperodapedon* AZ) were analyzed. About 2 mg of powdered sample was used to conduct these analyses. The following conditions were adopted during data acquisition: scan range = 500 to 4,000  $\text{cm}^{-1}$ ; scan resolution = 4  $\text{cm}^{-1}$ . Four scans were conducted for each sample and a combination of their averages was made. It is worth noting that the equipment's range is 650 to 10,000  $\text{cm}^{-1}$ , so the data acquired around 500  $\text{cm}^{-1}$  must be evaluated with caution.

The data acquisition was made by absorbance, and then the infrared peaks and bands were compared with those from the literature (e.g., Weiner & Bar-Yosef, 1990; Asscher et al., 2011a,b; Dal Sasso et al., 2014; 2018). The phosphate peaks were then characterized by measuring full width at half maximum (FWHM) of the main peak at 1035  $\text{cm}^{-1}$  referring to the  $\nu_3$  ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) vibrational mode and the width at 85% of the height of the 604  $\text{cm}^{-1}$  peak (FW85%), referring to the  $\nu_4$  ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) vibrational mode, as conducted by Dal Sasso et al. (2018). The FW80% was not calculated due to the proximity of the peak 565  $\text{cm}^{-1}$  with of the lower detection limit of the equipment. The same was true to the IRSF, that also needs that peak's information to be correctly calculated. The peaks height were here calculated from the baseline that was defined for each spectrum by several points placed at the local minimum within selected regions of the spectrum (Figure S1). The height percentage used to calculate FW85% was selected considering the bands overlapping among all the samples, thus 85% was the minimum percentage allowing the measurement of the width of the sole 604  $\text{cm}^{-1}$  peak.



**SUPPLEMENTARY FIGURE S1** ATR-FTIR spectra of D19 sample. (a) Baselines for the FWHM of the phosphate peak at  $1035\text{ cm}^{-1}$ . (b) Baselines for the width at 85% of height of the peak at  $604\text{ cm}^{-1}$  (FW85%), the width at 80% of height of the peak at  $565\text{ cm}^{-1}$  (FW80%) and the splitting factor (IRSF) are highlighted. Major vibrational bands are also reported. Note the proximity of the  $\nu_4(\text{PO}_4^{3-})$  vibrational mode, that is needed to the FW80% calculation and the formula of the IRSF, that requires the measurement of the height of the phosphate peak at  $565\text{ cm}^{-1}$  (b), with the lower detection limit of the equipment.

### ***Micro X-ray Diffraction ( $\mu$ XRD)***

About 2 mg of powdered sample was used to conduct these analyses. The microdiffractometer Miniflex 600 Bench-Top (Rigaku) was used to the  $\mu$ XRD data acquisition. Twenty samples (8 from *Dinodontosaurus* AZ and 12 from *Hyperodapedon* AZ) were analyzed. The following conditions were adopted during data acquisition: step =  $0.02^\circ 2\theta$ ; range =  $5^\circ$  to  $80^\circ 2\theta$ ; degree/min =  $5^\circ 2\theta/\text{min}$ . For the crystallographic parameters calculation ( $a$  and  $c$  of

apatite samples) it was used the PDXL software, version 1.8.0.3 (2007-2010) that is coupled to the equipment. For the unit cell's volumetric calculation, it was used the Bloss (1971)'s formula for the hexagonal minerals ( $v = a^2 \times c \times \text{Sen. } 60^\circ$ ), where  $a = a$  axis and  $c = c$  axis. The crystallographic parameters obtained in this study were compared with those from Ruff's database and from the literature (e.g., Elliott et al., 2002; Pan & Fleet, 2002; Hovis et al., 2014). The samples' mineral phase identification and quantification were conducted in the HighScore Plus (version 4.9), considering the Crystallography Open Database (COD) and the Inorganic Crystal Structure Database (ICSD). The measurements were performed following Hubbard & Snyder (1988). These data were then interpreted together with those from infrared analyses owing to verify whether diagenesis promoted changes in crystallographic parameters and vibration modes recorded in the apatite spectra.

### ***Scanning Electron Microscopy (SEM)***

Twelve thin sections (3 from *Dinodontosaurus* AZ and 9 from *Hyperodapedon* AZ) were used to data acquisition. The thin sections were made following the Cabreira (2009), Lamm (2013) and Cerda et al. (2020) methodologies, then were carbon coating. Micrometric chemical analysis by Energy-dispersive X-ray Spectroscopy (EDS) were conducted in specific (e.g., enamel, enamel-dentine junction - EDJ, fractures) and aleatory spots owing to get a general view of the samples' chemical contents. Secondary Electron Imaging (SEI) and Backscattered Electron (BSE) images were carried out whenever necessary. The Electron Microscope JEOL JSM-6610LV was used here with the following parameters: spot size = 50 to 60  $\mu\text{m}$ , voltage = 12 to 15 kV, working distance = 12 to 14  $\mu\text{m}$ , EDS acquisition time = 30 seconds.

### ***Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)***

Seven thin sections (2 from *Dinodontosaurus* AZ and 5 from *Hyperodapedon* AZ) were used to data acquisition. The thin sections' carbon coating was removed by alumina (0.3  $\mu\text{m}$ ) polishing owing to allow the thin sections' reuse. The following equipment were used to the data acquisition: Tabletop Microscope Hitachi TM4000Plus (imaging), Teledyne (Photon Machines)

Analyte Excite+ (laser ablation system) and ThermoScientific, iCAP-RQ (ICP-MS), and these were the main parameters adopted: maximum magnification = 20 nA, working distance = 19 mm, laser wavelength = 193 nm ArF excimer, pulse width = 4 ns, spot diameter = 40  $\mu$ m, RF power = 1,550 W.

Masses measured and dwell times per peak (ms):  $^{45}\text{Sc}$ ,  $^{51}\text{V}$ ,  $^{53}\text{Cr}$ ,  $^{55}\text{Mn}$ ,  $^{59}\text{Co}$ ,  $^{60}\text{Ni}$ ,  $^{65}\text{Cu}$ ,  $^{66}\text{Zn}$  (5),  $^{23}\text{Na}$ ,  $^{26}\text{Mg}$ ,  $^{27}\text{Al}$ ,  $^{29}\text{Si}$ ,  $^{31}\text{P}$ ,  $^{39}\text{K}$ ,  $^{44}\text{Ca}$ ,  $^{49}\text{Ti}$ ,  $^{69}\text{Ga}$  (10),  $^{85}\text{Rb}$ ,  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{90}\text{Zr}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{137}\text{Ba}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{167}\text{Er}$ ,  $^{174}\text{Yb}$  (20),  $^7\text{Li}$ ,  $^9\text{Be}$ ,  $^{11}\text{B}$ ,  $^{57}\text{Fe}$ ,  $^{133}\text{Cs}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{159}\text{Tb}$ ,  $^{165}\text{Ho}$ ,  $^{169}\text{Tm}$ ,  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{181}\text{Ta}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ , (40).

### Data processing:

Gas blank - 20 s on-peak zero subtracted.

Calibration strategy - Linear regression of mean counts per second for glass standards.

Data processing packages - ThermoScientific Qtegra TRA software for integrated cps acquisition; Iolite software for concentration calculations.

Reference standards - USGS BIR-1G (Jochum et al., 2007); USGS BHVO-2G (Jochum et al., 2007); USGS BCR-2G (Jochum et al., 2007); NIST 612 (NIST store, 2023b); NIST 610 (NIST store, 2023a); AFB-1 (apatite) (Kennedy et al., 2022); OL-2 (apatite) (Kennedy et al., 2022).

Table S1 – List of the analytical techniques conducted in each of the studied sample.

AZ	Sample	Fossil	Analytical Techniques				
			Catalog N <sup>o</sup>	1	2	3	4
<i>Hyperodapedon</i> AZ <sup>5</sup>	H1	Undetermined Archosaur	PV-1261-T		X	X	
	H2	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	PV-1095-T		X		
	H3	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	PV-1220-T				
	H4	<i>Hyperodapedon</i> sp.	PV-0294-T				
	H5	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	PV-1368-T			X	
	H6	<i>Gnathovorax cabrerai</i>	CAPPA/UFSM 0009		X	X	X
	H7	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	CAPPA/UFSM 0359	X			
	H8	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	CAPPA/UFSM 0360			X	
	H9	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	CAPPA/UFSM 0361				
	H10	<i>Exaeretodon riograndensis</i>	CAPPA/UFSM 0362				
	H11	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	CAPPA/UFSM 0363	X	X		
	H12	<i>Siriusgnathus niemeyerorum</i>	CAPPA/UFSM 0364	X	X		
	H13	Undetermined Archosaur	CAPPA/UFSM 0365			X	X
	H14	Undetermined Archosaur	CAPPA/UFSM 0366			X	
	H15	Undetermined Archosaur	CAPPA/UFSM 0367	X	X	X	
	H16	Undetermined Archosaur	CAPPA/UFSM 0368	X	X	X	X
	H17	Undetermined Archosaur	CAPPA/UFSM 0369	X			X
	H18	Undetermined Archosaur	CAPPA/UFSM 0370	X	X	X	X
	H19	<i>Hyperodapedon</i> sp.	PV-0072-T	X	X		
	H20	<i>Hyperodapedon</i> sp.	PV-1550-T	X	X		
	H21	<i>Teyumbaita sulcognathus</i>	PV-0404-T	X			
	H22	<i>Trucidocynodon riograndensis</i>	PV-1051-T	X	X		
	H23	<i>Hyperodapedon fischeri</i>	MCT.R.187	X	X		
<i>Dinodontosaurus</i> AZ	D1	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	PV-0629-T			X	
	D2	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	PV-0279-T		X	X	X
	D3	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	MCP-PV-17				
	D4	<i>Decuriasuchus quartacolonía</i>	MCN-PV 10 105-D		X		
	D5	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MCN-PV 10 306		X		
	D6	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MCN-PV 10 247		X		
	D7	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	CPEZ-157b/229			X	X
	D8	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	PV-0166-T				
	D10	Cynodont Indet.	W/N				
	D11	Cynodont Indet.	W/N				
	D12	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MCT.R.298				
	D13	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MCT.R.319				
	D14	<i>Prestosuchus chiniquensis</i>	MCT.R.1903				
	D15	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MCT.LE.2945				
	D16	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MCT.LE.2948	X	X		
	D17	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MCT.LE.2948	X	X		
	D18	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MCT.LE.2951	X	X		
D19	<i>Dinodontosaurus</i> sp.	MMACR-PV-057-T	X	X			

1 FT-IR; 2 Micro-XRD; 3 SEM; 4 LA-ICP-MS; 5 Carnian in age; Clayey siltite and Pelite; 6 Ladinian in age; Clayey siltite and Pelite.



Table S2 – Compound names and their reference codes for all the mineral phases identified in each of the studied samples.

<b>AZ</b>	<b>Sample</b>	<b>Ref. Code*</b>	<b>Compound Names</b>
<i>Hyperodapedon AZ</i>	<b>H1</b>	96-900-1388	Fluorapatite
	<b>H2</b>	01-082-1109	Calcium Sodium Neodymium Phosphate Silicate Fluoride
	<b>H6</b>	01-089-6437	Calcium Phosphate Hydroxide
		01-072-1937	Calcium Carbonate
		01-089-8936	Silicon Oxide
	<b>H11</b>	96-900-1672	Fluorapatite
		01-089-8937	Silicon Oxide
	<b>H12</b>	01-083-1009	Calcium Sodium Lanthanum Silicate Fluoride Phosphate
		01-089-8937	Silicon Oxide
	<b>H15</b>	96-900-1672	Fluorapatite
	<b>H16</b>	96-900-1672	Fluorapatite
		01-089-8937	Silicon Oxide
		01-072-1937	Calcium Carbonate
	<b>H18</b>	96-900-1672	Fluorapatite
		01-089-8937	Silicon Oxide
	<b>H19</b>	01-089-3749	Barium Sulfate
		01-085-1780	Silicon Oxide
	<b>H20</b>	96-900-1388	Fluorapatite
		01-072-1390	Barium Sulfate
	<b>H22</b>	96-900-1345	Fluorapatite
		96-900-9669	Calcite
		01-089-8937	Silicon Oxide
	<b>H23</b>	01-089-3749	Barium Sulfate
96-900-9669		Calcite	
01-089-1961		Silicon Oxide	
<i>Dinodontosaurus AZ</i>	<b>D2</b>	96-900-1388	Fluorapatite
	<b>D4</b>	96-900-9669	Calcite
		01-089-4405	Calcium Phosphate Hydroxide
	<b>D5</b>	96-900-1388	Fluorapatite
		96-900-9669	Calcite
	<b>D6</b>	96-900-1672	Fluorapatite
		01-073-1728	Calcium Phosphate Chloride
	<b>D16</b>	01-072-1937	Calcium Carbonate
		01-089-8936	Silicon Oxide
		01-089-3749	Barium Sulfate
		01-083-0556	Calcium Phosphate Fluoride
	<b>D17</b>	01-072-1937	Calcium Carbonate
		01-089-1961	Silicon Oxide
		96-900-2163	Hematite-proto
	<b>D18</b>	01-072-1937	Calcium Carbonate
		01-082-1109	Calcium Sodium Neodymium Phosphate Silicate Fluoride
		01-072-1390	Barium Sulfate
<b>D19</b>	96-900-1388	Fluorapatite	
	01-072-1937	Calcium Carbonate	

\* Ref. Codes starting with 96 came from Crystallography Open Database (COD) and those starting with 01, came from Inorganic Crystal Structure Database (ICSD).

## References

- Asscher, Y., Regev, L., Weiner, S., & Boaretto, E. (2011a). Atomic Disorder in Fossil Tooth and Bone Mineral: An FTIR Study Using the Grinding Curve Method. *ArcheoSciences. Revue d'archéométrie*, (35), 135-141.
- Asscher, Y. Weiner, S., & Boaretto, E. (2011b). Variations in atomic disorder in biogenic carbonate hydroxyapatite using the infrared spectrum grinding curve method. *Advanced Functional Materials*, 21(17), 3308-3313.
- Bloss, F. D. (1971). *Crystallography and crystal chemistry: an introduction*. Mineralogical Society of America.
- Cabreira, S. F. (2009). *Anátomo-histologia ósteo-dentária básica do Tritheledontidae Riograndia guaibensis Bonaparte et al., 2001 (Therapsida, Eucynodontia): Implicações no estudo da emergência e integração dos caracteres mamalianos*. (PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul), 320 p.
- Cerda, I. A., Pereyra, M. E., Garrone, M., Ponce, D., Navarro, T. G., González, R., Militello, M., Luna, C. A., & Jannello, J. M. (2020). A basic guide for sampling and preparation of extant and fossil bones for histological studies. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 20(1), 15–28.
- Crystallography Open Database - COD, available in: <<https://www.crystallography.net/cod/>>.
- Dal Sasso, G., Maritan, L., Usai, D., Angelini, I., & Artioli, G. (2014). Bone diagenesis at the micro-scale: Bone alteration patterns during multiple burial phases at Al Khiday (Khartoum,

Sudan) between the Early Holocene and the II century AD. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 416, 30-42.

Dal Sasso, G., Asscher, Y., Angelini, I., Nodari, L., & Artioli, G. (2018). A universal curve of apatite crystallinity for the assessment of bone integrity and preservation. *Scientific Reports*, 8(1), 12025.

Elliott, J. C., Wilson, R. M., & Dowker, S. E. P. (2002). Apatite structures. *Advances in X-ray Analysis*, 45, 172-181.

Hovis, G. L., Scott, B. T., Altomare, C. M., Leaman, A. R., Morris, M. D., Tomaino, G. P., & McCubbin, F. M. (2014). Thermal expansion of fluorapatite-hydroxylapatite crystalline solutions. *American Mineralogist*, 99(11-12), 2171-2175.

<https://rruff.info/>.

Hubbard, C.R., & Snyder, R.L. (1988). RIR-measurement and use in quantitative XRD. *Powder Diffraction*, 3(2), 74-77.

Inorganic Crystal Structure Database – ICSD, available in: <[https://icsd.fiz-  
karlsruhe.de/index.xhtml?jsessionid=C37477D79335E2F717917290B96CD8EE](https://icsd.fiz-karlsruhe.de/index.xhtml?jsessionid=C37477D79335E2F717917290B96CD8EE)>.

Jochum, K. P., Willbold, M., Raczek, I., Stoll, B., & Herwig, K. (2007). Chemical Characterisation of the USGS Reference Glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G Using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(3), 285-302.

Kennedy, A. K., Wotzlaw, J. -F., Crowley, J. L., Schmitz, M., Schaltegger, U., Wade, B., Martin, L., Talavera, C., Ware, B., & Bul, T. H. (2022). Apatite reference materials for SIMS

microanalysis of isotopes and trace elements. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 47(2), 373-402.

Lamm E. -T. (2013). Preparation and sectioning of specimens. In: Padian, K. & Lamm, E.-T. (Eds.). *Bone histology of fossil tetrapods* (pp. 55–160), University of California Press, Berkley, CA.

NIST Store (2023a). available in: <[https://www-s.nist.gov/srmors/view\\_detail.cfm?srm=610](https://www-s.nist.gov/srmors/view_detail.cfm?srm=610)>.

NIST Store (2023b). available in: <[https://www-s.nist.gov/srmors/view\\_detail.cfm?srm=612](https://www-s.nist.gov/srmors/view_detail.cfm?srm=612)>.

Pan, Y., & Fleet, M. E. (2002). Compositions of the apatite-group minerals: substitution mechanisms and controlling factors. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1): 13-49.

Weiner, S., & Bar-Yosef, O. (1990). States of Preservation of Bones from Prehistoric Sites in the Near East: A Survey. *Journal of Archaeological Science*, 17, 187-196.

# ANEXOS

## Anexo I - Projetos relacionados com a Tese

1. **CORECCO, L., PEREIRA, V.P., ERTHAL, F. & SCHULTZ, C.L., 2023.** Aspectos Tafonômicos de Dentes Isolados de Arcossauros da Supersequência Santa Maria. In: **II Simpósio Brasileiro de Tafonomia**, Porto Alegre. Abstracts Volume. Porto Alegre, p. 22-22.

**Resumo:** Dentes são bastante comuns no registro fossilífero devido, dentre outros fatores, ao elevado conteúdo mineral observado no esmalte dentário, o que reduz a percolação de fluidos e, por consequência, facilita a preservação. O presente estudo analisou sete amostras de dentes isolados de arcossauros (bastante comuns nas biozonas estudadas) oriundos das Zonas de Associação (ZAs) de *Dinodontosaurus* (1 – *Prestosuchus chiniquensis*) e *Hyperodapedon* (6 – arcossauros indeterminados) por microscopia eletrônica de varredura (MEV), no intuito de observar as suas condições de preservação. Análises por *Energy Dispersive X-ray Spectrometry* (EDS) em microscópio eletrônico de varredura (MEV) apresentaram elevadas concentrações de F, P, Ca e Na, demonstrando que, apesar de os processos de fossilização serem distintos, houve a alteração da composição química original de todas as amostras para fluoridroxiapatita. As fraturas encontradas nos espécimes estudados são preenchidas por Fe, Ca, P, Si, Zr e Al. Essas composições corroboram com os paleoambientes deposicionais anteriormente propostos para estas unidades – ZA de *Dinodontosaurus* = ambiente majoritariamente árido e menos ácido (altos teores de Ca); ZA de *Hyperodapedon* = ambiente úmido e mais ácido (baixos teores de Ca e altos de Al e Si). Inclusões arredondadas foram observadas em três amostras de ambas as biozonas (uma amostra da ZA de *Dinodontosaurus* e em duas da ZA de *Hyperodapedon*). A composição destas inclusões é bastante heterogênea, porém, se destaca o Ce, que, em conjunto com P e Al, possibilita propor a cristalização de florencita em algumas cavidades. Esse é um mineral secundário comum em ambientes supergênicos, o que indica que as rochas nas quais os dentes de ambas as biozonas se preservaram foram expostas a alterações físicas e químicas devido à ação do intemperismo. [CNPq]

2. **CORECCO, L., PEREIRA, V.P., ERTHAL, F. & SCHULTZ, C.L., 2023.** Getting Paleocological and Biomechanical Information from isolated Archosaur Teeth. In: XII **Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados**, Santa Maria. Boletim de Resumos XII Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados. Santa Maria, p. 43-43.

**Abstract:** Tooth enamel is the most mineralized tissue of vertebrates. Archosaurs replace their teeth throughout their lives. These factors make archosaur isolated teeth very common in the fossil record. Here we present results of macro and micrometric measurements that were conducted over the denticles from seven isolated ziphodont archosaur teeth from archosaurs from the Triassic Santa Maria Supersequence, owing to get paleocological and biomechanical information. We adopted CBL (crown base length), CBW (crown base width) and CBL/CBW variables for the macrometric measurements; and we used H = Height, W = Width, ID = Interdenticular Distance, H/W = Height/Width and  $\alpha$  = Carina's Angulations for the micrometric measurements. The H, W, ID and H/W variables proved to be effective ( $\geq +0.80$ ;  $\leq -0.80$ ) to correlate different taxa, when they were analyzed together, as a set. However, it should be considered with parsimony in cases where the measurements do not exceed (in individual samples) the statistical ideal (at least 5 measurements). The six specimens collected in the Carnian *Hyperodapedon* AZ do not have a precise taxonomic identification, but their denticles' morphological variability suggests a huge taxonomic diversity, including at least five different taxa, with different ethologies, to this AZ. According to the already known *Hyperodapedon* AZ' Archosauromorpha species (N = 18), the teeth could be attributed to Dinosauria (e.g., *Gnathovorax cabrerai*, *Pampadromaeus barberenai*), Ornithosuchidae (*Dynamosuchus collisensis*), Protherochampsia (e.g., *Protherochampsia nodosa*) or Rausuchia (*Rausuchus tiradentes*), due to their sizes, which agrees with the diversity indicated by the morphologies of the denticles. The seventh specimen could be attributed to *Prestosuchus chiniquensis* from the Ladinian *Dinodontosaurus* AZ. Based on  $\alpha$  measurements, it was possible to assume that the bite force value for *P. chiniquensis* (~1,267kgf), is higher than that of any of the taxa whose teeth were collected in the *Hyperodapedon* AZ, being close to that recorded for *Crocodylus porosus* (Saltwater crocodile) (~147 a 1,674kgf). Besides, comparing the denticles' morphology of *P. chiniquensis* with that of other taxa in the literature, it is possible to correlate it with some Theropoda taxa (e.g., *Acrocanthosaurus atokensis*), which indicate that these species could have similar paleocological relationships (e.g., similar prey attack and feeding processing mode). [CNPq]

3. **CORECCO, L.**, 2022. Metodologia de Extração de Esmalte Dentário de Vertebrados Fósseis para Estudos de Geoquímica Isotópica: Aplicações Paleocológicas e Paleoambientais. In: **IV Sapigeo** - Redes para permanência, Porto Alegre. Anais do IV Sapigeo - Redes para permanência.

**Resumo:** Estudos paleoambientais e paleoecológicos podem ser feitos com base em evidências estratigráficas, sedimentológicas, geoquímicas, tafonômicas e/ou taxonômicas. Uma das maneiras de se ter acesso a esse tipo de informação é através da análise da composição química da hidroxiapatita de origem orgânica, que está presente no esmalte dentário da maioria dos vertebrados fósseis. Isso ocorre devido à incorporação de elementos químicos existentes nos fluidos adjacentes nos poros e cavidades, de ossos e dentes, durante suas vidas e durante os estágios iniciais de fossilização. O esmalte dentário é o tecido mais mineralizado dos vertebrados, possuindo, portanto, uma baixa porosidade, o que diminui as chances de ocorrências de alterações *post-mortem*. Esses fatores permitem com que o esmalte dos dentes seja bem observado no registro fóssil e o torna um dos componentes mais utilizados nesse tipo de estudo (e.g. paleodieta, paleotemperatura). Os esmaltes dos dentes geralmente são obtidos de dentes isolados ou, em alguns casos, ainda inclusos nas mandíbulas (osso dentário) ou nos maxilares. As amostras, após escolhidas e antes da realização da extração, são apropriadamente identificadas e registradas por meio de fotografias. As amostras de esmalte são extraídas e preparadas manualmente com o auxílio de uma ponteira de aço e de uma microrretífica (e.g. Dremel 4000 – 175 W), visando causar o menor dano possível aos espécimes. O material é então macerado com o auxílio de um gral de ágata com pistilo, em frações inferiores à fração argila ( $\leq 0.064\text{mm}$ ), no intuito de otimizar os resultados analíticos. Em seguida, a amostra macerada é levada para uma balança de precisão, onde o peso necessário para a realização das análises irá depender do laboratório escolhido, podendo variar de 3 a 5mg até 300 a 500mg. Entre uma amostra e outra, deve-se ter o cuidado de higienizar a ponteira, o gral e o pistilo com álcool 70%, a fim de evitar possíveis contaminações entre as amostras. Por fim, as amostras são colocadas dentro de *ependorfs*, identificadas e encaminhadas para o laboratório escolhido. Os resultados isotópicos (e.g.  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) obtidos com esse tipo de análise permitem ao pesquisador obter dados referentes à dieta dos organismos, o ambiente no qual eles viviam e, por vezes, revelam informações sobre eventos migratórios. Desta forma, é possível gerar dados de extrema valia para a contextualização paleoecológica e paleoambiental de uma dada região.

**Palavras-chave:** *Bacia do Paraná, geoquímica isotópica, paleoecologia.*



4. **CORECCO, L., CREVIER, J., REYNARD, L., KOHN, M.J. & SCHULTZ, C.L., 2022.** What did They Eat - Using Stable Isotopes to Study the Diet of a Triassic Vertebrate Fauna from Brazil. In: **VII Congresso Latinoamericano de Paleontologia de Vertebrados**, Vitória da Conquista. Livro de Resumos do Evento, p. 34.

**Abstract:** Bones and especially tooth enamel incorporate chemical elements from their food and water sources that can provide paleoecological and paleoenvironmental information. Some of this information can be recovered by using stable isotopes ( $\delta^{13}\text{C}$ ). Here we present isotopic analyses of three taxa from the Brazilian Middle Triassic *Dinodontosaurus* AZ fauna (Pinheiros-Chiniquá Sequence, base of Santa Maria Supersequence) in the context of previous food sources that have been attributed to them according to their morphological characteristics. Seven samples of enamel were analyzed for  $\delta^{13}\text{C}$  ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ). Taxa include *Prestosuchus chiniquensis* (3 samples; hypercarnivorous); *Dinodontosaurus* sp. (3 samples; herbivorous), and *Decuriasuchus quartacolonía* (1 sample; carnivorous, but a juvenile individual). The analyzed fossils belong to the Paleovertebrate Section of the Geosciences Institute of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul collection (UFRGS-PV-T). Our preliminary data show a *Prestosuchus chiniquensis*  $\delta^{13}\text{C}$  mean =  $-8.8\text{‰}$  (SD = 0.644) indistinguishable from the *Dinodontosaurus* sp.  $\delta^{13}\text{C}$  mean =  $-8.5\text{‰}$  (SD = 0.492). This similarity could indicate that *Prestosuchus* could have preyed on *Dinodontosaurus* or other herbivore. *Decuriasuchus quartacolonía* shows a  $\delta^{13}\text{C}$  mean =  $-7.60\text{‰}$  (SD = 0.0). This lower value compared to *P. chiniquensis* suggests a distinct diet pattern of *D. quartacolonía*, related to ontogeny (as all known specimens of *D. quartacolonía* are considered juveniles) or to feeding on different prey. Preliminary MEV analyses on *P. chiniquensis* (D1) and *Dinodontosaurus* sp. (D2) samples shows that D1 have secondary REE phosphate, mainly Ce (probably florencite), a common secondary mineral that occurs in supergenic geochemical processes (e.g. soils, lateritic profiles, sedimentary rocks). Barite veins succeeded by calcite veins were also observed across this sample. D2 is predominantly composed by fluorapatite, but also presents secondary phosphates with Fe (ferric florencite?). In general, D2 is less changed than D1, but it is important to keep in mind that many fossils, including some of the same taxa, that were recovered at the same locality that our samples were collected, have also some signals of diagenetic affects (e.g. carbonatic concretions). [CNPQ 141216/2020-4]

5. **CORECCO, L., PEREIRA, V.P., SOARES, M.B. & SCHULTZ, C.L., 2020.** Geochemical Signatures of Permian and Triassic Bones From Paraná Basin - A Preliminary View. In: **Paleo RS 2020**, Porto Alegre. Boletim de Resumos Paleo RS, p. 45.

**Abstract:** One of the ways to access the geochemical conditions of paleoenvironments is through the analysis of the chemical composition of the hydroxyapatite of fossil bones. This is due to the bones were able to incorporate chemical elements from adjacent fluids into their pores and channels during the fossilization process, and as a result, have their apatite substituted. The main goal of the present study was to seek for geochemical signatures in bones and related sedimentary rocks from three geological units of the Paraná Basin in Rio Grande do Sul State: Irati Formation, Cisuralian (three bones/rocks sampled); Rio do Rasto Formation, Guadalupian-Lopingian (three bones/rocks sampled) and Santa Maria Supersequence, Middle-Late Triassic (nine bones/rocks sampled). For this, fossils and rocks were analyzed by ICP-MS. The results showed, besides the high standard deviation values, that the Permian fossils have high Be-Co-Cu-Zn-Y-W-Pb contents. On the other hand, those from the Triassic have high contents of V-As-Ba. The P content (inherent in apatite) was used to determine the degree of preservation of the studied material. The best preserved Permian specimen has a 434.19  $\text{Log}_{10}$  (mean P content of fossil bones/mean content of rock) ratio and the worst one has 1.87. Within the Triassic specimens, the best preserved has 205.64  $\text{Log}_{10}$  ratio and the worst one has 2.24. In Permian specimens, Y is the only trace element that shares similar ionic radius with Ca. For Triassic specimens, Y replaces Ca and As can replace P or be associated with minerals in bone cavities. So these are the only elements that could substitute the Ca in the analyzed material. In summary, these Permian samples are better preserved than the Triassic ones based on their P contents; Y and As can be used as good indicators to differentiate the Permian fossils (high Y values) from Triassic ones (high As values) of Paraná Basin. These chemical signatures could also help in forensic cases such as robbery or illegal transport of these fossils. [CNPq]

6. MEDEIROS, T.C.A., SIPP, G.S., SILVEIRA, A.B., BATTISTA, F., **CORECCO, L.**, XAVIER, P.L.A. & FRANCISCHINI, H., 2020. Divulgação Científica em Tempos de Pandemia - Relato da Atuação do Laboratório de Paleontologia de Vertebrados da UFRGS nas Redes Sociais. In: **Paleo RS 2020**, Porto Alegre. Boletim de Resumos Paleo RS, p. 71.

**Resumo:** A pandemia de Covid-19 e a decorrente suspensão de atividades da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) limitaram o acesso do público ao Museu de Paleontologia Irajá Damiani Pinto (MPIDP), principal espaço de divulgação da Paleontologia desta universidade. Com o Ensino Remoto Emergencial da UFRGS ainda não implantado e com escolas em recesso forçado no mês de março, houve preocupação por parte da equipe do Laboratório de Paleontologia de Vertebrados (LPV) em relação à divulgação e popularização da ciência nas redes sociais. Partindo desse ponto, foi desenvolvida a ação de extensão “Laboratório de Paleontologia de Vertebrados e o Covid-19”, que teve como objetivo publicar pequenos textos autorais e vídeo-aulas para promover conhecimento na área da Paleontologia. O período de duração desta ação foi de 01/04/2020 a 01/07/2020 e os textos foram publicados nas redes sociais gerenciadas pelo LPV, envolvendo docentes e discentes da UFRGS, bem como colaboradores externos. Ao todo, 38 textos foram publicados nas contas do laboratório no Facebook e Instagram e 21 vídeo-aulas (produzidas e fornecidas por vários professores para a disciplina “Geossistemas: Evolução da Terra e Vida”) foram disponibilizadas no canal do YouTube. A página do Facebook apresentava 914 seguidores no dia 28/03/2020. Ao término da atividade, a página somava 1242 seguidores, um aumento de quase 36%. Quatro picos de maior engajamento foram identificados cujos textos relacionados abordaram temas como conceitos fundamentais em paleontologia, extinções e paleopatologias. Ao término da ação, houve uma diminuição da taxa de crescimento da página. Desta forma, a experiência aqui relatada evidêcia que um ritmo de postagens alto gera maior alcance e engajamento, ajudando a ampliar a divulgação científica. Em momentos de maior restrição na mobilidade e distanciamento social, as redes sociais e o meio virtual se fortalecem ainda mais enquanto espaços não convencionais para atividades educacionais e culturais. Constituindo assim, importantes ferramentas na aproximação do conhecimento acadêmico à sociedade. Ciente disso, o LPV integra uma equipe que busca alternativas virtuais para a divulgação da Paleontologia pela UFRGS, como a produção de um site e um tour virtual para o MPIDP.

## Anexo II - Outros artigos e projetos ao longo do doutoramento

### Artigos publicados

**CORECCO, L., BEZERRA, F.I., DA SILVA FILHO, W.F., NASCIMENTO JÚNIOR, D., DA SILVA, J.H. & FÉLIX, J., 2022.** Petrological Meaning of Ethnostratigraphic Units: Laminated Limestone of the Crato Formation, Araripe Basin, NE Brazil. *Pesquisas em Geociências (ONLINE)*, v. 49, p. e121139.

### Livros publicados/organizados ou edições

**CORECCO, L., 2022. Paleontologia do Brasil - Paleoeecologia e Paleoambientes.** 1. ed. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 544p.

### Capítulos de livros publicados

DIAS, J.J., BATISTA, D.L., **CORECCO, L.** & CARVALHO, I.S., 2022. Bacia do Araripe: Biotas do Cretáceo do Gondwana. In: Leonardo Corecco. (Org.). **Paleontologia do Brasil - Paleoeecologia e Paleoambientes.** 1ed.Rio de Janeiro: Editora Interciência, v. 1, p. 133-194.

**CORECCO, L., PINHEIRO, F.L., IANNUZZI, R. & SOUZA, P.A., 2022.** Bacia do Paraná: Peça fundamental nos quebra-cabeças geológico e evolutivo do oeste do Gondwana. In: Leonardo Corecco. (Org.). **Paleontologia do Brasil - Paleoeecologia e Paleoambientes.** 1ed.Rio de Janeiro: Editora Interciência, v. 1, p. 391-484.

**CORECCO, L., 2022.** Um breve histórico da Paleontologia: O que é? Como surgiu e onde o Brasil se encaixa dentro dessa história?. In: Leonardo Corecco. (Org.). **Paleontologia do Brasil - Paleoeecologia e Paleoambientes.** 1ed.Rio de Janeiro: Editora Interciência, v. 1, p. 1-28.

### Redes sociais, websites e blogs

**CORECCO, L., 2021.** PaleoEduca. Tema: Textos sobre grupos extintos encontrados no RS (Rincossauros, Amphibia e seus respectivos táxons). 2021. (Site). Disponível em: <<https://sites.google.com/view/paleoeduca/paleontologia-em-candel%C3%A1ria/vertebrados>>.

### **Cursos Ministrados**

**CORECCO, L.**, 2022. Geoquímica Aplicada à Paleontologia - Conceitos e Aplicações. (Curso de curta duração ministrado/Outra). In: **Paleo RS 2022**, São Gabriel.

**CORECCO, L. & FROTA, C.**, 2020. Paleontologia de Norte à Sul: desvendando o passado do Brasil. (Curso de curta duração ministrado/Outra). In: **Mata Branca** (online).

<b>ANEXO I</b>
Título da Tese:
<b>“RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E PALEOECOLÓGICA DO TRIÁSSICO DO RIO GRANDE DO SUL COM BASE EM EVIDÊNCIAS GEOQUÍMICAS EM DENTES DE TETRÁPODES”</b>
Área de Concentração: Paleontologia
Autor: <b>Leonardo Corecco De Queiroz</b>
Orientador: Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz
Examinadora: Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki
Data: 03 de junho de 2024
Conceito: A
<b>PARECER:</b>
<p>A tese é excelente e apresenta três manuscritos submetidos a revistas com Qualis capes A, conforme exigência e normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências (UFRGS-PPGGEO).</p> <p>A apresentação oral foi muito boa, dentro do tempo previsto</p> <p>O tema da pesquisa é atual, relevante e acrescentará novas informações sobre o Triássico, em especial, da porção sul da Bacia do Paraná.</p> <p>Os objetivos propostos foram alcançados.</p> <p>Serão feitos alguns comentários e sugestões somente em relação a parte referente aos isótopos, no sentido de auxiliar as futuras publicações resultantes.</p> <p>O capítulo introdutório, especialmente no item 5.0, sugere-se um maior cuidado e referências bibliográficas mais adequadas para a apresentação dos isótopos estáveis de O e de C. Deve-se utilizar a nomenclatura correta para referenciá-los e também em relação ao processo de fracionamento isotópico que explica todas as variações observadas.</p> <p>Na figura 8 (página 37), modificada da clássica referência de Hoefs (2004), são inseridos no modelo os isótopos <sup>12</sup>C e <sup>13</sup>C, porém qual a justificativa da indicação da participação dos isótopos de C no processo principal de fracionamento do O (evaporação?).</p> <p>Ressalta-se que o <sup>12</sup>C tem ampla associação com eventos vulcânicos,</p>

queima de combustíveis fósseis e matéria orgânica.

Na página 45, comenta “teores isotópicos de O”, melhor falar em  $\sigma^{18}\text{O}$  ou relação isotópica 18O/16O.

O  $\sigma^{18}\text{O}$  é resultado principal do fracionamento isotópico associado a evaporação e, secundariamente, longitude e temperaturas.

No item 6, sobre rochas sedimentares, importante para o entendimento do item e dos manuscritos, detalhar que tipo de rocha sedimentar é: siliciclástica ou química. Isto é fundamental pois os comportamentos dos isótopos e dos elementos terras raras são diferenciados. Neste ponto também se questiona qual a matriz sedimentar onde o fragmento fóssil (dente ou osso) analisado estava inserido.

O autor comenta sobre diagênese nos materiais analisados. O que foi considerado como “diagênese”? Quais os parâmetros de pressão, temperatura...?

Na página 55, em relação ao comportamento do U, pode-se dizer que o U é móvel na presença de água ou umidade, mas permanece quando é seco. Não seria o caso também de analisar as rochas onde os fragmentos estão imersos?

- Página 59, sugiro consultar referências bibliográficas recentes sobre o rifteamento e evolução do Pangeia. O Triássico é um período chave no início da “quebra”, idades em torno de 200 Ma. Na plataforma sul-americana tem comportamento diferenciado pois ao norte, magmatismo predomina e, ao sul, sedimentação. É um período com sedimentação do tipo *red bed*, ambiente oxidante e eventos magmáticos intensos.

Em relação a Bacia do Paraná, há preferência por denominá-la de intraplaca.

Na página 87, para a microscopia eletrônica de varredura, é a Lei de Bragg?

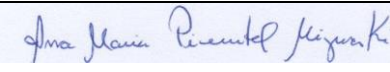
A “Análise integradora dos artigos” da forma exigida pelo PPGGEO não foi devidamente apresentada.

No manuscrito 1, a relação isotópica do C tem como padrão o PDB e o relacionado com o O, expresso em SMOW. O recomendado é utilizar também o mesmo padrão para o O. Qual o motivo desta escolha?

Manuscrito 3 é bastante complexo, sugere-se utilizar mais figuras onde

possível. A rocha sedimentar associada não tem influência no processo?

Agradeço novamente a participação na banca e parabênzo autor e orientador pela excelente tese.


Assinatura: 

Data: 03/06/2024

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:



<b>ANEXO I</b>	
Título da Tese:	
<b>“RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E PALEOECOLÓGICA DO TRIÁSSICO DO RIO GRANDE DO SUL COM BASE EM EVIDÊNCIAS GEOQUÍMICAS EM DENTES DE TETRÁPODES”</b>	
Área de Concentração: <b>Paleontologia</b>	
Autor: <b>Leonardo Corecco De Queiroz</b>	
Orientador: <b>Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz</b>	
Examinador: <b>Prof. Dr. Hermínio Ismael de Araújo Júnior</b>	
Data: <b>03/06/2024</b>	
Conceito: <b>A</b>	
<p style="text-align: center;"><b>PARECER:</b></p> <p>Leonardo Corecco de Queiroz, candidato ao título de Doutor em Ciências pelo Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, apresentou sua Tese de Doutorado dentro do tempo estipulado, demonstrando profundidade no conhecimento a respeito dos temas pertinentes à sua pesquisa. Em atendimento aos requisitos estabelecidos pelo Programa, o doutorando apresentou três artigos científicos resultantes de sua tese, os quais foram submetidos para publicação em periódicos científicos relevantes na área de Geociências. O documento e a apresentação apresentam a qualidade esperada para um Doutorado. As dúvidas e questionamentos foram satisfatoriamente respondidos pelo candidato. Os artigos produzidos serão de grande importância para a compreensão dos aspectos paleoambientais e paleoecológicos que podem ser obtidos com base no estudo geoquímico de vertebrados fósseis do Triássico do Rio Grande do Sul. Sem dúvida, serão artigos muito citados por quem estuda a fauna, flora e cenários do Triássico da América do Sul.</p>	
Assinatura:	Data: <b>03/06/2024</b>
 Documento assinado digitalmente <b>HERMINIO ISMAEL DE ARAUJO JUNIOR</b> Data: 03/06/2024 17:41:16-0300 Verifique em <a href="https://validar.it.gov.br">https://validar.it.gov.br</a>	
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

**ANEXO I**

Título da Tese:

**“RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL E PALEOECOLÓGICA DO TRIÁSSICO DO RIO GRANDE DO SUL COM BASE EM EVIDÊNCIAS GEOQUÍMICAS EM DENTES DE TETRÁPODES”**

Área de Concentração: Paleontologia

Autor: **Leonardo Corecco De Queiroz**

Orientador: Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz

Examinador: Prof. Dr. Mário André Trindade Dantas

Data: 03/06/2024

Conceito: A

**PARECER: Aprovado**

Assinatura:  Data: 03/06/2024

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: