



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Gustavo Prado de Oliveira Martins

**Lajedo de Soledade (Apodi, Rio Grande do Norte): fossildiagênese de
vertebrados quaternários, sedimentologia e estratigrafia**

Rio de Janeiro

2024

Gustavo Prado de Oliveira Martins

**Lajedo de Soledade (Apodi, Rio Grande do Norte): fossildiagênese de vertebrados
quaternários, sedimentologia e estratigrafia**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Hermínio Ismael de Araújo Júnior

Coorientadores: Prof. Dr. Anderson Costa dos Santos e Prof. Dr. Kleberon de Oliveira

Porpino

Rio de Janeiro

2024

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ/REDE SIRIUS/CTCC

M386 Martins, Gustavo Prado de Oliveira.
 Lajedo de Soledade (Apodi, Rio Grande do Norte): fossildiagênese de
 vertebrados quaternários, sedimentologia e estratigrafia / Gustavo Prado de
 Oliveira Martins.– 2024.
 96 f. : il.

 Orientador: Hermínio Ismael de Araújo Júnior.
 Coorientadores: Anderson Costa dos Santos e Kleberson de Oliveira
 Porpino.
 Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
 Faculdade de Geologia.

 1. Geologia estratigráfica – Quaternário – Apodi (RN) - Teses. 2.
 Tafonomia – Teses. 3. Sedimentologia - Teses. 4. Geomorfologia – Teses. I.
 Araújo Júnior, Hermínio Ismael de. II. Santos, Anderson Costa dos. III.
 Porpino, Kleberson de Oliveira. IV. Universidade do Estado do Rio de
 Janeiro. Faculdade de Geologia. V. Título.

 CDU: 551.25(813.2)

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese,
desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Gustavo Prado de Oliveira Martins

**Lajedo de Soledade (Apodi, Rio Grande do Norte): fossildiagênese de vertebrados
quaternários, sedimentologia e estratigrafia**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geociências.

Aprovada em 26 de Julho de 2024.

Orientador: Prof. Dr. Hermínio Ismael de Araújo Júnior

Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientadores : Prof. Dr. Anderson Costa dos Santos

Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Kleberson de Oliveira Porpino

Universidade do Estado do Rio Grande do Norte

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Fernando Henrique de Souza Barbosa

Universidade do Estado do Amazonas

Prof. Dr. Celso Lira Ximenes

Petrobras

Prof. Dr. Werlem Holanda Dos Santos

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Rodrigo Leandro Tomassini

Universidad Nacional Del Sur

Prof.^a Dra. Mírian Liza Alves Forancelli Pacheco

Universidade Federal de São Carlos

Rio de Janeiro

2024

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais e família por todo o apoio e força que me deram durante os difíceis anos deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Hermínio Ismael de Araújo Júnior pelos anos de orientação ao longo do trabalho de conclusão de curso e do mestrado, por ter me orientado e ajudado a achar a área dentro da paleontologia que me gera tanto prazer pesquisar e por ter me apoiado mesmo nos momentos mais difíceis desta grande etapa. Aos Coorientadores Dr. Anderson Costa dos Santos e Dr. Kleberson de Oliveira Porpino por todo apoio e ajuda que deram durante este trabalho, pela ajuda no amadurecimento da minha escrita e produção científica e pela inspiração e orientação de como aprofundar meus estudos e pesquisas dentro da minha área.

À Professora Me. Maria de Fátima Cavalcante Ferreira dos Santos da Universidade Federal do Rio Grande do Norte por ceder as lâminas de seu estudo da Ravina do Leon.

Ao Professor Dr. Marcelo Henrique Prado da Silva do Instituto Militar de Engenharia, à Dra. Talita Gama de Sousa, ao Dr. Hamilton Gama Filho e ao Professor Dr. Marcelino José dos Santos da Universidade do Estado do Rio de Janeiro pelo auxílio com as análises de difração de raios X das amostras e pelas contribuições para a elaboração do artigo.

Aos técnicos do Laboratório de Oceanografia geológica da Universidade do Estado do Rio de Janeiro pelo auxílio com as análises dos sedimentos e por explicar e ajudar a aplicar a metodologia que tornou possível as análises feitas neste trabalho.

Aos técnicos do Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da Universidade do Estado do Rio de Janeiro pela confecção das lâminas utilizadas neste trabalho, parte essencial de minha pesquisa.

À Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro pela concessão de bolsa, sem a qual este trabalho não seria possível.

Aos colegas do LABPALEO Luiza Barreto, João Paulo da Costa e André Cidade e todo auxílio que deram em vários momentos.

Ao Cláudio Sena e a equipe do Museu do Lajedo de Soledade pelo auxílio com a etapa de campo desta pesquisa.

Tudo o que temos de decidir é o que fazer com o tempo que nos é dado.

J. R. R. Tolkien

RESUMO

MARTINS, Gustavo Prado de Oliveira. **Lajedo de Soldade (Apodi, Rio Grande do Norte):** fossildiagênese de vertebrados quaternários, sedimentologia e estratigrafia. 2024. 96 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2024.

O Lajedo de Soledade, uma grande exposição de rochas carbonáticas da Formação Jandaíra, apresenta muitas ravinas e cavernas formadas a partir da ação de processos cársticos nas falhas e fraturas NE-SW e NW-SE presentes no local. As ravinas se encontram preenchidas por sedimentos quaternários contendo restos de vertebrados. Estudos foram feitos neste local, variando de estudos taxonômicos a tafonômicos, entretanto sem controle estratigráfico. Este trabalho visa compreender a história fossildiagenética assim como a sedimentar deste importante sítio paleontológico durante o Quaternário com base em análises sedimentológicas, estratigráficas e fossildiagenéticas. Os dados revelaram que uma forte sazonalidade afeta o lajedo desde o início do Quaternário. Alta disponibilidade de água foi um fator importante para o processo de formação de calcita pela lixiviação dos íons dos carbonatos da Formação Jandaíra seguido pela precipitação deste mineral. Esta alta disponibilidade também foi um fator importante para a acumulação de íons necessários, pelo mesmo processo de lixiviação das rochas no entorno, para a precipitação de goethita e magnesita durante períodos de seca. Os períodos de seca são responsáveis pela formação de fraturas de ressecamento observadas em várias lâminas, assim como por proporcionar as condições adequadas para a precipitação de goethita e magnesita nos fósseis e sedimentos. A calcita e goethita possuem mecanismos secundários de formação, com a calcita sendo pela dissolução do material original dos ossos e goethita possivelmente pela alteração de pirita originalmente formada como resultado do decaimento da matéria orgânica inicialmente presente. Estes minerais são os principais precipitados, mas outros secundários estão presentes, a halita e hidroxiapatita. O principal mineral clástico observado é o quartzo, com alguns grãos possuindo uma complexa história. Alguns grãos apresentam cimento no seu entorno, podendo este ser formado antes ou depois da sua deposição dentro do poro, mas certos poros apresentam uma grande massa de cimento englobando vários grãos de quartzo. Os dados obtidos a partir das análises dos sedimentos da Ravina das Araras podem ser inferidos para a camada de sedimentos da Ravina do Leon. Foram identificadas três camadas para a Ravina das Araras, as camadas A, B e C. Os sedimentos destas camadas definem o vento como agente principal de transporte, com a água sendo um agente secundário. Entretanto, existe uma gradual mudança de padrão desde a camada mais profunda, a camada A, até a mais superficial, a camada C, onde a água aos poucos se torna um agente de transporte mais importante. Esta transição permite inferir uma gradual mudança das condições climáticas durante o Quaternário, com um clima inicialmente mais seco aos poucos se tornando mais húmido. Os dados fossildiagenéticos apresentados são compatíveis com observações feitas sobre outras localidades na América do Sul que definem substituição por óxido de ferro e carbonato e óxido preenchendo os poros como sendo os processos mais comuns nesta região, assim como uma forte sazonalidade presente desde o Mioceno.

Palavras-chave: tafonomia; Bacia Potiguar; paleoclima; permineralização; substituição.

ABSTRACT

MARTINS, Gustavo Prado de Oliveira. **Lajedo de Soledade (Apodi, Rio Grande do Norte):** quaternary vertebrate fossilization, sedimentology and stratigraphy. 2024. 96 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2024.

The Lajedo de Soledade, a great Jandaíra Formation rocks exposure, exhibits a large number of caves and ravines, which are the result of karstic processes interacting with the NE-SW and NW-SE faults and fractures present in this location. The ravines are infilled with quaternary sediments that contain vertebrate remains. Studies in this locale have investigated various aspects from the taxonomy to the taphonomy of the remains, but those were studies without stratigraphic control. This study aims to understand the fossilization and sedimentary history of this important paleontological site during the Quaternary through fossilization, sedimentary and stratigraphic analyses. The data reveals a strong seasonality present in the location since the beginning of the Quaternary. High water availability was an important factor for the process that forms calcite due to the weathering of the Jandaíra Formations carbonates and their subsequent precipitation. It was also an important factor in the accumulation of the necessary ions, through the same weathering process, for the precipitation of goethite and magnesite during the dryer periods. The dry periods were responsible for the formation of the fractures observed in various thin sections, as well as for providing adequate conditions for goethite and magnesite precipitation in the fossil and sediments. Calcite and goethite both have secondary mechanisms that promote their precipitation, with calcite being the dissolution of the original bone and goethite possibly being formed by the alteration of pyrite formed due to the decay of organic matter originally present in the sediments. These were the main precipitated minerals, but secondary ones are present, halite and hydroxyapatite. The main clastic mineral present is quartz, with some grains showing a complex history. Some grains show a thin cementation surrounding them, with this cementation possibly being formed before or after the deposition inside the pores, but some pores have a great cementation mass surrounding various quartz grains. The sediment data obtained from the Araras Ravine can be used to reach some conclusions about the Leon Ravine sediments. Three layers were identified in the Araras Ravine, layers A, B and C. The sediments show that wind was the main transport agent, with water as a secondary agent. The layers show a gradual shift from the deepest layer A to the most superficial layer C, where water slowly becomes a more important transport agent. This allows the interpretation of an initial dryer climate that slowly shifts to a more humid climate during the Quaternary. The fossilization data presented are compatible with observations made about fossilization in other locations in South America. Iron oxide replacement as well as carbonate and oxide permineralization are the main processes and strong seasonality is observed in this region since the Miocene.

Keywords: taphonomy; Potiguar Basin; paleoclimate; permineralization; replacement.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Listagem das lâminas estudadas e a ravina de origem.....	26
Tabela 2 –	Valores de Índice Histológico Geral definidos para resumir o grau de modificação diagenética.....	27

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar	15
Figura 2 – Coluna estratigráfica da Bacia Potiguar destacando as suas supersequências	17
Figura 3 – Coluna com a separação das sequências observadas na Formação Jandaíra	20
Figura 4 – Esquema demonstrando como falhas são elementos de controle para a formação de ravinas na Formação Jandaíra	22
Figura 5 – Diagrama do Lajedo de Soledade com as áreas de preservação destacadas.....	24
Figura 6 – Imagem de satélite do Lajedo de Soledade e o centro urbano próximo ...	25
Figura 7 – Mapa da bacia Potiguar com a localização do Lajedo de Soledade	34

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

G.P.	Grau de Permineralização
G.S.	Grau de Substituição
I.H.G.	Índice Histológico Geral
IME	Instituto Militar de Engenharia
LABOGEO	Laboratório de Oceanografia Geológica
LABPALEO	Laboratório de Paleontologia
LIETA	Laboratório de Instrumentação Eletrônica e Técnicas Analíticas
N	Norte
NE	Nordeste
NW	Noroeste
RN	Rio Grande do Norte
S	Sul
SE	Sudeste
SW	Sudoeste
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	14
1	CONTEXTO GEOLÓGICO	15
2	ÁREA DE TRABALHO	24
3	OBJETIVOS	26
4	MATERIAL E MÉTODOS	27
4.1	Índice Histológico Geral (I.H.G.)	28
4.2	Processos envolvidos na fossilização	29
4.3	Minerais envolvidos na fossilização	29
4.4	Grau de Permineralização (G.P.)	29
4.5	Grau de Substituição (G.S.)	30
4.6	Fraturamento	30
4.7	Cronologia de eventos	31
4.8	Análise Granulométrica	31
4.9	Análise Morfométrica	32
4.10	Análise de Raios X	32
5	RESULTADOS	33
5.1	Resultados da Escavação	33
5.2	Artigo 1	35
5.3	Artigo 2	49
	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	90
	REFERÊNCIAS	93

INTRODUÇÃO

O Lajedo de Soledade compreende um dos maiores sítios paleontológicos e arqueológicos do Estado do Rio Grande do Norte e possui uma área de cerca de 3 km², estando localizado no município de Apodi (Porpino et al., 2007). Este lajedo apresenta uma ampla área na qual se encontram expostas rochas carbonáticas da Formação Jandaíra (calcarenitos e dolomitos do Cretáceo Final da Bacia de Potiguar), que, devido à ação dos processos cársticos sob as falhas e fraturas de direção NE/SW e NW/SE, se tornou uma área com forte presença de ravinas e cavernas (Porpino et al., 2004). Estas ravinas encontram-se preenchidas por sedimentos quaternários, compostos principalmente por quartzos pouco arredondados (Porpino et al., 2007).

A importância do Lajedo de Soledade provém do seu registro paleontológico e arqueológico. Na área da arqueologia, o lajedo possui registros de pinturas rupestres, fragmentos de cerâmicas e material lítico (Porpino et al., 2007). Em termos paleontológicos, o lajedo apresenta restos de gastrópodes, equinóides, dentes de peixes e icnofósseis, sendo este registro marinho proveniente das rochas carbonáticas, e restos de vertebrados quaternários encontrados nos sedimentos que preenchem as ravinas (Porpino et al., 2007).

Após Rosado (1957) descrever a ocorrência vertebrados no Lajedo de Soledade, este se tornou o foco de vários estudos ao longo do tempo. Alguns trabalhos, como Porpino et al. (2004), tem como objetivo principal a identificação taxonômica de espécimes fósseis; e outros, como Santos et al. (2002), focaram na identificação e interpretação de feições tafonômicas (tanto bioestratinômicas quanto fossildiagenéticas), no entanto, sem controle estratigráfico.

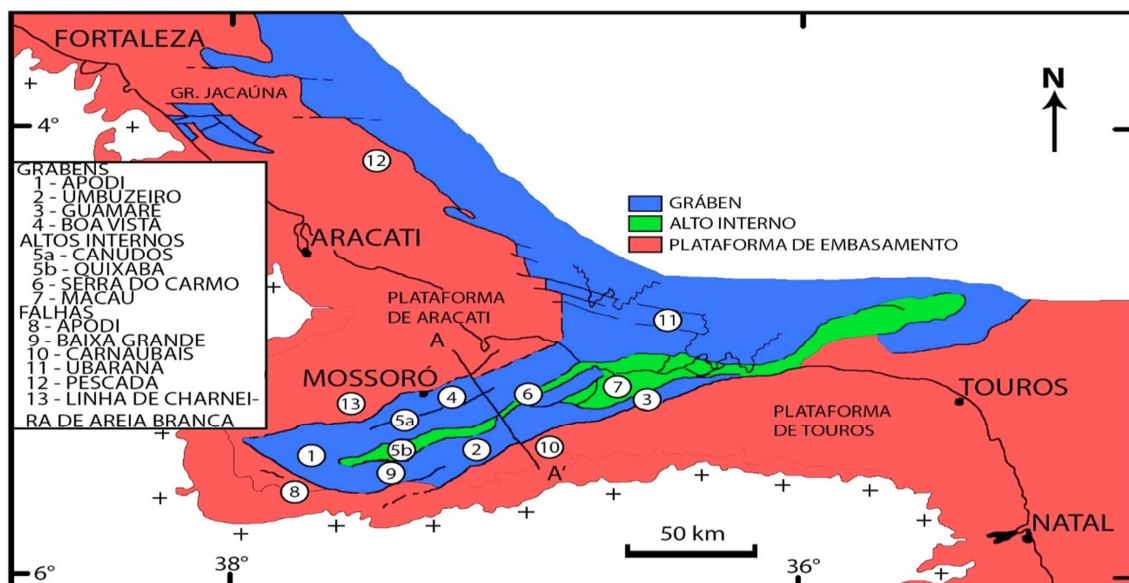
Este trabalho tem por objetivo compreender a história sedimentar e fossildiagenética deste importante sítio paleontológico a partir análises sedimentológicas e estratigráficas de seu conteúdo sedimentar, assim como fossildiagenéticas de seu conteúdo fóssilífero. Além disso, análises comparativas serão realizadas com outras localidades fóssilíferas do Nordeste do Brasil, a fim de elucidar possíveis eventos ou características regionais que influenciaram o registro quaternário no Nordeste brasileiro.

1 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Potiguar está localizada na margem leste equatorial do Brasil (Araripe e Feijó, 1994), com grande parte de sua área localizada no Estado do Rio Grande do Norte e uma menor porção localizada no Estado do Ceará (Pessoa Neto et al., 2007), entre os paralelos 4°50'S e 5°40'S e os meridianos 35°0'W e 38°30'W (Campos, 2012). Esta bacia possui uma área de 48.000 km², com sua porção emersa correspondendo a 45% da sua área (21.500 km²) (Pessoa Neto et al., 2007). A bacia é limitada pelo Alto de Fortaleza ao noroeste e a leste pelo Alto de Touros (Araripe e Feijó, 1994), ao sul é limitada pelo embasamento cristalino da Província Borborema e ao norte pela isóbata de 3000 metros segundo a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) (Campos, 2012).

Menezes (1996) descreve a porção emersa da Bacia Potiguar como sendo formada por um *graben* alongado na direção NE-SW com falhas definindo o seu limite com as plataformas do embasamento (figura 1). Para a calha principal da Bacia, Menezes (1996) descreve quatro hemi-grabens principais nomeados Apodi, Umbuzeiro, Boa Vista e Guamaré. Estes hemi-grabens estão separados por altos internos com a mesma orientação NE-SW denominados Canudos, Quixaba, Serra do Carmo e Macau (Menezes, 1996). A calha central da bacia se encontra limitada a NW pela Linha de Charneira de Areia Branca, a S-SW pelo sistema de falhas de Apodi e a SE pelos sistemas de falhas de Baixa Grande e Carnaubais (Menezes, 1996).

Figura 1 – Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar



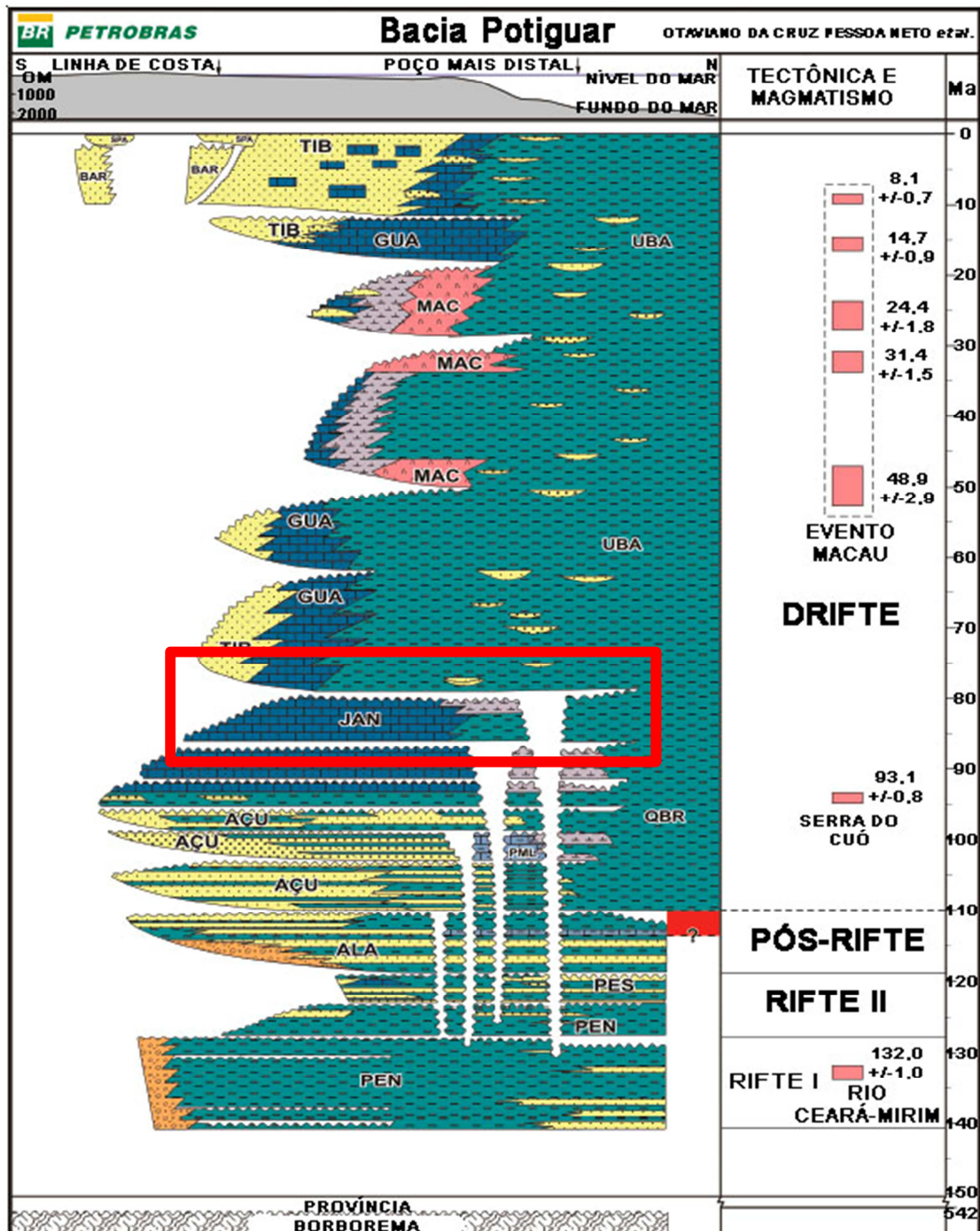
Fonte: Menezes, 1996.

As rochas do embasamento da Bacia Potiguar, como demonstrado pelo seu limite sul, faz parte da Província Borborema. Desde que foi definida por Almeida et al. (1977), a Província Borborema foi muito estudada, por diversos autores, com o objetivo de compreender e delimitar os múltiplos domínios que formaram esta província, assim como a sua complexa história. Hasui (2012) apresenta uma visão mais moderna, separando esta província em três setores, o Setentrional, Transversal e Meridional, e cada setor é separado em vários domínios. O setor mais relevante para discussões do embasamento para a Bacia Potiguar é o Setor Setentrional, localizado mais ao norte e que delimita o limite da bacia.

O Setor Setentrional é dividido por Hasui (2012) nos seguintes domínios: Médio Coreau, Ceará Central, Orós-Jaguaribe, Rio Piranhas-Seridó, São José de Campestre e Granjeiro. Todos os domínios deste setor possuem um complexo registro que se estende desde o Arqueano até o Cambriano-Ordoviciano, a exceção do Domínio Granjeiro, por ter registro somente até o Neoproterozoico. A sua composição é complexa, com unidades granitoides, metavulcanosedimentares, vulcanosedimentares, eclogíticas, metamórficas de alto grau, gnáissicas, metamáficas, máficas, félsicas em diques e, para o Cambriano-Ordoviciano, unidades sedimentares.

O embasamento da Bacia Potiguar, segundo Lima (2011) é composto pelos domínios Orós-Jaguaribe, Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre. O registro sedimentar desta bacia foi dividido em três supersequências: a Supersequência Rife (Cretáceo Inferior), a Supersequência Pós-rife (Andar Alagoas) e a Supersequência Drifte (Albiano-Recente) (Pessoa Neto et al., 2007). (Ver figura 2).

Figura 2 – Coluna estratigráfica da Bacia Potiguar destacando as suas supersequências.



Legenda: PEN – Formação Pendência; PES – Formação Pescada; ALA – Formação Alagamar; AÇU – Formação Açú; PML – Formação Ponta do Mel; QBR – Formação Quebradas; JAN – Formação Jandaíra; TIB – Formação Tibau; GUA – Formação Guamaré; UBA – Formação Ubarana; MAC – Formação Macau; BAR – Formação Barreiras.

Fonte: Pessoa Neto et al., 2007.

A Supersequência Rifte é descrita por Pessoa Neto et al. (2007) como englobando unidades de um ambiente flúvio-deltaico e lacustre, representado pelas formações Pendência e

Pescada (Cretáceo Inferior). A porção basal da Formação Pendência se encontra intercalada com rochas vulcanoclásticas do evento magmático Rio Ceará Mirim, um evento associado à gênese do rifte (Pessoa Neto et al., 2007). Esta supersequência está associada com as fases Rifte I e Rifte II da evolução tectônica da bacia e corresponde aos depósitos continentais da mesma (Pessoa Neto et al., 2007). Pessoa Neto et al. (2007) descrevem um regime de estiramento crustal para a fase Rifte I e um regime transcorrente para a fase Rifte II. O estiramento crustal da fase Rifte I está marcado por falhas com grandes rejeitos que atingem até 5000 metros.

A Supersequência Pós-rifte é descrita por Pessoa Neto et al. (2007) como sendo composta por unidades flúvio-deltaicas, assim como os primeiros depósitos marinhos, representados pela formação Alagamar. Esta supersequência está associada com a fase pós-rifte da evolução tectônica da bacia (Pessoa Neto et al., 2007).

A Supersequência Drifte é descrita por Pessoa Neto et al. (2007) como sendo composta por unidades fluviais a marinhas transgressivas representando depósitos do Cretáceo Inferior ao Cretáceo Superior, começando com calhas fluviais e gradando para depósitos carbonáticos de borda de plataforma, sendo representadas pelas formações Açu (Albiano-Cenomaniano), Ponta do Mel (Albiano), Quebradas (Albiano-Campaniano), Jandaíra (Turoniano-Campaniano), assim como uma sequência clástica e carbonática regressiva que abrange depósitos do Cretáceo Superior ao Pleistoceno, representada pelas formações Ubarana, Tibau e Guamaré, as três representando o registro do Campaniano ao Pleistoceno e a Formação Barreiras (Neomioceno-Pleistoceno). Além disso, foram observadas rochas vulcânicas (Eoceno-Oligoceno) associadas à Formação Macau. Esta supersequência está associada com a fase termal da evolução tectônica da bacia, sendo ela responsável pelos depósitos marinhos transgressivos e regressivos (Pessoa Neto et al., 2007). Destaca-se também a ocorrência na borda sul da bacia de afloramentos com derrames de basalto associados a um distinto evento magmático, os quais compõem a Formação Serra do Cuó, com idade próxima do limite Cenomaniano-Turoniano (Pessoa Neto et al., 2007).

A Bacia Potiguar teve uma complexa história tectônica. Dantas (1998) indica dois momentos principais, a evolução Mesozoica, com uma história tectônica complexa e ligada à formação da bacia e com modelos mais bem definidos, e uma evolução Cenozoica, que não possui um modelo bem definido. Dantas (1998) indica o evento de magmatismo associado à Formação Serra do Cuó como um evento de transição entre Mesozoico e Cenozoico.

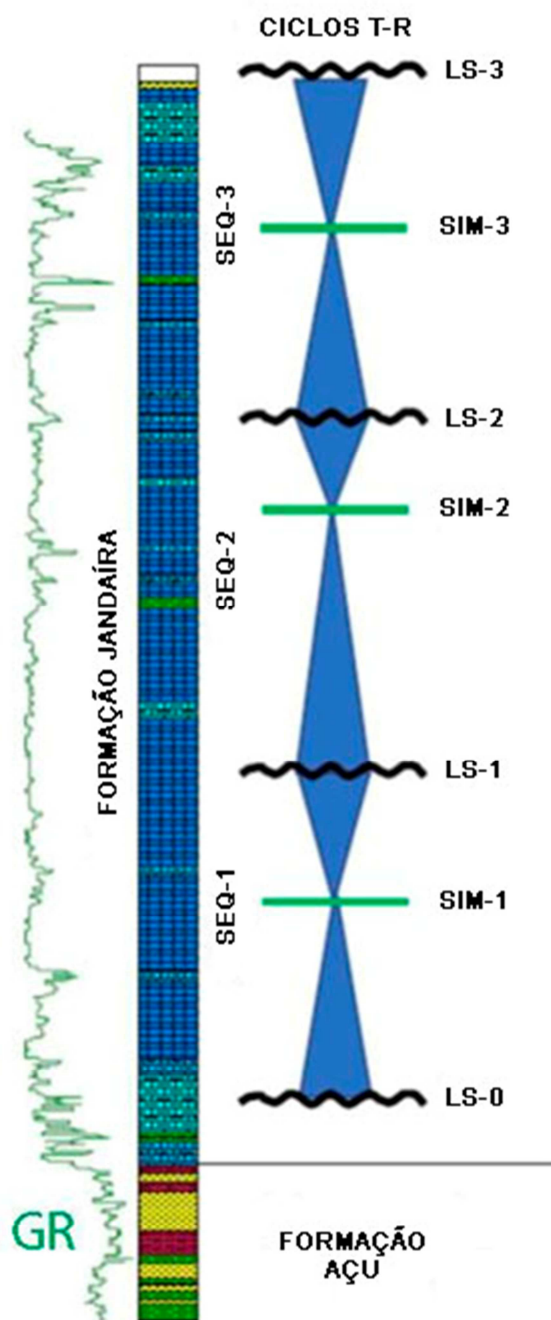
Para o Cenozoico, Dantas (1998) indica um tectonismo de menor intensidade, com foco na reativação dos sistemas de falhas Afonso Bezerra e Carnaubais, dobramentos com

eixo N-S como resultado de esforços compressivos E-W e reativações tectônicas associadas com a geração das rochas intrusivas da Formação Macau.

Lima (2011) cita que sistemas de tensões atuais em conjunto com o regime tectônico atuante na região resultaram na reativação de estruturas previamente existentes no arcabouço estrutural da bacia, associando estas reativações aos sistemas de falhas Carnaubais (NE-SW) e Afonso Bezerra (NW-SE).

A Formação Jandaíra representa o ápice da fase transgressiva da bacia (Pessoa Neto et al., 2007). Esta fase está marcada pela transição de depósitos fluviais a marinhos rasos, como os siliciclásticos proximais da Formação Açu e os carbonatos da Formação Ponta do Mel, para a formação de uma plataforma carbonática dominada por maré, a Formação Jandaíra (Pessoa Neto et al., 2007). A Formação Jandaíra é composta por calcirruditos, calcarenitos e calcilitos bioclásticos, com a sua espessura variando com a localidade desde zero a 600 metros, com tendência a uma menor espessura em direção às águas mais profundas (Oliveira et al., 2014). Menezes (1996) menciona para essa formação a presença de intercalações eventuais de arenitos, folhelhos e anidrita. Os calcarenitos da Formação Jandaíra marcam a área que a formação se aproxima da plataforma continental e também marcam a transição para a Formação Açu (Oliveira, 2013). Bagni et al. (2020) indica que na porção oeste da bacia, foram identificadas três sequências dentro da Formação Jandaíra, caracterizadas por uma tendência a transição para ambientes mais rasos em direção ao topo, assim como uma separação de cada sequência em dois ciclos de trato de sistema transgressivo e trato de sistema de mar alto (Figura 3).

Figura 3 – Coluna com a separação das sequências observadas na Formação Jandaíra.



Legenda: GR – Perfil Raios Gamma; LS – Limite de Sequência; SIM – Superfície de Inundação Máxima; Ciclos T-R – Ciclos Transgressivos e Regressivos; SEQ – Sequência.

Fonte: Bagni et al., 2020.

A Formação Jandaíra aflora em grande parte da porção emersa da Bacia Potiguar, o que resulta nestas rochas sofrendo intensos processos de erosão e carstificação (Pessoa Neto et al., 2007). Este afloramento da Formação Jandaíra é resultado de um soerguimento que a Bacia Potiguar sofreu durante o Mesocampaniano (Maia e Bezerra, 2012). Muitos estudos

foram feitos com o objetivo de compreender os processos de dissolução que ocorrem nos carbonatos da Formação Jandaíra. Bagni et al. (2020), em um estudo geral da Formação Jandaíra, destacam que famílias de fraturas de destaque com orientação NE-SW e NW-SE estão presentes na Formação Jandaíra em larga escala e são responsáveis por concentrar os processos de dissolução responsáveis pela formação de feições como ravinas, cavernas e dolinas. Bagni et al. (2020) apontam que no intervalo Mioceno-Quaternário existiu um *stress* regional identificado como um regime de compressão NW-SE e um regime de extensão NE-SW, o qual resultou em um leve dobramento e na formação das fraturas observadas. Bagni et al. (2020) também indicam possíveis fontes para os fluidos envolvidos na dissolução responsável pela formação do relevo atualmente observado, com as fontes sendo fluidos com origem em camadas abaixo da Formação Jandaíra e águas meteóricas.

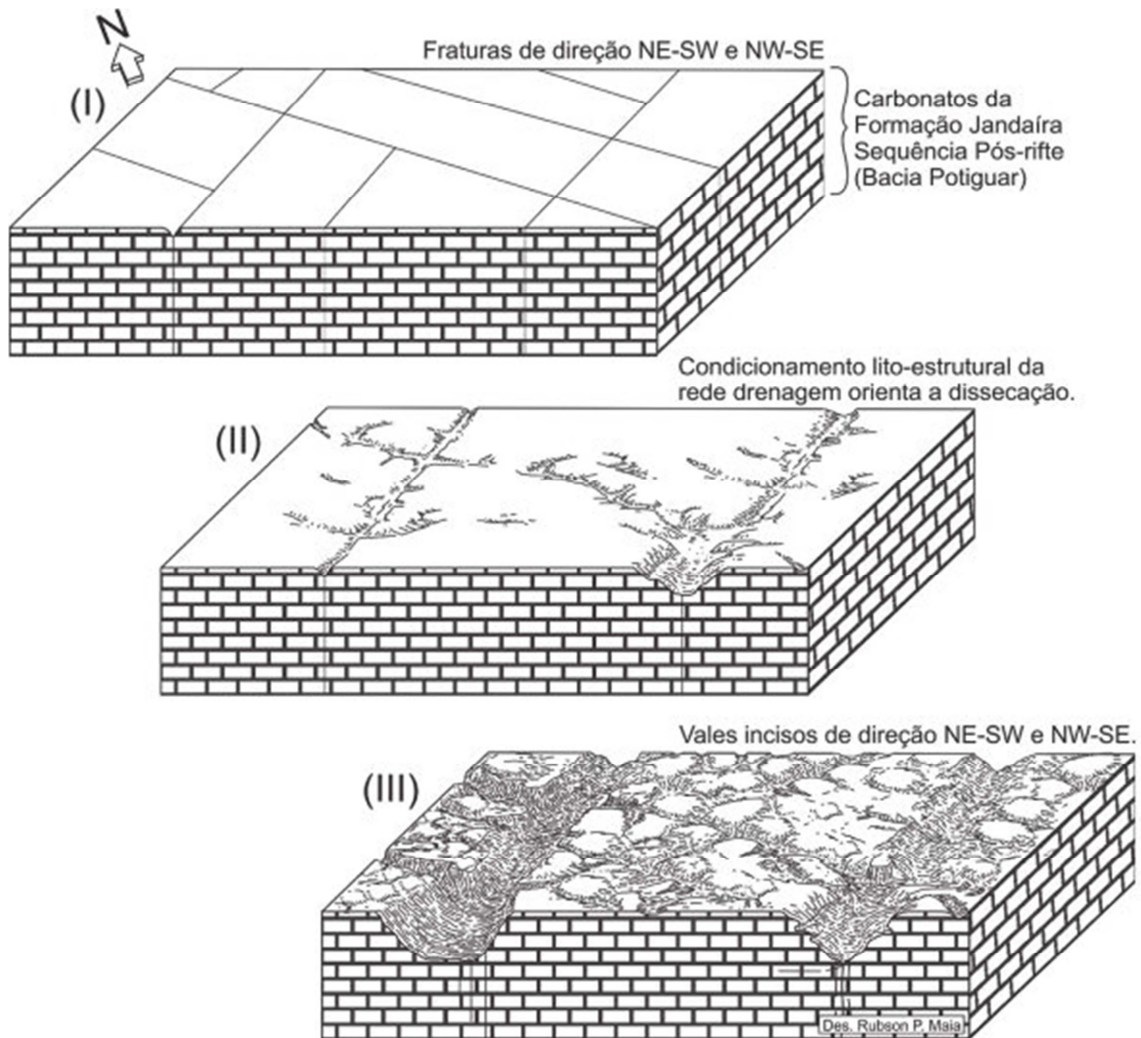
Gomes et al. (2019), ao realizar um estudo focado na área do Lajedo de Arapuá (Felipe Guerra, RN), identificaram quatro famílias de juntas (N-S, E-W, NE-SW, NW-SE) que, devido a características como a sua ocorrência em todo o lajedo, foram associadas a eventos tectônicos, assim como dois grupos de juntas estilolíticas, com um dos grupos sendo associado a um campo de tensão com origem tectônica e o outro sendo associado à compactação que ocorreu durante o processo diagenético. Gomes et al. (2019) também destaca que a família NE-SW é aquela com os maiores parâmetros medidos, sendo estes o comprimento, a profundidade e a largura, e que evidências como veios de extensão escalonados indicam um regime tectônico transcorrente responsável pela formação da família NE-SW.

Os processos erosivos que resultam nestes relevos cársticos na Formação Jandaíra na área do Lajedo do Rosário (Felipe Guerra, RN) são em sua maioria controlados por estruturas tectônicas como falhas e juntas (Carneiro et al., 2015). Nesse local há seis tipos de estruturas tectônicas e uma estrutura atectônica que controlam os processos de dissolução na área (Carneiro et al., 2015).

Estudos foram realizados também no Lajedo de Soledade para a identificação de feições estruturais. Silva et al. (2013) apontam a presença de várias falhas e fraturas que possuem direções preferenciais NE-SW e NW-SE, com estas estruturas possuindo um papel importante na formação das ravinas e cavernas observadas no lajedo. Silva et al. (2013) descreve que estas estruturas funcionaram como condutos para o fluxo de água e isto acelerou a dissolução do carbonato, resultando no alargamento das fendas já existentes (figura 4). Rabelo et al. (2015) apresentam um estudo no Lajedo de Soledade que, a partir de dados estruturais e modelagem a partir de software, confirma que o processo de dissolução que

ocorre no local é controlado a partir dos elementos estruturais presentes, indicando que o processo mecânico que atuou no local foi a dilatação, um processo que promove a abertura de fraturas de acordo com o campo de tensões existente.

Figura 4 – Esquema demonstrando como falhas são elementos de controle para a formação de ravinas na Formação Jandaíra.



Fonte: Maia et al., 2012.

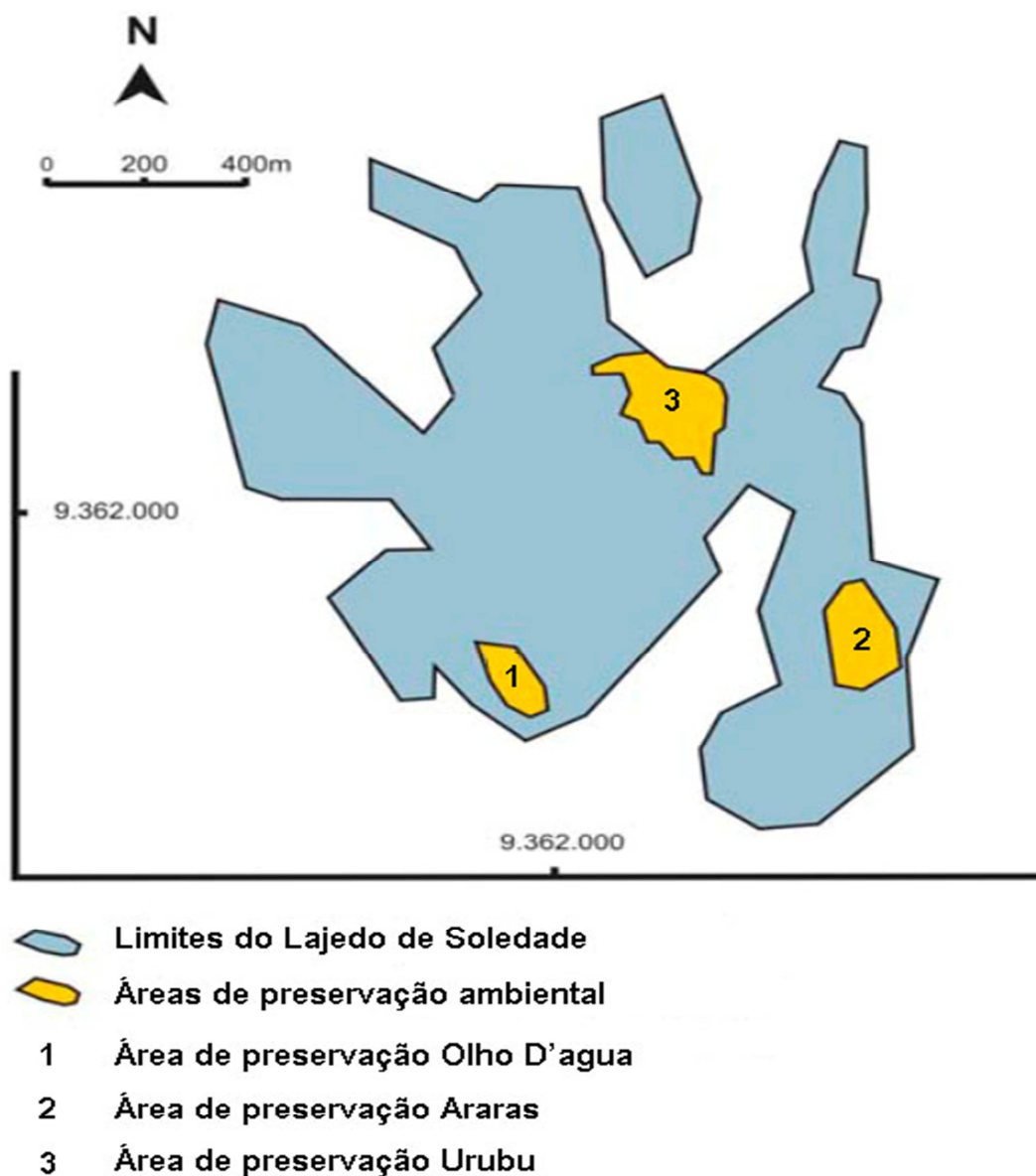
Com base nos dados apresentados anteriormente seria possível, a princípio, assumir que os eventos de *stress* regional que foram identificados afetando a Formação Jandaíra como um todo são responsáveis por criar as principais famílias de fraturas observadas no Lajedo de Soledade. Estas famílias possuem orientação compatível com as orientações das fraturas geradas por estes eventos. As famílias também aparentam possuir uma regularidade na Formação Jandaíra como um todo, visto que é possível observar estas famílias em outras

localidades dentro da formação. Estes dados são argumentos que podem sustentar a hipótese do *stress* regional ser o mecanismo que as formou. Podemos também associar estes eventos aos eventos de tectônica cenozoica citados na literatura, pois as famílias de fraturas registradas na Formação Jandaíra possuem direção compatível com as dos sistemas de fraturas reativados neste intervalo, mais precisamente, as direções dos sistemas Carnaubais e Afonso Bezerra.

2 ÁREA DE TRABALHO

O Lajedo de Soledade se encontra no município de Apodi, Distrito de Soledade, localizado no oeste do Estado do Rio Grande do Norte. Este importante sítio está dividido em três grandes áreas, Urubu, Olho D'Água e Araras (figura 5). O lajedo se encontra muito próximo do centro urbano de Soledade (figura 6), com o acesso mais próximo a ambos sendo feito a partir da BR-405, a partir de uma saída nas proximidades da cidade de Apodi.

Figura 5 – Diagrama do Lajedo de Soledade com as áreas de preservação destacadas



Fonte: Porpino et al., 2007.

Figura 6 – Imagem de satélite do Lajedo de Soledade e o centro urbano próximo



Fonte: Banco de dados do Google Earth.

Trabalhos de conscientização da população para a preservação do Lajedo resultaram na delimitação de áreas de preservação desta importante localidade onde se encontra a maior exposição de rochas calcárias da Bacia Potiguar.

3 OBJETIVOS

Compreender a história dos sedimentos preservados nas ravinas do Lajedo de Soledade, assim como a história fossildiagenética dos restos de vertebrados contidos nestes mesmos sedimentos, visando melhor entender a história dos processos deposicionais e preservacionais dos registros do Quaternário brasileiro.

Objetivos específicos:

- A escavação da Ravina das Araras com a finalidade de entender a sua estratigrafia, analisar os sedimentos e os fósseis contidos em suas camadas;
- A análise fossildiagenética de fósseis da Ravina do Leon, buscando entender os processos fossildiagenéticos e seu histórico durante o Quaternário;
- Obter uma visão mais ampla da relação entre a sedimentação e a fossildiagênese no Lajedo de Soledade durante o Quaternário e discutir os processos que atuaram na localidade.

4 MATERIAL E MÉTODOS

A base deste trabalho foi a coleta de amostras sedimentológicas e paleontológicas em ravinas no Lajedo de Soledade (5°35'S, 37°48'O) para realizar análises fossildiagnéticas, geoquímicas, geocronológicas e sedimentológicas, assim como análise da estratigrafia dos locais escavados. A ênfase foi dada para a Ravina das Araras e para a Ravina do Leon.

Seguindo a metodologia, as seguintes etapas foram aplicadas para a Ravina das Araras: (1) Escavação de trincheiras nos locais selecionados e confecção de um perfil estratigráficos; (2) Coleta de amostras paleontológicas e sedimentológicas com o devido controle estratigráfico; (3) Análises fossildiagnéticas nas amostras a partir da confecção de lâminas delgadas das mesmas; (4) Estudo dos sedimentos por meio de análise de granulometria, morfometria e difratometria de raios X.

Para a Ravina do Leon não foi possível escavar a ravina, mas foram obtidas lâminas confeccionadas pela professora MsC. Maria de Fátima Cavalcante Ferreira dos Santos do Museu Câmara Cascudo da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, que previamente realizou um trabalho nesta ravina. A Tabela 1 mostra as lâminas utilizadas neste trabalho e indica a ravina de origem.

Tabela 1 – Listagem das lâminas estudadas e a ravina de origem

Lâmina	Ravina
RA-1	Araras
RA-2-1	Araras
RA-2-2	Araras
RA-2-3	Araras
RA-2-4	Araras
RA-2-5	Araras
RA-3-1	Araras
RA-3-2	Araras
13-Apodi	Leon
14-Apodi	Leon
15-Apodi	Leon
16-Apodi	Leon
17-Apodi	Leon

Fonte: O autor, 2023..

A seguir são detalhados os elementos das análises fossildiagnéticas, dos sedimentos e de raios X:

4.1 Índice Histológico Geral (I.H.G.)

O Índice Histológico foi proposto por Hedges e Millard (1995) para quantificar a preservação da integridade histológica e, posteriormente, foi renomeado para Índice Histológico Oxford. Baseado neste índice, Hollund et al. (2011) criaram o Índice Histológico Geral, que além dos processos biológicos também engloba processos de destruição não biológicos. Este índice é calculado, dependendo da relevância, para a lâmina toda ou para pontos individuais de diferentes seções, e que varia de 0 a 5 com base no percentual do osso original preservado no fóssil (ver Tabela 2).

Tabela 2 - Valores de Índice Histológico Geral definidos para resumir o grau de modificação diagenética

Índice	% aproximada de osso intacto	Descrição
0	<5	Não é possível identificar estruturas originais, a não ser os canais de Havers que possivelmente ainda podem ser identificados.
1	<15	Estão presentes pequenas áreas de osso bem preservado ou algumas estruturas lamelares entre padrões de destruição.
2	<50	Porções de osso bem preservado se encontram presentes entre áreas afetadas por processos destrutivos.
3	>50	Observa-se áreas mais extensas com osso bem preservado.
4	>85	Osso se encontra relativamente bem preservado, com pequenas áreas sendo afetadas por processos destrutivos.
5	>95	Muito bem preservado, muito similar ao osso fresco.

Fonte: Hollund et al., 2011.

4.2 Processos envolvidos na fossilização

Identificação de processos que afetam os restos ósseos para identificar as condições que afetaram os restos ósseos após o soterramento. Os principais processos analisados são a permineralização, que se trata do processo de preenchimento dos poros presentes nos ossos por minerais detríticos transportados ou minerais precipitados e substituição, que se trata do processo onde o material original se dissolve e outro mineral com composição distinta se deposita no lugar deste material mantendo a geometria original. Esta análise é feita a partir da observação das características para identificar visualmente quais os processos que afetaram os restos.

4.3 Minerais envolvidos na fossilização

Identificaram-se os minerais observados nas lâminas delgadas, diferenciando quando estes possuem natureza detrítica, quando se encontram na forma de grãos bem definidos, ou quando se trata de minerais precipitados, quando ocorrem sob a forma de minerais sem grãos bem definidos e apresentando um crescimento a partir das paredes dos poros. Também são identificados os minerais que substituem o material original do osso. A identificação dos minerais é feita a partir da observação dos mesmos com o auxílio de um microscópio e com a observação de características minerais que permitem identificar o mineral ou o grupo de minerais presentes. Estas observações são feitas seguindo as técnicas de microscopia ótica detalhadas por Raith et al. (2012).

4.4 Grau de Permineralização (G.P.)

A identificação deste parâmetro é feita visualmente durante a observação da lâmina sob o microscópio. Para atenuar os erros resultantes da diferença de interpretação desta feição por diferentes observadores, a definição do Grau de Permineralização é feita por meio de faixas de porcentagem, indicando a taxa de preenchimento dos poros dos restos de vertebrados. As seguintes faixas foram utilizadas: 0 a 10; 10 a 20; 20 a 30; 30 a 40; 40 a 50;

50 a 60; 60 a 70; 70 a 80; 80 a 90 e 90 a 100. Os processos de preenchimento de poros não possuem limites bem definidos, portanto as faixas apresentam uma base para comparação entre lâminas. Os extremos deste parâmetro indicam situações bem distintas, mas quanto mais próximas são as faixas mais sutil se torna a discussão sobre as suas diferenças e mais relevante se torna uma análise comparativa entre lâminas.

4.5 Grau de Substituição (G.S.)

Similar ao Grau de Permineralização, a identificação desta feição é feita por meio da utilização de faixas de porcentagem, para também parcialmente compensar a incerteza gerada pela interpretação do observador, com a feição buscando identificar a alteração da matriz óssea original nas lâminas quando observadas por meio de um microscópio. As seguintes faixas foram utilizadas: 10 a 20; 20 a 30; 30 a 40; 40 a 50; 50 a 60; 60 a 70; 70 a 80; 80 a 90. A questão de importância para análise comparativa levantada para o G.P. se aplica para este parâmetro.

4.6 Fraturamento

Esta feição busca identificar a presença ou ausência de fraturas quando esta é observada por meio de um microscópio. Além da presença ou ausência, padrões de fraturamento, tais como o seu tamanho e sua distribuição pela lâmina também são caracterizados, oferecendo dados importantes sobre a história fossilífera dos restos. Cada padrão de fraturamento que pode ser encontrado em lâminas possui um significado distinto que aponta para condições do fóssil durante sua história ou processos ao qual foi submetido. Trabalhos como os de Stogner (2016) e Pfretzschner e Tütken (2011) apresentam modos de fraturamento e discutem as interpretações para os tipos de fraturas discutidas.

4.7 Cronologia de eventos

Quando possível, foi estabelecida a ordem de ocorrência de eventos na lâmina, sejam eles fraturamentos, permineralizações, entrada de minerais detríticos ou outros eventos.

4.8 Análise Granulométrica

O seguinte processo foi realizado no Laboratório de Oceanografia Geológica (LABOGEO) da UERJ, utilizando todo o material que sobrou após a separação de uma quantidade suficiente para a análise de difração descrita abaixo. Esta análise começa com a maceração da amostra para desagregar os agrupamentos de grãos. A maceração é feita com um gral e pistilo de cerâmica e entre cada amostra, estes equipamentos são lavados com água corrente seguido de uma lavagem com água destilada. Em seguida, é feita a pesagem da amostra em balança de alta precisão. Depois da pesagem, as peneiras apropriadas são escolhidas, com cada peneira correspondendo a uma granulometria, e estas são levadas a um agitador, onde a amostra é adicionada e o aparelho é ligado por 20 minutos. Após o término, cada peneira tem os grãos retidos nela retirados e pesados, para assim montar a curva granulométrica.

Os resultados são analisados de acordo com a metodologia de Folk e Ward (1957), que define grau de seleção ($\sigma\phi$) e assimetria (Sk). Grau de seleção indica o grau de dispersão dos valores granulométricos, indicando um aumento do transporte ou agitação do meio (Jesus e Andrade, 2013). Assimetria indica o grau de concentração de cada fração granulométrica e caracteriza a energia do ambiente no qual o sedimento foi depositado (Reddy et al. 2008).

$$\sigma\phi = \left[\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} \right] + \left[\frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \right]$$

(1)

$$Sk = \left[\frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} \right] + \left[\frac{(\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \right]$$

(2)

4.9 Análise Morfométrica

A análise granulométrica resulta na separação do sedimento em classes granulométricas. Estas classes são divididas em porções de cerca de 100 grãos e analisadas utilizando um microscópio estereoscópico. Esta análise foi feita no Laboratório de Paleontologia (LABPALEO) da UERJ, utilizando o microscópio estereoscópico SteREO DiscoveryV12 da marca ZEISS. As feições de cada grão são definidas de acordo com a metodologia de Costa (2015). Esta metodologia separa os grãos de acordo com grau de arredondamento em angulares, subangulares, subarredondados, arredondados e muito arredondados. Sua textura superficial é separada em sacaroide fosco, sacaroide liso, mamelonar fosco, mamelonar liso, liso polido e liso fosco. Os grãos também são classificados de acordo com a esfericidade, definida por Powers (1953) como alta, média e baixa.

4.10 Análise de Raios X

Amostras de sedimentos e de fósseis foram selecionadas para análise de raios X. O objetivo desta análise é identificar os minerais presentes nas amostras a fim de obter dados para discutir processos que afetaram as amostras. A análise começa com a secagem da amostra por 16 horas a 60°C e após passando por moinho de bolas com vaso em ágata. O pó resultante foi colocado em um porta-amostra cuidadosamente, evitando grandes pressões para não criar planos preferenciais. As amostras com os sedimentos foram analisadas usando um difratômetro Bruker D2 PHASER no Laboratório de Instrumentação Eletrônica e Técnicas Analíticas (LIETA) da UERJ, utilizando radiação Ni K α (30kV/10mA), escaneando a amostra entre 10 e 90 graus, com um tempo de escaneamento de 0,5 segundos por *scan* e rotacionando a amostra a 15 rpm e os fósseis utilizando um difratômetro PANalytical X'PERT PRO MRD com radiação Co K α (40 kV/45 mA) no Laboratório de Difração de Raios X no Instituto Militar de Engenharia (IME).

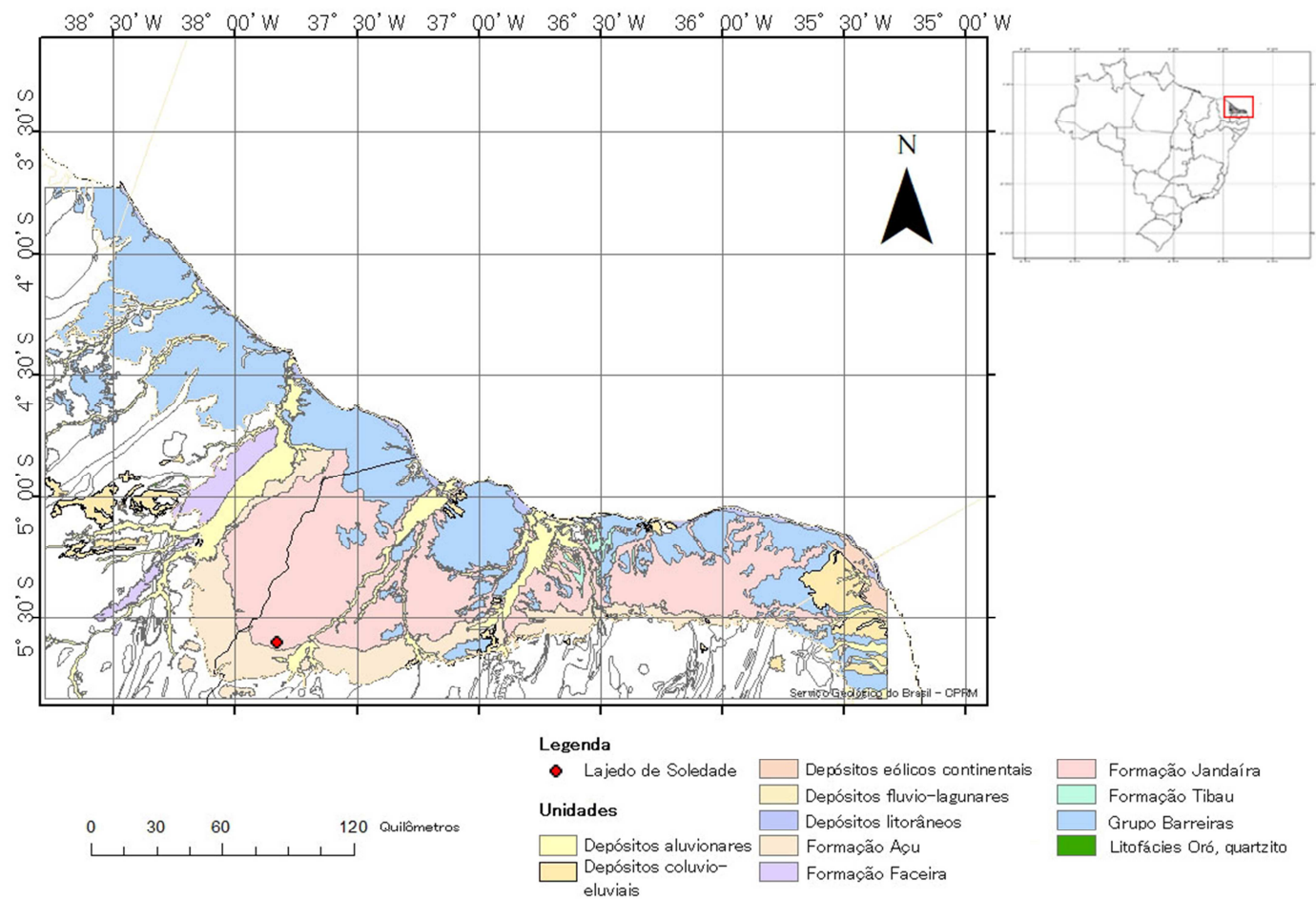
5 RESULTADOS

Os resultados estão apresentados três seções, uma descrevendo a escavação da Ravina das Araras e duas apresentando os artigos produzidos. Os artigos estão separados por ravina, com o primeiro artigo dedicado a apresentar e discutir os dados da Ravina do Leon e o segundo artigo apresenta e discute os dados da Ravina das Araras. Todos os dados obtidos durante este trabalho estão apresentados nos dois artigos abaixo.

5.1 Resultados da Escavação

A localidade escavada foi a Ravina das Araras (5°35'32.2" S, 37°49'37.4" W) (figura 7).

Figura 7 – Mapa da Bacia Potiguar com a localização do Lajedo de Soledade.



Fonte: Mapa montado pelo autor a partir dos dados da CPRM, 2023.

Na Ravina das Araras foram escavados cerca de 176 centímetros, onde uma trincheira foi aberta utilizando pás e o sedimento retirado foi depositado em baldes para após ser peneirado a fim de separar e coletar fósseis e artefatos de menor tamanho que se encontram nestes sedimentos. Todo este processo foi realizado com o devido controle estratigráfico.

Ao longo da escavação as seguintes camadas foram observadas: (1) Camada de 18 centímetros de cobertura atual; (2) Camada de 12 centímetros de areia fina e clara com presença de gastrópodes fósseis e fósseis de vertebrados (Camada C); (3) A primeira laje de carbonato com espessura variando de 1 a 10 centímetros; (4) Camada de 28 centímetros de areia grossa fossilífera, notando-se que dentro deste pacote temos uma lente de argila com 40 centímetros de largura e 15 centímetros de altura contendo restos de megafauna, mamíferos de médio e grande porte, répteis e anfíbios (Camada B); (5) Uma segunda laje de carbonato com cerca de 18 centímetros; (6) Camada de 90 centímetros de areia fina com argila, notando que cerca de 30 centímetros abaixo do topo deste pacote encontramos o nível freático (Camada A).

Destaca-se que a segunda laje aparenta ser mais regular e pode ser representada por um plano com atitude N15/27. Também foi medida no local uma fratura cujo plano possui direção N235.

Nesta ravina várias camadas e pavimentos de carbonato foram observados e, devido aos processos de dissolução do carbonato, não necessariamente o empilhamento destas unidades representa a sucessão cronológica das mesmas, impossibilitando a criação de uma coluna estratigráfica para o local.

5.2 Artigo 1

Título: Vertebrate fossil diagenesis of the Leon Ravine accumulation (Lajedo de Soledade, Apodi, Rio Grande do Norte): insights on the fossilization from Quaternary deposits in Brazil

Autores: Gustavo Prado de Oliveira Martins, Hermínio Ismael de Araújo-Júnior, Anderson Costa dos Santos, Kleberson de Oliveira Porpino

Periódico: Journal of Sedimentary Environments

Status: Publicado



Vertebrate fossil diagenesis of the Leon Ravine accumulation (Lajedo de Soledade, Apodi, Rio Grande do Norte): insights on the fossilization from Quaternary deposits in Brazil

Gustavo Prado de Oliveira Martins¹ · Hermínio Ismael de Araújo-Júnior² · Anderson Costa dos Santos^{3,4} · Kleberson de Oliveira Porpino⁵

Received: 1 March 2024 / Revised: 4 June 2024 / Accepted: 5 June 2024
 © The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Switzerland AG 2024

Abstract

Caves and ravines are important features in karst environments, although studying fossil diagenesis in ravines remains less explored than in caves. This study aims to address this gap, examining the fossil diagenesis, depositional patterns, and paleoclimatological data, focusing on the Leon Ravine within the Lajedo de Soledade site in Rio Grande do Norte, Brazil. Additionally, it compares these data with information from other preservational contexts in South America to elucidate the characteristics of fossilization and paleoclimate during the Quaternary period. The Leon Ravine experienced recurrent dry and flooding events, influencing the preservation of the original bone structures, particularly dependent on the timing of permineralization and recrystallization processes. Comparison with other data in South America revealed that carbonate permineralization and oxide replacement are the most common processes. Oxide permineralization is not as frequent but is especially common in osteocyte lacunae and canaliculi. Fractures are also common, but there are various mechanisms behind their formation. Evidence of humid and dry events is discernible across most locations, evidenced by distinct clues. These results reveal a large area in South America where consistent fossil-diagenetic and paleoclimatic conditions occur during the Quaternary.

Keywords Taphonomy · Potiguar Basin · Paleoclimate · Permineralization · Replacement

Communicated by M. V. Alves Martins

✉ Gustavo Prado de Oliveira Martins
gustavo.prado.martins@gmail.com

¹ Programa de Pós-graduação em Geociências, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rua São Francisco Xavier, 524 – Maracanã, Rio de Janeiro CEP 20550-013, Brazil

² Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil

³ Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil

⁴ Departamento de Geociências, Tektos Group and Instituto GeoAtlântico (UERJ, Brazil)/Geobiotec, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal

⁵ Departamento de Ciências Biológicas, Faculdade de Ciências Exatas e Naturais, Universidade do Estado do Rio Grande do Norte, Mossoró, Brazil

1 Introduction

While not the most predominant landscape on Earth's surface, Karst landscapes still exhibit a significant distribution, warranting extensive and detailed studies. Karst, karst processes, and karst terrains are terms that, while widely known and used, have unique nuances in their definitions. Grimes (1997) defines karst as a terrain displaying specific features resulting from factors such as high rock solubility and the development of secondary porosity. These factors culminate in the formation of diverse terrain features, both above and below ground, including caves, cones, dolines, and poljes (Jones & White, 2019).

The prolonged subaerial exposure of large pavements of carbonate rocks, with well-defined faults and fractures, can lead to the formation of distinctive features such as caves and ravines, as evidenced by the Lajedo de Soledade paleontological site in northeastern Brazil (Porpino et al., 2004). Caves and fissure sites serve as crucial sources for the

preservation of vertebrate fossils (Simms, 1994), rendering them excellent areas for paleontological studies.

The paleontology of Caves is well understood in the context of karst environments (Oliveira et al., 2023; Sousa et al., 2020; Trifilio et al., 2022) compared to other features like ravines. Caves and ravines share one point in common (Simms, 1994): sediment preservation. Located predominantly in erosional areas, these two types of environmental contexts are not entirely immune to erosion but are notably shielded from events that would erode most non-marine deposits. Caves, more specifically, provide conditions conducive to protecting remains from destructive agents, such as scavengers, weathering, and plant roots (Simms, 1994). Unlike caves, ravines lack the same degree of protection from certain agents, with plant roots as prime examples. However, ravines still offer some level of protection against specific agents, such as the previously cited scavengers.

The fossil diagenesis of vertebrate accumulations in ravines, alongside the depositional and paleoclimatological aspects that can be inferred from them, remains poorly known. Therefore, this study aims to shed light on this seldom-discussed topic by examining bone thin sections from a specific ravine.

2 Location and geological setting

This study focuses on the Leon Ravine in the Lajedo de Soledade site in Apodi municipality, Rio Grande do Norte State, Brazil. This site is a 3 km² karstic pavement composed of carbonate rocks from the Jandaíra Formation (Upper Cretaceous, Potiguar Basin) (Fig. 1).

The Potiguar Basin is formed by an NE–SW graben with a well-defined limit between the basin and the crystalline basement delineated by a series of faults (Menezes, 1996). Neto et al. (2007) defined three supersequences for the basin: (1) Rift, (2) Post-Rift, and (3) Drift. The Jandaíra Formation is part of the Drift Supersequence, representing the peak of the transgressive phase in the basin (Neto et al., 2007). This transgression is characterized by the gradual shift from the Açú Formation fluvial system to the Ponta do Mel Formation shallow marine to the Jandaíra Formation carbonate platform deposits (Neto et al., 2007). Lima (2011) attributed the reactivation of NE–SW and NW–SE fault systems to the tectonic regime and stress fields. As a result, the Jandaíra Formation shows many NE–SW and NW–SE faults, which concentrated

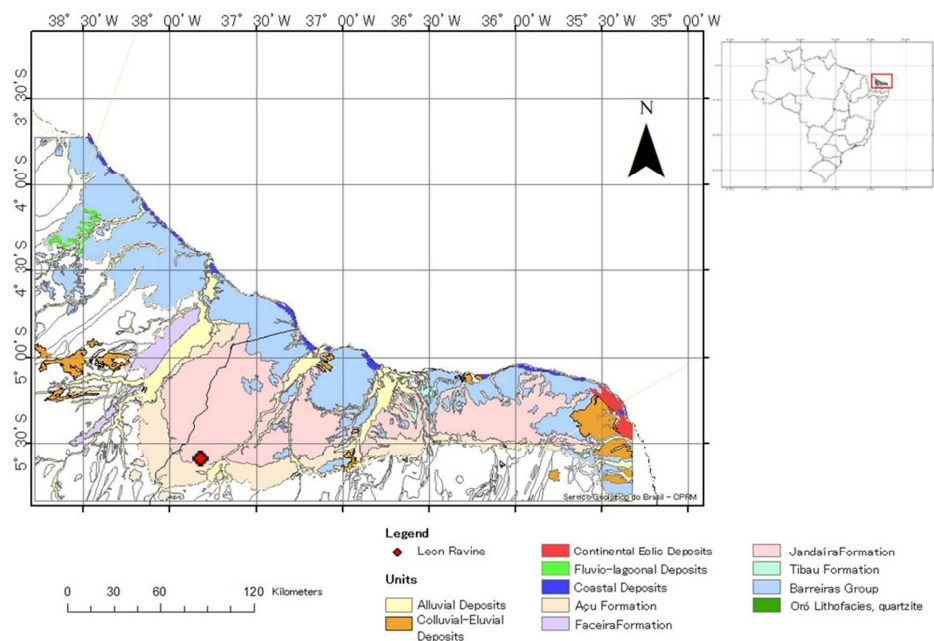


Fig. 1 Potiguar Basin map with the location of the Leon Ravine highlighted

the dissolution processes, resulting in the karstic features observed today, such as caves and ravines (Bagni et al. 2020).

The Leon Ravine is filled with Quaternary sediment comprising rounded sand-sized quartz grains and clays (Santos et al., 2002a). This ravine provided optimal conditions for accumulating and preserving Pleistocene mammal bones, primarily consisting of smaller sized and fragmented elements from large taxa (Santos et al., 2002b). Family-level taxa identified within this ravine include Equidae, Camelidae, Cervidae, Dasypodidae, Glyptodontidae, Megatheriidae, Macraucheniiidae, Toxodontidae, Gomphotheriidae, Hydrochoeridae, Canidae, and Felidae (Santos et al., 2002b).

3 Materials and methods

The material comprises five thin sections labeled as 13-Apodi, 14-Apodi, 15-Apodi, 16-Apodi, and 17-Apodi, initially studied by Santos et al. (2002a). Santos et al. (2002a) provided some initial considerations on the fossilization process, the minerals, and the fossilization stage of those thin sections. However, the present work adopts a different methodology described below. These thin sections were prepared from vertebrate fossil samples collected from the Leon Ravine, consisting of disarticulated and fragmented bones. While some of the material can be identified, with long bones being predominant in this category, some pose challenges for taxonomic identifications. The fossil-diagenetic analysis was conducted by observing the following attributes: (1) General Histological Index (GHI), (2) Types of Fossilization, (3) Permineralization Index (PI), (4) Replacement Index (RI), and (5) Fractures.

The GHI (Hollund et al., 2011) evaluates tissue preservation observed in the thin section considering biological and non-biological destructive processes (see Table 1). Depending on the characteristics of the thin-section content, multiple values may be used to describe thin-section areas with different characteristics.

Attributes related to fossilization allow inferences on the processes affecting the bone structure in each thin section, with substitution and permineralization being predominant. These attributes also enable the identification of relevant minerals, differentiation between precipitated and detrital minerals, and, consequently, determination of the conditions that led to the formation of each mineral. These data facilitate a better understanding of the burial and preservation conditions. Mineral identification was conducted using transmitted light microscopy.

The PI and RI were determined by observing the thin section through a microscope. To better quantify these variables, both parameters are segmented into percentage ranges to minimize the bias between observers. The ranges used are 0–10, 10–20, 20–30, 30–40, 40–50, 50–60, 60–70, 70–80, 80–90, and 90–100.

Fractures and their characteristics and patterns were documented to identify the formation process. When possible, a chronology of the events was also inferred.

4 Results and discussion

4.1 Microscopic observations

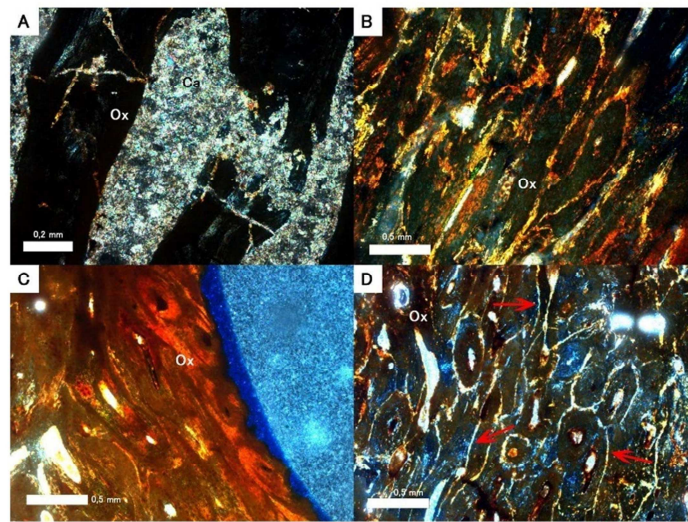
Thin-section 13-Apodi displays a PI of 90%–100%, with microstructural cavities primarily filled with calcite and micrite (Fig. 2A), and the presence of oxide crystals. It is important to note that canaliculi are exclusively infilled with oxide minerals. Permineralization involves the filling of cavities and pores with minerals transported by water (Casab, 2010), suggesting abundant water availability for thin sections with high PI. The RI for this thin section ranges from 90 to 100%, with most of the original tissue replaced by oxide (Fig. 2B), although isolated areas show carbonate replacement. This implies loss of the original components (e.g., hydroxyapatite) and replacement by new material (Cook et al., 1961), indicating conditions conducive to the instability of the original tissue, with oxide being the primary replacement mineral due to its high reactivity and

Table 1 The General Histological Index definitions as presented by Hollund et al. (2011)

General histological index	Approximate % of intact bone	Description
0	< 5	No original features identifiable, except that Haversian canals may be identifiable
1	< 15	Small areas of well-preserved bone present, or the lamellate structure is preserved by the pattern of destructive <i>foci</i>
2	< 50	Some well-preserved bone present between destroyed areas
3	> 50	Larger areas of well-preserved bone present
4	> 85	Bone is fairly well preserved with minor amounts of destroyed areas
5	> 95	Very well preserved, similar to modern bone

These values were used to characterize the alterations observed in this study

Fig. 2 Thin-section 13-Apodi with some features highlighted. **A** Carbonate infilling of the pores in the structure, cross-polarized light, 0.2 mm scale bar; **B** high degree of oxide replacement in the tissue, cross-polarized light, 0.5 mm scale bar; **C** an area with a high degree of structure preservation, as well as the standard infilling of osteocyte lacunae with oxides, cross-polarized light, 0.5 mm scale bar; **D** area showing many fractures, cross-polarized light, 0.5 mm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Red arrow = Fractures



significant influence on the transformation of organic and inorganic matter. The GHI of this thin section is mostly 1, with some isolated areas, particularly near the edges of the sample (Fig. 2C), reaching 3. The bone material of this thin section has undergone destructive events (Hollund et al., 2011), but not in a homogenous manner, with specific areas preserving some structures, such as preserved osteons. Dense fractured areas are evident (Fig. 2D), with extensive large-scale fractures that run through the whole bone structure indicating desiccation events that the bone endured.

Thin-section 14-Apodi has a PI of 90%–100%, indicating high water availability. The cavities on this thin section are predominantly filled with calcite, micrite, and oxide, mainly limited to the cavity walls (Fig. 3A). Similar to the previous thin section, canaliculi are exclusively infilled with oxide minerals. The thin section has an RI of 80%–90%, with oxide mostly replacing the original tissue (Fig. 3B). As previously stated, this indicates conditions promoting instability in the original tissue, with oxide being the primary replacement mineral. The GHI remains 4 throughout most of the thin section (Fig. 3B), suggesting that the bone was not subjected to intense destructive processes. Fractures are frequent and primarily large-scale and running through all structures, with many filled with micrite (Fig. 3C). However, some small-scale fractures are present and are primarily unfilled. The small-scale fractures may represent an initial stage of an interrupted desiccation event fracture. Large-scale fractures that run through the whole bone structure suggest desiccation events, and a chronology can be inferred based on

the filling of these fractures. Notably, certain areas exhibit dissolution of the original tissue (Fig. 3D), with secondary cavities primarily filled with micrite and oxide. This corrosion of some areas of the thin section indicates non-uniform conditions that possibly elevated the ravine's pH, followed by events of carbonate precipitation.

Thin-section 15-Apodi shows a PI of 40%–50%, with cavities filling mostly with bone fragments, detrital calcite with oxide grains, and some areas displaying precipitated carbonate in the pore walls (Fig. 4A). The thin section follows the pattern of canaliculi being exclusively infilled with oxide minerals. This index indicates conditions of low water availability. Some of the bone fragments show preserved structures, such as fragments of concentric lamellae (Fig. 4A). The RI of this thin section ranges from 90% to 100%, with most of the replacement being by oxide (Fig. 4B), indicative of conditions that promoted instability of the original tissue with oxide as the primary replacement. Still, some areas show carbonate replacement (Fig. 4C). The GHI is high with consistent values between 4 and 5 (Fig. 4C), suggesting minimal destructive processes. Fractures are uncommon in this thin section (Fig. 4D), but, when present, they are large scale and run through the bone structure, with some filled with micrite. Their rarity indicates desiccation events of lesser intensity compared to other thin sections.

Thin-section 16-Apodi has a PI of 80%–90%, with calcite widely distributed and occasional oxides but devoid of detrital grains (Fig. 5A), indicating high water availability. As was observed in the other thin sections, the canaliculi

Fig. 3 Thin-section 14-Apodi with fossil-diagenetic features highlighted. **A** Widespread carbonate infilling as well as oxide infilling near the pore walls, cross-polarized light, 200 μ m scale bar; **B** oxide replacement as well as a large-scale fracture, cross-polarized light, 0.5 mm scale bar; **C** large-scale infilled fracture, cross-polarized light, 200 μ m scale bar; **D** dissolution of the tissue followed by infilling of the secondary pore, cross-polarized light, 0.5 mm scale bar. Ca=Carbonate; Ox=Oxide; Red arrow=Fractures; Green arrow=Dissolution

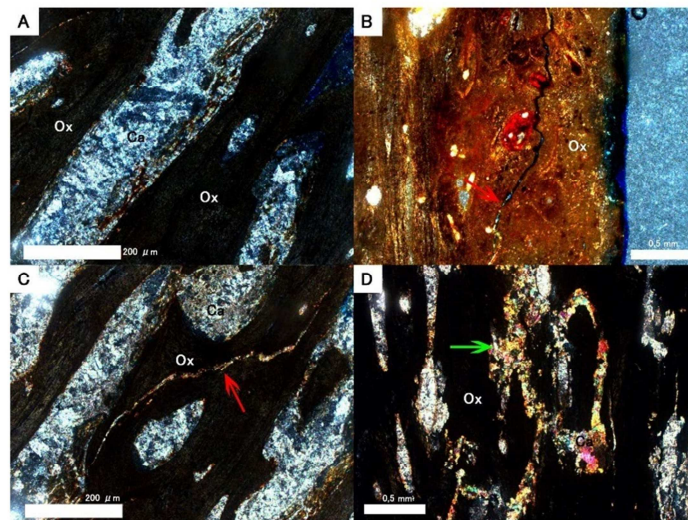
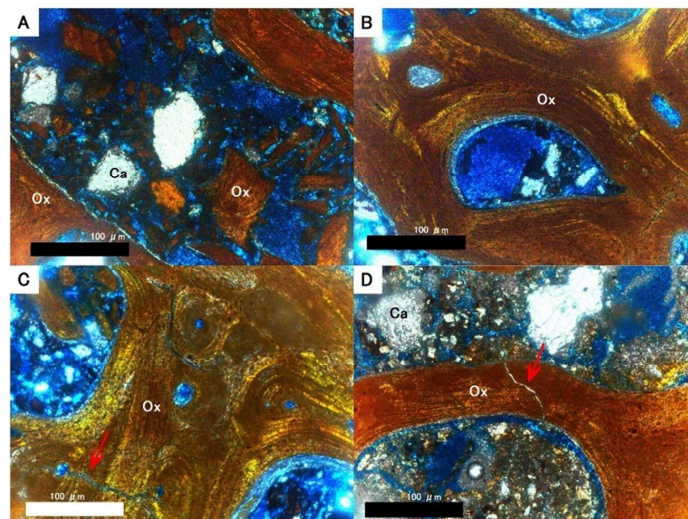


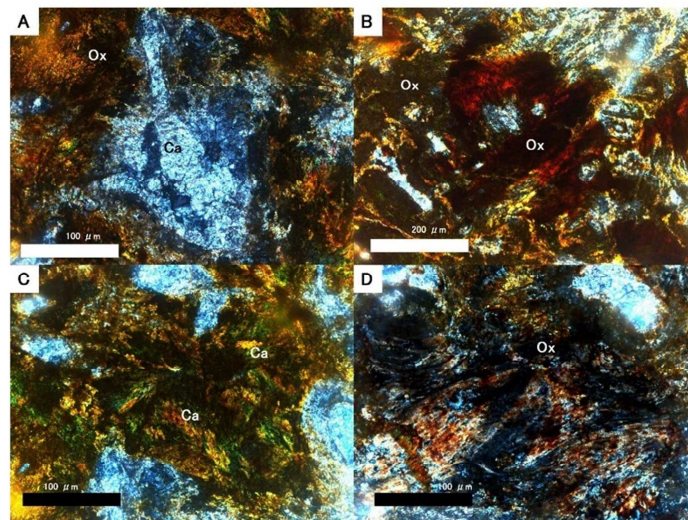
Fig. 4 Thin-section 15-Apodi with its fossil-diagenetic features exemplified. **A** Low pore infilling with large carbonate crystals and bone fragments, as well as carbonate in the pore walls, cross-polarized light, 100 μ m scale bar; **B** high replacement rate as well as exceptionally well-preserved structures, cross-polarized light, 200 μ m scale bar; **C** well-preserved structures that exemplify the high GHI of this thin section, as well as a rare carbonate replacement, cross-polarized light, 200 μ m scale bar; **D** one of the rare fractures observed in the thin section, cross-polarized light, 200 μ m scale bar; Ca=Carbonate; Ox=Oxide; Red arrow=Fractures



are exclusively infilled with oxide minerals. The RI for this thin section is 90%–100%, with oxide primarily replacing the original tissue (Fig. 5B), alongside large areas of carbonate replacement present (Fig. 5C). The high RI suggests conditions that promoted instability of the original

tissue, with oxide and carbonate replacement occurring, with carbonate being of higher importance when compared to the other samples. The GHI is variable, with most areas ranging between 2 and 3, but some as low as 1 (Fig. 5D) and some as high as 4, indicating heterogeneous impacts

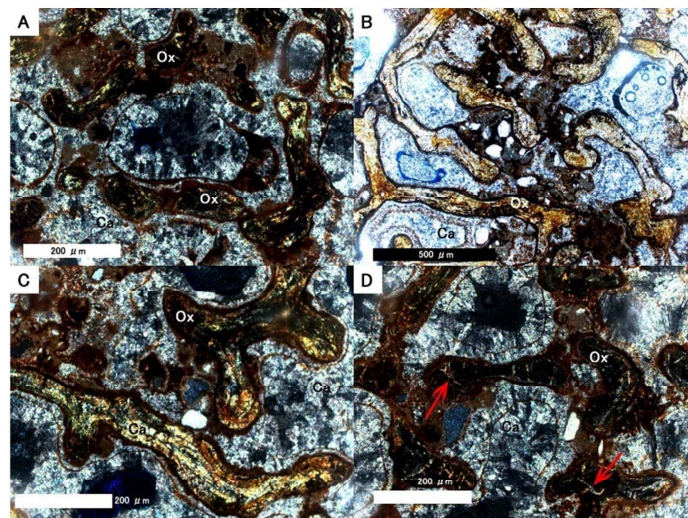
Fig. 5 Thin-section 16-Apodi with its fossil-diagenetic features highlighted. **A** Carbonate infilling the thin-section pores, cross-polarized light, 100 μm scale bar; **B** zone with predominantly oxide replacement, cross-polarized light, 200 μm scale bar; **C** zone with widespread carbonate replacement, cross-polarized light, 100 μm scale bar; **D** zone showcasing a low GHI area, cross-polarized light, 100 μm scale bar; Ca=Carbonate; Ox=Oxide



from destructive processes. Fractures are uncommon, primarily large scale and running through the bone structure, suggesting desiccation events of lesser frequency or intensity compared to other thin sections.

Thin-section 17-Apodi exhibits a PI of 90%–100% with both oxide and calcite present. However, oxide is mainly restricted to the pore walls, and carbonate primarily occurs in the form of large crystals in the interior of the pores (Fig. 6A), indicating high water availability and

Fig. 6 Thin-section 17-Apodi with the fossil-diagenetic features highlighted; **A** large carbonate crystals infilling the pores, as well as well-defined oxide layers parallel to the pore walls, cross-polarized light, 200 μm scale bar; **B** zone with oxide replacement, as well as the very well-defined oxides occurring in the pore walls, cross-polarized light, 500 μm scale bar; **C** zone showing both oxide and carbonate replacement at the same time, cross-polarized light, 200 μm scale bar; **D** zone showing the rare fractures of the thin section, cross-polarized light, 200 μm scale bar; Ca=Carbonate; Ox=Oxide; Red arrow = Fractures



the chronology of the permineralization events. The canaliculi in this thin section are also exclusively infilled with oxide minerals. The RI ranges from 90% to 100%, with most areas showing both carbonate and oxide replacement (Fig. 6C), with some regions showing predominantly carbonate and others primarily oxide replacement (Fig. 6B), indicating unstable conditions promoting replacement by both minerals. The GHI varies slightly from 0 to 1 (Fig. 6B), indicating minimal preservation of the original structure and intense destructive processes. While mostly restricted to specific regions, observed fractures are large scale and run through the bone structure (Fig. 6D), suggesting desiccation events, though not as frequent or intense as in other thin sections.

4.2 Paleoenvironmental insights

As mentioned previously, the Jandaíra Formation carbonates are marked by well-defined NE–SW and NW–SE faults. A model was proposed by Santos et al. (2002b) that explains the origin of the ravines. They are formed when these faults are enlarged through the flow of acidic waters that dissolve the surrounding carbonates.

The comprehensive analysis derived from the intersection of interpreted data suggests that the Leon Ravine experienced conditions conducive to the instability of original bone tissue over during its diagenetic history. Meanwhile, occurrences promoting oxide replacement were either frequent or prolonged, alongside events facilitating carbonate replacement. Water availability in the ravine remained usually high, but the low availability suggested by the thin-section 15-Apodi, coupled with the recorded desiccation events evidenced by large-scale fracture patterns, indicates periods of drought or frequent intervals of reduced water availability.

The variations in the GHI indicate that = events leading to the destruction of the original tissue did occur. However, their impact may not have been uniform across specimens, and the conditions producing them were not constantly stable.

As previously noted, large-scale fractures indicate desiccation events, which appear relatively frequent across all thin sections. Opposite to that, carbonate-filled fractures indicate periods where water filled the ravine, and the presence of both conditions infers the occurrence of desiccation cycles that the ravine likely underwent frequently.

The observed variation in the characteristics of the thin sections strongly suggests time-averaging, but its extent is impossible to determine. Still, it aids in envisioning a cyclical nature for the conditions prevailing in the ravine, similar to those observed in the present day.

4.3 Comparison with other studies

The data acquired from the Leon Ravine offer valuable paleoenvironmental insights. We can enhance our understanding of the environmental characteristics and fossil-diagenetic processes by comparing them with other studies, even those that used different methodologies, analyzed distinct preservational contexts and fall outside the Quaternary age of the deposit. Santos et al (2002a) previously examined the same thin sections, and the present study corroborates some of their observations regarding replacement and permineralization processes, associated minerals, such as calcite and oxide mineral (identified initially as limonite), and the presence of sand-sized bone fragments. Our study introduces new data on pattern fractures, GHI indicating heterogeneous destructive processes, high replacement indicating tissue instability, and high permineralization, all collectively suggesting high water availability.

Comparing data from Leon Ravine with those from other works on South America contributes to a better understanding of post-burial processes over a wide area and sheds light on some paleoclimate aspects.

Permineralization, for instance, is a prevalent process across many localities and deposits in South America. While the process itself is relatively common, its characteristics can vary. One of the most common forms is calcite permineralization, with many localities presenting this process: the F3 Cave in northeastern Brazil (Trifilio et al., 2022), the Lapinha Cave in northeast Brazil (Sousa et al., 2020), the Touro Passos Formation in southern Brazil (Lopes & Ferigolo, 2015), the Jirau Tank in northeastern Brazil (Araújo-Júnior et al., 2013), the Lagoa do Santo, Riacho Verde, and Lagoa do Rumão tanks in northeast Brazil (Martins et al., 2022). Outside of Brazil, there are also studies pointing out this process, with one study in the East Pisco Basin in Peru (Bosio et al., 2020) and three deposits in Argentina (Marin-Monfort et al., 2023; Montalvo et al., 2008; Tomassini et al., 2014). One interesting factor to note is that one study in Peru (Gariboldi et al., 2015) cites the occurrence of dolomite infilling cavities and one study (Marin-Monfort et al., 2023) specifically cites the occurrence of micrite alongside the previously cited calcite in cavities.

Fe oxide permineralization is also common. In Brazil, examples include the Lapinha Cave (Sousa et al., 2020), Chuí Creek (Lopes & Ferigolo, 2015), the Jirau Tank (Araújo-Júnior et al., 2013), Lagoa do Santo, Riacho Verde, and Lagoa do Rumão tanks (Martins et al., 2022) and the Campo Alegre tank (Carvalho-Laurentino et al., 2022). Outside of Brazil deposits in the East Pisco Basin of Peru (Bosio et al., 2020; Gariboldi et al., 2015) and three locations in Argentina (Tomassini et al., 2014 and Marin-Monfort et al., 2023) also exhibit this process. Mn Oxide permineralization seems to be less common, present in the Campo Alegre Tank

(Carvalho-Laurentino et al., 2022), the East Pisco Basin of Peru (Gariboldi et al., 2015), and the Farola Monte Hermoso in Argentina (Tomassini et al., 2014), with only one location (Méndez et al., 2017) seemingly having exclusively Mn oxides.

Replacement also occurs frequently in many locations, but its characteristics vary. The most common form appears to be replacement by Fe oxides, observed in Brazilian locations such as: Toca da Barriguda Cave in northeastern Brazil (Oliveira et al., 2023), Lagoa do Santo, Riacho Verde, and Lagoa do Rumu tanks (Martins et al., 2022), and the Campo Alegre tank (Carvalho-Laurentino et al., 2022). Outside of Brazil, two studies in Argentina (Montalvo et al., 2008; Tomassini et al., 2014) show both Fe and Mn oxide replacement.

Calcite replacement, while less frequent than oxide, still occurs in some locations, including the Jirau Tank (Araújo-Júnior et al., 2013), Lagoa do Santo, Riacho Verde and Lagoa do Rumu tanks (Martins et al., 2022), and Campo Alegre tank (Carvalho-Laurentino et al., 2022).

Fractures are also observed in various samples, although the processes creating them may vary slightly. Specimens from Lapinha Cave samples (Sousa et al., 2020) exhibit macroscopic fractures, while Cuvieri Cave (Mayer et al., 2019) shows microcracks associated with wetting and drying cycles. Lopes and Ferigolo (2015) identified fractures created by recrystallization and weathering, while Lagoa do Santo, Riacho Verde, and Lagoa do Rumu tanks (Martins et al., 2022) display desiccation pattern fractures and microcracks formed during wet periods (Carvalho-Laurentino et al., 2022). The East Pisco Basin exhibits both radial and pervasive microcracks (Bosio et al., 2020) and more intense fractures (Gariboldi et al., 2015), while in Argentina, fractures result from prolonged water immersion (Marin-Monfort et al., 2023) and lithostatic load (Méndez et al., 2017; Tomassini et al., 2014).

Wet and dry seasons and wetting and drying cycles are important aspects highlighted in some of these studies, though depending on the location and data analyzed the way these conclusions are reached vary. These cycles may be indicated by various factors such as some biogenic marks (Trifilio et al., 2022), microorganism activity on biogenic structures (Sousa et al., 2020), weathering cracks (Mayer et al., 2019), carbonate crusts, rhizocreations, and root tubules in dry climates and sand grains cemented by iron in humid climates (Lopes & Ferigolo, 2015), floods and winds transporting sediments during these periods (Araújo-Júnior et al., 2013), fracture patterns and permineralization attributes (Martins et al., 2022), microcracks formed during wet seasons (Carvalho-Laurentino et al., 2022), dissolution of Fe²⁺ in interstitial fluids during the wet season and hematite formation during the dry season (Marin-Monfort et al., 2023), precipitation of manganese oxide and calcareous

incrustations during dry seasons (Méndez et al., 2017), presence of *Paedotherium minor* (Notoungulata) during dry to humid hot climates (Montalvo et al., 2008) and filling of cavities during floods and presence of oxides during droughts (Tomassini et al., 2014). Table 2 shows a simplified organization of the data from these locations.

There are still several diagenetic scenarios proposed by other authors regarding various types of deposits that may apply, to varying degrees, to some of the data for the Leon Ravine. These include: (a) calcium carbonate-rich water surrounding bones leading to intense permineralization (Sousa et al., 2020); (b) the surrounding limestone functioning as a source for the iron samples (Oliveira et al., 2023); (c) weathering of basement rocks and dissolution–precipitation of bone calcium as sources for the minerals observed in the bones (Araújo-Júnior et al., 2013); (d) oxides filling osteocyte lacunae and canaliculi associated with the early formation of pyrite due to the reduction conditions brought on by the decay of organic material (Bosio et al., 2020); (e) infilling of trabecular bone as a result of negative pressure occurring due to the escape of gas during the degradation of organic matter (Gariboldi et al., 2015); (f) the importance of recrystallization during early diagenesis for the preservation of samples (Gioncada et al., 2018); (g) the association of manganese oxides with alkaline and oxidizing conditions and dry periods (Méndez et al., 2017); and (h) the contribution of permineralization to protect bone structures from destructive taphonomic processes.

4.4 Recontextualization of the ravine data and regional depositional characteristics

The infilling of smaller cavities such as the osteocyte lacunae and canaliculi with oxide (Fig. 2C) is related to the early formation of pyrite because of the reduction conditions due to the decay of the original organic material. The dissolved oxide concentration in the ravine is also an important factor, since the accumulation was not high enough to inhibit the formation of carbonates in the samples.

While the GHI varies between the samples and a determined pattern cannot be readily identified, the samples with high GHI are the result of early recrystallization and permineralization, which helped shielding the original structure from destructive processes (e.g., microbial attack) during the taphonomic history.

The oxides present in larger cavities are associated with alkaline oxidizing conditions that occur during drought events, while oxide replacement could be associated with a humid environment. Detrital infilling is linked to flood events and the precipitation of oxides to drought events. These clashing data points help reinforce the interpretation of a drought and flooding cycle for the Leon Ravine during

Table 2 Simplified table containing general characteristics of the compared locations in South America

Location	Figure 7 location number	Type of deposit	Age	GHI	Replacement	Permineralization	Fractures
Author's dataset							
Santos et al., (2002a, 2002b)	9	Ravine	Quaternary	0–5	Primarily Oxide	Carbonate and Oxide	Desiccation patterns
Trifilio et al. (2022)	9	Ravine	Quaternary	N/A	Limonite replacement	Carbonate, Oxide and Quartz	N/A
Sousa et al. (2020)	24	Cave	Quaternary	N/A	N/A, but possible Oxide replacement	Low Permineralization	N/A
Oliveira et al. (2023)	22	Cave	Quaternary	N/A	N/A	Calcite, Oxides and Bone Fragments	Cracks observed, but have different origin
Mayer et al. (2019)	21	Cave	Pleistocene	N/A	Silica and Iron	N/A	N/A
Lopes and Ferigolo (2015)	17	Cave	Quaternary	0–1	N/A	N/A	Microcracks associated with wetting and drying cycles
Araújo-Júnior et al. (2013)	10 and 11	Sedimentary Basin, Coastal Plain and Continental Shelf	Pleistocene	N/A	N/A	Calcium Carbonate, Iron	Created by recrystallization; Cracks by weathering
Martins et al. (2022)	1	Tank Deposit	Pleistocene	N/A	Calcite	Opaque minerals and Calcite	N/A
Carvalho-Laurentino et al. (2022)	13, 14, 15 and 16	Tank Deposit	Quaternary	3	Oxide and Carbonate	Oxide, Carbonate and Quartz	Desiccation patterns
Bosio et al. (2020)	13	Tank Deposit	Quaternary	N/A	Calcite, Iron Oxide and Silica	Iron Oxide and Quartz	Microcracks during wet periods
Gariboldi et al. (2015)	2, 3, 4, 5, 6, 7 and 8	Sedimentary Basin	Miocene	N/A	No remarkable replacement	Apatite, Dolomite, Iron Oxide, Manganese Oxide, Calcite and Gypsum/Anhydrite	Microcracks present but uncommon
Gioncada et al. (2018)	2 and 4	Sedimentary Basin	Mio-Pliocene	N/A	No replacement	Dolomite, Terrigenous clasts, Iron Oxides, Gypsum, Anhydrite, Halite and Mn Minerals	Fractures observed
Marín-Monfort et al. (2023)	7	Sedimentary Basin	Neogene	N/A	No replacement	Gypsum/Anhydrite	N/A
	12	Fossiliferous locality	Pleistocene	5	No replacement	Calcium Carbonate, Aragonite, Micrite, Iron Oxide, Barium Sulfate, Plagioclase, Amphibole, Pyroxene, Feldspar and Quartz	Prolonged immersion in water, other undetermined patterns

Table 2 (continued)

Location	Figure 7 location number	Type of deposit	Age	GHI	Replacement	Permineralization	Fractures
Méndez et al. (2017)	18 and 19	Foreland Basin	Late Pleistocene Quaternary	N/A	N/A	Manganese Oxides	Lithostatic load fractures
Montalvo et al. (2008)	20	Sedimentary Basin	Late Miocene	N/A	Fe–Mn Oxide	Cemented sediment	N/A
Tomassini et al. (2014)	23	Overbank Deposits	Early Pliocene	5	Frankolite, Fe Oxide and Mn Oxide	Manganese and Iron oxides, Quartz, Plagioclase, Calcite and Volcanic ash	Microfissures due to lithostatic load

the Quaternary, similar to what is observed currently in the region.

The data from this study and the previously cited studies help with the visualization of the fossil diagenesis and paleoclimate conditions for a wide area that covers various types of deposits in South America (Fig. 7), which shares some similar processes, such as initial reduction conditions that form pyrite and eventually result in the formation of Fe oxide minerals, as well as the eventual alkaline and oxidizing conditions when drought events affected ample regions. However, it is impossible to determine with these data how many drought events occurred in South America. Waters that contain high concentrations of calcium carbonate are widespread between the locations, though the reasons may differ, such as some being fed the necessary components from the surrounding rocks, or from the seawater that percolates the sediments naturally having these components. It should also be also noted that while the dominant oxide varies, Fe and Mn ions seem to be widely available in the area.

Replacement and permineralization are the main processes occurring in the studied samples, but the area's geological characteristics heavily influence the observed minerals and how each process interacts with the samples. The highest variation is associated with detrital mineral infilling, as the surrounding rocks and sediments heavily influence this factor. The same can be inferred for the fractures, with different patterns observed due to different processes in each location.

The occurrence of two distinct events that filled the cavities is also seemingly a widespread characteristic. The initial stage of infilling, where large pores are filled with detrital minerals, and a secondary stage, with the infilling of smaller pores, is widespread, but this second event is the result of previously cited droughts that result in alkaline oxidizing conditions that permit the precipitation of oxide minerals.

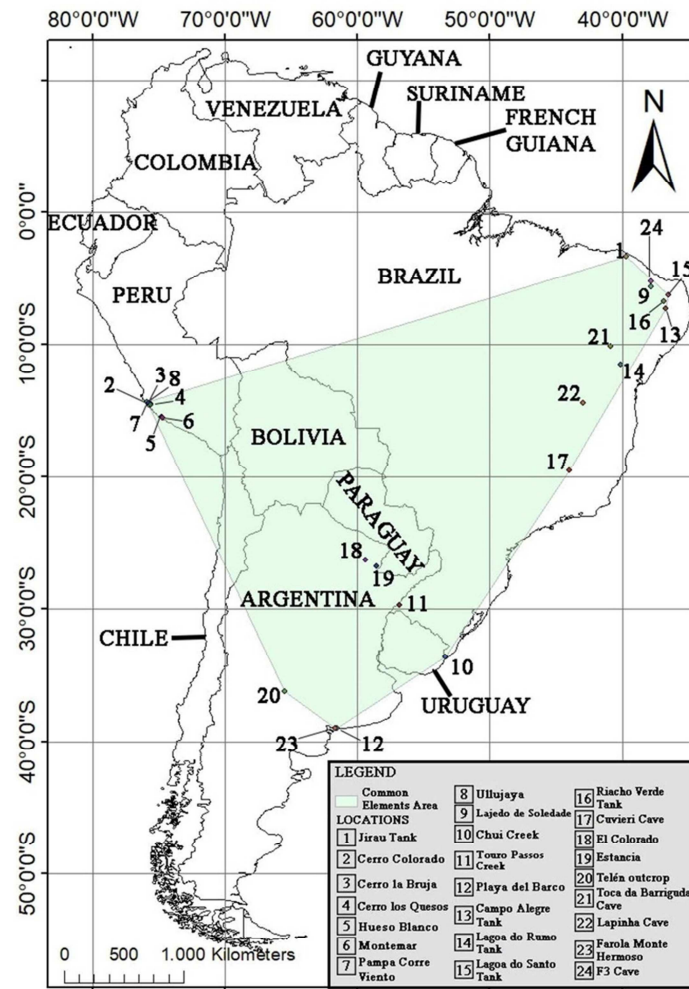
5 Conclusions

The summary of the previously analyzed data indicates that the ravine was a location that frequently had high water availability, but that events that point toward droughts or just lower water availability occurred with frequency. Infilling of cavities occurred in two distinct phases with large pores being affected first and smaller pores in a subsequent event.

Infilling of cavities occurred in two distinct phases with large pores being affected first and smaller pores in a subsequent event.

The conditions in the ravine led to the instability of the bone tissue in the remains preserved inside it, with the groundwater present carrying elements that facilitated oxide replacement. Even though oxide replacement was more frequent, there were events where the conditions

Fig. 7 South America map with the relevant deposits plotted and the area with similar conditions highlighted. Shape downloaded from <http://www.cfrainmaps.es>. Carlos Efraín Porto Tapiquén. Geografía, SIG y Cartografía Digital. Valencia, Spain, 2020



changed, and carbonate replacement occurred. A specific event also resulted in the partial dissolution of the tissue.

Destructive processes were frequent inside the ravine, but how processes such as permineralization interacted with the samples could wholly or partially shield the fossil from these processes. Desiccation events were frequent, but displayed varying intensity and frequency during the ravine's history.

There is also concrete evidence of time-averaging in the ravine, but with the current methodology, it is impossible to determine the time involved precisely.

It is also possible to infer that for a wide area from the northern parts of Brazil up to the southern parts of Argentina, and the eastern parts of Brazil to Peru, we have common elements to the fossilization processes and paleoclimate. Oxide replacement seems to occur in many sites in

South America, with carbonate replacement being less frequent. Carbonate permineralization is a common occurrence, but oxide permineralization is also frequently present, especially infilling canaliculi and osteocyte lacunae. Fractures are a common feature, but the reasons behind their formation vary, such as lithostatic load, wet and dry cycles, and recrystallization. While the evidence for each location is different, many locations point toward conditions where there were events that altered the humidity of the location, showing a regional tendency for wet and dry cycles.

Acknowledgements The authors thank the Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) for providing funds, the Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) for providing access to the laboratories, and Dr. Maria de Fátima Cavalcante Ferreira dos Santos for lending the thin sections used in this study.

Author contributions GPOM and HIAJ were mostly responsible for the conception of this study. GPOM was mainly responsible for data collection and analysis, under supervision of HIAJ, ACS, and KOP. The first draft was written by GPOM and was subsequently read, reviewed, commented, and discussed by HIAJ, ACS, and KOP, until the submitted manuscript was agreed upon by all the authors.

Funding The main author was funded by the Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) through the Doctorate Degree Scholarship (Process No. E-26/202.999/2019). The authors have no relevant financial or non-financial interests to disclose.

Data availability The datasets used and/or analysed during the current study are available from the corresponding author upon reasonable request.

Declarations

Conflict of interest The authors declare that there are no conflicts of interest relevant to this article to declare.

References

- Araújo-Júnior, H. I., Porpino, K. O., Ximenes, C. L., & Bergqvist, L. P. (2013). Unveiling the taphonomy of elusive natural tank deposits: A study case in the Pleistocene of northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 378, 52–74.
- Bagni, F. L., Bezerra, F. H., Balsamo, F., Maia, R. P., & Dall'Aglia, M. (2020). Karst dissolution along fracture corridors in an anticline hinge, Jandaíra Formation, Brazil: Implications for reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology*, 115, 104249.
- Bosio, G., Gioncada, A., Gariboldi, K., Bonaccorsi, E., Collareta, A., Pasero, M., Di Celma, C., Malinverno, E., Urbina, M., & Bianucci, G. (2020). Mineralogical and geochemical characterization of fossil bones from a Miocene marine Konservat-Lagerstätte. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102924.
- Carvalho-Laurentino, J. C. S., Porpino, K. O., & Araújo-Júnior, H. I. (2022). Integrating fossil diagenesis and geochemistry in the paleoenvironmental reconstruction of a tank deposit bearing Quaternary vertebrates in northeastern Brazil. *Ameghiniana*, 59, 274–297.
- Cassab, R. C. T. (2010). Capítulo 1 Objetivos e Princípios. In I. S. Carvalho (Ed.), *Paleontologia: Conceitos e métodos*. Editora Interciência.
- Cook, S. F., Brooks, S. T., & Ezra-Cohn, H. (1961). The process of fossilization. *Southwestern Journal of Anthropology*, 17, 355–364.
- Gariboldi, K., Gioncada, A., Bosio, G., Malinverno, E., Di Celma, C., Tinelli, C., Cantalamessa, G., Landini, W., Urbina, M., & Bianucci, G. (2015). The dolomite nodules enclosing fossil marine vertebrates in the East Pisco basin, Peru: Field and petrographic insights into the Lagerstätte formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 438, 81–95.
- Gioncada, A., Gariboldi, K., Collareta, A., Di Celma, C., Bosio, G., Malinverno, E., Lambert, O., Pike, J., Urbina, M., & Bianucci, G. (2018). Looking for the key to preservation of fossil marine vertebrates in the Pisco Formation of Peru: New insights from a small dolphin skeleton. *Andean Geology*, 45, 379–398.
- Grimes, K. G. (1997). Redefining the boundary between karst and pseudokarst: A discussion. *Cave and Karst Science*, 24, 87–90.
- Hollund, H. I., Jans, M. M. E., Collins, M. J., Kars, H., Joosten, I., & Kars, S. M. (2011). What happened here? Bone histology as a tool in decoding the postmortem histories of archaeological bone from Castricum, The Netherlands. *International Journal of Osteoarchaeology*, 22, 537–548.
- Jones, W. K., & White, W. B. (2019). Chapter 72 Karst. In W. B. White, D. C. Culver, & T. Pipan (Eds.), *Encyclopedia of Caves* (3rd ed.). Academic Press.
- Lima, E. N. M. (2011). *Tectônica pós-rifte na Bacia Potiguar*. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal.
- Lopes, R. P., & Ferigolo, J. (2015). *Post mortem* modifications (pseudopalaeopathologies) in Middle-Late Pleistocene mammal fossils from Southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 18, 285–306.
- Marín-Monfort, D., Santisteban, C., Garrone, M., Montalvo, C. I., Fernández-Jalvo, Y., Fernández, F. J., & Tomassini, R. (2023). Histotaphonomy of a Pleistocene megamammal assemblage from Argentine Pampas. *Journal of South American Earth Sciences*, 129, 104500.
- Martins, G. P. O., Araújo-Júnior, H. I., Santos, A., & Porpino, K. O. (2022). Bone diagenesis of quaternary megafauna preserved in natural tank deposits in Brazil: Taphonomic and paleoenvironmental aspects. *Journal of South American Earth Sciences*, 119, 103984.
- Mayer, E. L., Hubbe, A., Botha-Brink, J., Ribeiro, A. M., Haddad-Martim, P. M., & Neves, W. (2019). Diagenetic changes on bone histology of Quaternary mammals from a tropical cave deposit in southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 537, 109372.
- Méndez, C. R., Montalvo, C. I., Tomassini, R. L., Zurita, A., & Friedrichs, J. (2017). Taphonomy and paleoecology of mammals preserved in swampy deposits (Formosa Province, Argentina): New light on a key environmental context for the evolution of Quaternary vertebrates in Southern South America. *Historical Biology*, 31, 393–404.
- Menezes, P. E. L. (1996). *Evolução estrutural, geometria e deformação na área da falha de Baixa Grande Bacia Potiguar emersa-Brasil/RN*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertation.
- Montalvo, C. I., Melchor, R. N., Visconti, G., & Cerdeño, E. (2008). Vertebrate taphonomy in loess-paleosol deposits: A case study from the late Miocene of central Argentina. *Geobios*, 41, 133–143.
- Neto, O. C. P., Soares, U. M., Silva, J. G. F., Roesner, E. H., Florencio, C. P., & Souza, C. A. V. (2007). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15, 357–369.
- Oliveira, M. A. N., Silva, E. C., Campos, L. S., Dantas, M. A. T., & Leal, L. A. (2023). Osteohistological analysis and preservation stage of *Coendou magnus* Lund, 1839 (Rodentia, Erethizontidae)

- fossils recovered at Toca da Barriguda cave, Northeastern Brazil. *Northeastern Brazil*. <https://doi.org/10.2139/ssrn.4429209>
- Porpino, K. O., Santos, M. F. C. F., & Bergqvist, L. P. (2004). Registro de Mamíferos Fósseis no Lajedo de Soledade, Apodi, Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7, 349–358.
- Santos, M. F. C. F., Bergqvist, L. P., Lima Filho, F. P., & Pereira, M. M. V. (2002a). Feições tafonômicas observadas em fósseis Pleistocênicos do Rio Grande do Norte. *Revista de Geologia*, 15, 31–41.
- Santos, M. F. C. F., Filho, F. P. L., & Bergqvist, L. P. (2002b). Fósseis Pleistocênicos da Ravina do Leon, Lajedo de Soledade, Apodi/rn. *Revista de Geologia*, 15, 23–29.
- Simms, M. J. (1994). Emplacement and preservation of vertebrates in caves and fissures. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 112, 261–283.
- Sousa, D. V., Eltink, E., Oliveira, R. A. P., Félix, J. F., & Guimarães, L. M. (2020). Diagenetic processes in Quaternary fossil bones from tropical limestone caves. *Scientific Reports*, 10, 21425.
- Tomassini, R. L., Montalvo, C. I., Manera, T., & Visconti, G. (2014). Mineralogy, Geochemistry and paleohistory of Pliocene mammals from Monte Hermoso Formation 9Argentina). *Paedotherium bonaerense* (Notoungulata, Hegetotheriidae) as a case study. *Ameghiniana*, 51, 385–395.
- Trifilio, L. H. M. S., Araújo-Júnior, H. I., Porpino, K. O., & Barbosa, F. H. S. (2022). Mammal Taphonomy in a cave deposit from quaternary of Brazil. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 10, 83010.

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Springer Nature or its licensor (e.g. a society or other partner) holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.

5.3 Artigo 2

Título: Sedimentation and fossilization in Quaternary ravine deposits based on a case study in the Araras ravine in Lajedo de Soledade (Apodi, Rio Grande do Norte State, Brazil)

Autores: Gustavo Prado de Oliveira Martins, Hermínio Ismael de Araújo-Júnior, Anderson Costa dos Santos, Kleber de Oliveira Porpino, Werlem Holanda dos Santos, Luisa Freitas Barreto Fernandes, Hamilton Gama Filho, Marcelino José dos Santos, Marcelo Henrique Prado da Silva, Talita Gama de Sousa

Periódico: Journal of Sedimentary Research

Status: Submetido

Sedimentation and fossilization in Quaternary ravine deposits based on a case study in the Araras Ravine in Lajedo de Soledade (Apodi, Rio Grande do Norte State, Brazil)

GUSTAVO PRADO DE OLIVEIRA MARTINS¹; HERMÍNIO ISMAEL DE ARAÚJO-JÚNIOR²; ANDERSON COSTA DOS SANTOS³; KLEBERSON DE OLIVEIRA PORPINO⁴; WERLEM HOLANDA DOS SANTOS³; LUISA FREITAS BARRETO FERNANDES, HAMILTON GAMA FILHO⁵; MARCELINO JOSÉ DOS SANTOS⁵; MARCELO HENRIQUE PRADO DA SILVA⁶; TALITA GAMA DE SOUSA⁶

¹ Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Programa de Pós-graduação em Geociências. Rua São Francisco Xavier, 524 – Maracanã, Rio de Janeiro, Brazil. CEP 20550-013; E-mail: gustavo.prado.martins@gmail.com*

² Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Rio de Janeiro, Brazil

³ Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, Rio de Janeiro, Brazil

ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-2526-8620> - Tektos Group and Instituto GeoAtlântico (UERJ, Brazil) / Geobiotec, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal.

⁴ Universidade do Estado do Rio Grande do Norte, Faculdade de Ciências Exatas e Naturais, Departamento de Ciências Biológicas, Mossoró, Brazil. ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2081-3722>

⁵ [Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Instituto de Física, Departamento de Física Aplicada e Termodinâmica, Rio de Janeiro, Brazil](#)

⁶ [Instituto Militar de Engenharia, Programa de Pós-Graduação em Ciência e Engenharia de Materiais](#)

*Corresponding author

Abstract

Lajedo de Soledade is one of the largest and most important paleontological sites in Rio Grande do Norte state, Brazil. The Jandaíra Formation carbonate outcrops (Upper Cretaceous of Potiguar basin) in this site, influenced by their fractures and faults, became hosts to caves and ravines, with Quaternary sediments and fossils filling them. While many studies in this area focused on taphonomy and taxonomy, the stratigraphy and sedimentological aspects are not as well understood. This study aims to supplement the lack of this data for the Lajedo de Soledade through analyzing the sedimentological content of one of its ravines, the Araras Ravine. Results show that while the ravine was subjected to frequent drought events, water was an important factor, and its importance rose as time passed, marking a slow climate shift in the area. Sediments were transported by wind due to an initial dry environment. Water was a secondary agent and its influence increased with each subsequent layer as the climate slowly shifted to a more humid one. The layers also show a progression in the sediment sorting and a shift to fine-skewed sediments. While some of the minerals observed are the result of the alteration of organic material in the buried remains and their related processes, the surrounding rocks also strongly influenced the final mineral assemblage.

Keywords: Taphonomy, Fossilization, Stratigraphy, Sedimentology;

INTRODUCTION

Lajedo de Soledade is one of the most significant paleontological and archaeological sites in the Rio Grande do Norte State, northeastern Brazil. It encompasses an area of 3 km² in the Apodi Municipality (Porpino et al. 2007). This site comprises a vast outcrop of carbonate rocks belonging to the Jandaíra Formation (Upper Cretaceous of the Potiguar Basin) which, due to the karst phenomena interacting with the existing NE/SW and NW/SE fractures and faults, resulted in the formation of many caves and ravines in the region (Porpino et al. 2004). Quaternary sediments fill these ravines and caves primarily with quartz sand (Porpino et al. 2007).

Lajedo de Soledade holds significant importance for the Rio Grande do Norte paleontology not only due to the wide variety of fossils found in the Jandaíra Formation carbonates, such as gastropods, bivalves, echinoids, trace fossils and other marine fossils, but also due to the Quaternary vertebrate fossils discovered among the ravine sediments (Porpino

et al. 2007). Rosado (1957) initially described vertebrates in this area, and this paved the way for subsequent studies such as Porpino et al., (2004), a study focused on taxonomy, and Santos et al., (2002) that focused on taphonomic features. These studies, however, lacked stratigraphic control. Furthermore, sedimentological aspects of these ravines are poorly known. However, they are crucial to unveil the depositional processes that occurred during the infilling of the ravines and caves of Lajedo de Soledade.

This study aims to understand the sedimentary and fossil-diagenetic histories of this important location based on the sedimentary and stratigraphic analyses of its sediments, alongside a fossil-diagenetic analysis of the fossil remains within the sediments. Our results and conclusions shed light on the genetic processes involved in forming sedimentary deposits within ravines and post-depositional processes that affected fossil accumulations in deposits of this sort.

LOCATION AND GEOLOGICAL SETTING

This study is centered on a specific ravine within the Lajedo de Soledade site: The Araras ravine. The Lajedo de Soledade outcrop is part of the Potiguar Basin (Figure 1). The Potiguar Basin is in northeastern Brazil, in the eastern equatorial margin (Araripe & Feijó, 1994). This basin has a total area of 48,000 km², with only 45% of its area being onshore (Neto et al. 2007).

Menezes (1996) described the basin as formed by a NE-SW graben, with extensive faults delineating the boundary between the basin and the crystalline basement. Neto et al., (2007) defined three supersequences for this basin, the Rift Supersequence, Post-Rift Supersequence and Drift Supersequence. The Drift Supersequence (Albian-Holocene) comprises fluvial to marine deposits, starting with fluvial deposits and gradually changing

into carbonate platform deposits, followed by marine regressive deposits along some volcanic rocks and basalts (Neto et al. 2007).

The Jandaíra Formation marks the peak of the transgressive phase within the basin, characterized by a shift from fluvial to shallow marine deposits, culminating in the carbonate platform deposits typical of the formation (Neto et al. 2007). Lima (2011) states that recent stress fields and the tectonic regime have reactivated NE-SW and NW-SE fault systems. Bagni et al., (2020) highlight the presence of numerous NE-SW and NW-SE fault zones in the Jandaíra Formation, playing a role in concentrating dissolution processes that give rise to observed features such the caves and ravines. Silva et al., (2013) identified many faults with the same NE-SW and NW-SE in the Lajedo de Soledade area.

MATERIALS AND METHODS

This study was grounded on paleontological and sedimentary samples obtained from the Araras Ravine (5°35'S, 37°48'W) in the Lajedo de Soledade area. The study commenced with the excavation of the ravine, with the chosen area being located in the intersection of an N335 and an N235 fracture and the excavation being 2,7 m by 3m wide and 148 cm deep. This was accompanied by collecting sediment from each layer identified and retrieving paleontological samples discovered in each layer.

Initially, we analyzed sediment sample granulometry by grinding the sample with a ceramic mortar and pestle to eliminate grain clumps. The mortar and pestle were washed with distilled water before grinding each subsequent sample. The samples were then weighted using a high-precision scale. Subsequently, an electromechanical sieve shaker separated each sample into predetermined grain classes based on their sizes.

The results are then analyzed according to the methodology devised by Folk and Ward (1957) to define sorting and skewness. This uses the following equations to determine sorting ($\sigma\phi$) and skewness (Sk):

$$\sigma\phi = \left[\frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} \right] + \left[\frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \right]$$

$$Sk = \left[\frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} \right] + \left[\frac{(\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \right]$$

Based on these analyses, the resulting characteristics are described in the following tables (Table 1 and Table 2).

After the samples were separated by grain sizes, the resulting fractions were divided into approximately 100-grain portions and examined under a binocular stereoscopic microscope. The features of each grain size were documented according to the methodology outlined by Costa (2015). This methodology categorizes grain shape into angular, subangular, subrounded, rounded and well-rounded. In contrast, the surface texture is categorized as matte saccaroid, smooth saccaroid, matte mammelonar, smooth mammelonar, polished smooth and matte smooth. Additionally, roundness, as defined by Powers (1953), was also recorded.

Five bone and three sediment samples were selected to X-Ray Diffraction qualitative analysis. The samples were dried at 60°C for 16 hours and submitted to ball milling in 106 μm in agate grinding media. This powder was carefully placed into an acrylic specimen holder without excessive pressure in order to avoid creating preferential planes. Subsequently, the specimen holder with the sediment sample was inserted into the Bruker D2 PHASER diffractometer using 30 kV/10 mA radiation. The specimen holders with the fossil samples were analyzed in the PANalytical X'PERT PRO MRD diffractometer. During this analysis, the sample is rotated while the X-ray tube and the detector have their angles altered at specific intervals to gather the ideal information about the mineral's crystalline structure. The

sediment measurements were conducted using Ni kB (30kV/10 mA) radiation, scanning between 10 and 90 degrees, the measurement time of 0,5 seconds per scan and the sample being rotated at 15 rpm, while the fossil samples used Co K α radiation and operated at 40 kV and 45 mA.

Eight suitable paleontological samples were selected and thin sections were prepared for a fossil diagenetic analysis. This analysis was based on the following characteristics.

i) General Histological Index (GHI): Defined by Hollund et al. (2011), the GHI considers biological and non-biological destructive processes to assess the preservation of the thin section (see Table 3). This index can be applied to the entire thin section or specific areas.

ii) Identification of the related fossilization processes: This involves primarily identifying replacement and permineralization to infer the conditions the remains underwent after burial. It also consists in distinguishing between detrital and precipitated minerals, and determining the conditions that allow for the placement of each mineral, including minerals replacing the original bone tissue. Mineral identification was done using transmitted light microscopy.

iii) Permineralization Index (PI) and Replacement Index (RI): These parameters were estimated by observing the thin section through the microscope. Both parameters were separated into percentage ranges to minimize observer bias and accurately quantify these variables. According to the methodology of Martins et al. (2022), the ranges used were 0-10; 10-20; 20-30; 30-40; 40-50; 50-60; 60-70; 70-80; 80-90; 90-100.

iv) Fracture Identification: Fractures were identified, and their characteristics were noted to determine the mechanism that may have formed them. Fracture patterns and the mechanisms that form them are varied. Stogner (2016) discusses stress induced fractures due to drying, an important mechanism for exposed remains.

RESULTS

Stratigraphy of the ravine

The first result is the stratigraphic representation of the sediment layers found in the ravine, shown in Figure 2 and with the data organized in Table 4.

Granulometry

The granulometry analysis results are resumed in Table 5.

Morphometry

The morphometry analysis has produced results that are resumed in Table 6.

X-Ray Diffraction

The X-Ray diffraction analysis yielded two sets of results, one for the paleontological samples and another for the sediment samples. The paleontological samples were further divided into Layer A, B and C. Table 7 summarizes mineralogical constituents interpreted through XRD and their respective interplanar distances. Figures 3, 4, 5 and 6 show the results for the paleontological samples and figures 7, 8 and 9 the results for the sediment samples.

Fossildiagenetic analysis

Thin sections RA-3-1, RA-3-2 and RA-2-1 share a common characteristic of having pores filled predominantly with precipitated carbonate and oxide, with varying occurrences of detrital quartz and oxide “rings” (Figures 10A, 11A, 11B, 12A). RA-3-1 (PI 80-90%, RI 90-100%, GHI 4) has notable large pores filled with oxide and several large-scale fractures filled with oxide or carbonate (Figures 10C, 10D). RA-3-2 (PI 60-70%, RI 80-90%, GHI 1-3) has fewer detrital quartz grains and no fractures. RA-2-1 (PI 80-90%, RI 90-100%, GHI 2-4)

shows some regions with detrital quartz covered by oxide (Figure 12B), frequent large-scale fractures filled with carbonate, and areas of varying preservation (Figures 12C and 12D).

Thin sections RA-2-2, RA-2-3, RA-2-4 and RA-2-5 predominantly feature pores filled with precipitated carbonate and oxide, and oxide “rings” are observed in certain pores (Figures 13A, 13B, 14A, 15A, 16A, 16B). RA-2-2 (PI 90-100%, RI 90-100%, GHI 0-1) has few small-scale fractures filled with carbonate (Figure 13D). RA-2-3 (PI 90-100%, RI 90-100%, GHI 0-4) exhibits a heterogenous distribution of detrital minerals and rare small-scale fractures. RA-2-4 (PI 70-80%, RI 70-80%, GHI 0-1) shows predominance of oxide with rare large-scale fractures (Figure 15D). RA-2-5 (PI 70-80%, RI 80-90%, GHI 1) has homogenous GHI values and rare large-scale fractures filled with oxide or carbonate.

Thin section RA-1 (PI 80-90%, RI 90-100%, GHI 1-5) is unique for containing bone fragments within some pores and exhibiting a high variation in GHI across different areas, with large-scale fractures filled with carbonate (Figures 17A, 17C and 17D). A characteristic present in this thin section and throughout all the other the thin sections is the presence of oxides in the osteocyte lacunae.

The previously described features are summarized in table 8.

DISCUSSION

The fossil diagenetic data indicates that layer A had a relatively high-water availability, but the variable PI of the samples from this layer shows that the availability was not constant throughout the layer’s history. The RI shows instability of the tissue and conditions that promoted oxide replacement. The relatively high GHI shows a good preservation of the tissue. The preservation may be explained by mechanisms proposed by Tomassini et al. (2014), where permineralization helps protect the original structures from destructive processes. Gioncada et al. (2018) proposes a similar situation with

recrystallization, where the process can help preserve the original structures. A plausible explanation is that permineralization and recrystallization occurred relatively early during the fossil's history and helped preserve the structures. One of the specimens showed large-scale fractures, which indicate desiccation events, however, the absence of these same fractures in the other indicates a reasonable degree of time-averaging. It should be noted that oxides are frequently observed infilling the osteocyte lacunae, which, according to Bosio et al. (2020), is associated with early formation of pyrite due to the reduction conditions that occur because of the decomposition of organic material.

The X-ray data from Layer A samples indicate quartz, calcite, goethite and halite as the minerals present in the samples. Quartz primarily originates from the constantly transported and deposited sand grains within the ravine. Calcite's primary source is the carbonate rocks of the Jandaíra Formation, which erode to form the ravines. Goethite, a common weathering product in rocks according to Özdemir and Dunlop (2000), can be the result from the weathering of this lithostratigraphic unit, supported by works such as Terra et al (2016) showing iron minerals in the Jandaíra Formation. As it was cited above, the alteration of the pyrite formed by the decomposition of organic material can be another source of goethite, and most likely both events are working simultaneously to form the goethite observed in both the sediments and the paleontological samples. Halite, as an evaporite mineral, is associated with shallow marine deposits and Fernandes et al. (2002) proposes its presence in the Jandaíra Formation rocks. The presence of this mineral in the fossils may be due to the weathering of the Jandaíra Formation rocks supplying the necessary elements for the precipitation of this mineral inside the fossils.

The sediment data from this layer defines it as a poorly sorted layer with a near symmetrical curve. The very coarse grains tend to be subrounded, matte and with high sphericity, attributed to grains transported by winds (Dias, 2004). Coarse and medium grains

have similar characteristics; thus, the same conclusion applies. Fine and very fine grains tend towards matte angular grains with low sphericity, which Dias (2004) associates with grains recently introduced in the geological cycle. An important point is the presence of very fine smooth grains, which Dias (2004) attributes to water transportation, implying a certain degree of water transportation for this layer. The X-ray data for the Layer A sediment samples identified quartz and goethite as the main minerals. As previously cited, quartz was transported inside the ravine, mostly by wind and partially by water, and goethite is a mixture of weathering of the Jandaíra Formation rocks and the alteration of pyrite formed due to organic material decay.

A broader view of the layer indicates a relatively dry environment with sediments mostly transported by wind. However, moments where water became more available occurred frequently enough to allow for recrystallization and permineralization to occur before most destructive processes. The previously cited mechanisms formed goethite both in the sediments as well as inside the fossils, while also replacing the original tissue when it became unstable due to the shifting conditions inside the ravine. The water percolating through the sediments also became the mechanism responsible for the precipitation of calcite and halite in the fossils.

Layer B has fossil diagenetic data that shows high water availability due to the high PI and a high RI that indicates instability of the original tissue and conditions that promoted oxide replacement. The lower GHI in this layer's fossils points towards recrystallization and permineralization starting later during the fossil diagenetic history. The frequent large-scale fractures indicate desiccation events. The same occurrence of osteocyte lacunae being filled with oxides occurs in this layer and the previous explanation applies. The X-ray data from the fossil samples indicates quartz, calcite, hydroxyapatite and magnesite. Quartz and calcite, as mentioned above, have their sources in the sand filling the ravine and the weathering of the

surrounding rocks respectively. Hydroxyapatite, a significant component of bone tissue and teeth (Choudhury and Agrawal, 2012), originates from the bones themselves. Magnesite was identified in the Jandaíra Formation rocks by Sena and Soares (2016), so the weathering of the surrounding rocks is the source of this mineral.

Sediment data from Layer B defines them as poorly sorted fine skewed sediments. Very coarse and coarse grains have the same characteristics as those from Layer A, indicating wind transported grains, but the Layer B coarse grains show evidence of water contribution. Medium sand has similar proportions of rounded and angular grains, as well as all classes of surface texture, indicating more varied sources and a higher influence of water. Fine and very fine both have characteristics that indicate grains recently introduced into the cycle and show evidence of water contribution. X-ray data from the sediments indicates quartz and goethite and the previous explanations still apply.

A broader view of Layer B shows a relatively dry environment, with wind being the main agent responsible for transporting grains, but water has an increased contribution and these agents better sorting the sediments. This paired with the usually high PI and RI indexes points towards a slow increase in humidity for this layer. Desiccation events are frequent, but the evidence points towards a more intense seasonality rather than just a static dry or humid environment. These events could also have longer duration and could justify the late start of the recrystallization and permineralization that resulted in the low preservation of original structures. When these processes did occur, they resulted in goethite forming both in the fossils, sediments and replacing the unstable bone tissue. A notable event was the preservation of some of the hydroxyapatite originally present in the bones in this layer. The precipitation of magnesite as a result of the weathering of the Jandaíra Formation rocks is also notable.

The fossil diagenetic data from Layer C shows high water availability due to the high PI, as well as a high RI that indicates conditions that lead to instability of the original tissue as well as promote oxide and carbonate replacement. The GHI varies a lot, which could possibly be explained by an early start of the recrystallization and permineralizations even though these processes did not affect the whole fossil equally, leaving certain areas exposed to destructive processes. The large-scale fractures indicate desiccation events occurred. Osteocyte lacunae are also infilled with oxides, with the same previous explanation of pyrite alteration. X-ray data from this layer identified quartz, goethite and calcite. As previously noted, the quartz originates from the sediments in the ravine, the goethite is both from the weathering of the Jandaíra Formation rocks and the alteration of pyrite and the calcite is also from the weathering of the surrounding rocks.

The sediment data from Layer C defines it as a strongly fine skewed moderately sorted layer. Very coarse, coarse and medium grains show characteristics of wind transported grains but show a more significant water contribution. Fine and very fine grains show mostly matte angular grains, still indicating wind transported grains newly introduced into the cycle, but there is a significant water contribution. X-ray data identified quartz and microcline. Microcline is a dominant k-feldspar in plutonic rocks, so incipient reflections may indicate material transported and deposited inside the ravines.

A broader view of Layer C indicates a more humid environment where wind is still the dominant method of grain transportation, but water has become more relevant. Both agents have also become better at sorting the sediment. High PI and RI indexes also point towards a more humid situation, but the presence of desiccation events implies some level of seasonality. Recrystallization and permineralization started early in the fossil's history, but these processes were either interrupted temporarily during dryer seasons or just did not occur at the same rate throughout the fossil due to specific conditions or only parts of the fossil

being submerged inside the sediments. When the conditions for these processes to occur were met, goethite and calcite formed inside the fossils as well as replaced the original tissue. The lack of goethite in the sediment may be due to the stronger influence of the pyrite alteration and weaker influence of weathering of the surrounding rocks in this specific layer. The addition of microcline may be a clue to a new source for the sediments.

The data on these layers show a brief history of the conditions of the ravine. The ravine was a location with relatively high-water availability. Some conditions were relatively constant. During the initial diagenesis stages, the decomposition of the organic matter led to the formation of pyrite in the osteocyte lacunae, which was later replaced by goethite. Seasonality has also been constant throughout the ravine's history. Recrystallization and permineralization usually started sometime after the burial of the fossil remains, leaving them vulnerable to destructive events. Some differences can also be found since goethite no longer forms in the sediments in the last layer. There is also a shift in the mineralogy of the layers being the result of the interactions with the surrounding geology.

It is also possible to see a slow shift in the environmental conditions, where from Layer A to layer C it is possible to see a slow shift, from strictly dryer conditions where water had low impact on grain transportation, to a more humid environment, where wind is still the main mechanism that transports grains, but water has now a more significant contribution.

CONCLUSIONS

The results show that the ravine was generally a location with relatively high-water availability but was subjected to frequent drought events of varying intensity. Goethite was formed by the alteration of pyrite and weathering of the surrounding rocks. The other minerals observed, i.e. quartz, calcite, magnesite and microcline, have their sources more closely related to the geology of the surrounding area. The samples were also subjected to slow

replacement and recrystallization, which left the original structures more vulnerable to destructive processes.

The view of each layer's data paints a picture of the evolution of the ravine with an initial stage, represented by layer A, with a predominantly dry environment where wind is the predominant transport agent. As time passes, the environment slowly shifts to a more humid one, where water becomes a more influential agent, and other mineral sources appear. This evolution resulted in the fossil diagenetic characteristics that point towards abundant water, but fractures are still remnants of the initial dryer conditions. The evolution also shows the transport agents slowly better sorting the sediments.

ACKNOWLEDGMENTS

GPOM thanks the Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (process nºE-26/202.999/2019) for the funding, the Universidade do Estado do Rio de Janeiro for the use of their laboratories, as well as the Instituto Militar de Engenharia for the help with part of the analyses.

REFERENCES

- Abdollahi, M., Momen-Heravi, F. 2014. Fluorite. In: Wexler, P. Ed. Encyclopedia of Toxicology. Academic Press. 2014.
- Araripe, P. T., Feijó, F. J. 1994. Bacia Potiguar. Boletim de Geociências da Petrobrás. v. 8. p. 127-141.
- Bagni, F. L., Bezerra, F. H., Balsamo, F., Maia, R. P., Dall'Aglio, M. 2020. Karst dissolution along fracture corridors in an anticline hinge, Jandaíra Formation, Brazil: Implications for reservoir quality. Marine and Petroleum Geology. v. 115.

Bosio, G., Gioncada, A., Gariboldi, K., Bonaccorsi, E., Collareta A., Pasero, M., Di Celma, C., Malinverno, E., Urbina, M., Bianucci, G. 2020. Mineralogical and geochemical characterization of fossil bones from a Miocene marine Konservat-Lagerstätte. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 105.

Choudhury, P., Agrawal, D. C. 2012. Hydroxyapatite (HA) coatings for biomaterials. In: Webster, T. J. ed. *Nanomedicine Technologies and Applications*. Woodhead Publishing. 2012.

Costa, I. M. 2015. Morfologia e morfoscopia das coberturas pedológicas às margens do Rio Uruguai em Águas de Chapecó (SC). Undergraduate Dissertation. Universidade Federal da Fronteira Sul. Chapecó. 54 p.

Costa, J. P., Ade, M. V. B., Bergqvist, L. P., Barbosa, F. H. S., Dantas, M. A. T., Porpino, K. O., Araújo-Júnior, H. I. 2024. Fossil Mammals from Lajedo de Soledade, Quaternary of Rio Grande do Norte, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*.

Dias, J. A. 2004. A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos. Universidade do Algarve, Faro, Portugal. 84 p.

Fernandes, M. A. B., Santiago, M. M. F., Mendonça, L. A. R., Lima, J. O. G., Filho, J. M., Frischkorn, H. 2002. Hidroquímica das águas subterrâneas no Calcário Jandaíra – Chapada do Apodi. XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas.

Folk, R. L., Ward, W. C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. v. 27. p. 3-26.

Gioncada, A., Gariboldi, K., Collareta, A., Di Celma, C., Bosio, G., Malinverno, E., Lambert, O., Pike, J., Urbina, M., Bianucci, G. 2018. Looking for the key to preservation of

fóssil marine vertebrates in the Pisco Formation of Peru: new insights from a small dolphin skeleton. *Andean geology*. v. 45. p. 379-398.

Lima, E. N. M. 2011. Tectônica pós-rifte na Bacia Potiguar. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal. 166 p.

Menezes, P. E. L. 1996. Evolução estrutural, geometria e deformação na área da Falha de Baixa Grande Bacia Potiguar emersa-Brasil/RN. Dissertation. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto. 152 p.

Neto, O. C. P., Soares, U. M., Silva, J. G. F., Roesner, E. H., Florencio, C. P., Souza, C. A. V. 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. v. 15. p. 357-369.

Özdemir, Ö., Dunlop, D. J. 2000. Intermediate magnetite formation during dehydration of goethite. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 177. p. 59-67.

Porpino, K. O., Santos, M. F. C. F., Bergqvist, L. P. 2004. Registros de mamíferos fósseis no Lajedo de Soledade, Apodi, Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 7. p. 349-358

Porpino, K. O., Santos JR, V., Santos, M. F. C. F. 2007. Lajedo de Soledade, Apodi, RN – Ocorrência peculiar de megafauna fóssil quaternária no nordeste do Brasil. In: Winge, M., Schobbenhaus, C., Souza, C. R. G., Fernandes, A. C. S., Berbert-Born, M., Queiroz, E. T. (Edits.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: CPRM. 2009. v 2. 515 p.

Powers, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*. v. 23. p. 117-119.

Santos, M. F. C. F., Bergqvist, L. P., Lima Filho, F. P., Pereira, M. M. V. 2002. Feições tafonômicas observadas em fósseis Pleistocênicos do Rio Grande do Norte. *Revista de Geologia*. v. 15. p. 31-41.

Sena, M. R. S., Soares, J. A. 2016. Identificação dos componentes minerais de rochas carbonáticas da Formação Jandaíra por microtomografia de raios X. II Congresso Nacional de Engenharia de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

Silva, E. D. N., Fernandes Júnior, A. L., Oliviera Júnior, J. G., Medeiros, W. E. 2013. Processamento de dados de GPR obtidos em ambientes cársticos. SEG Global Meeting Abstracts. 789-794. <https://doi.org/10.1190/sbgf2013-163>.

Stogner, L. 2016. Bone cracking in low humidity/high temperature environment. Proceedings of the National Conference on Undergraduate Research. University of North Carolina.

Terra, S. A., Souza, Z. S., Botelho, N. F., Viana, R. R., Legrand, J. M., Srivastava, N. K. 2016. Pirometamorfismo em carbonatos cretácicos da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. v. 16. p. 61-83.

Tomassini, R. L., Montalvo, C. I., Manera, T., Visconti, G. 2014. Mineralogy, Geochemistry and paleohistory of Pliocene mammals from Monte Hermoso Formation (Argentina). *Paedotherium bonaerense* (Notoungulata, Hegetotheriidae) as a case study. *Ameghiniana*. v. 51. p. 385-395.

TABLE CAPTIONS

Table 1 – Scale separating sorting classes as Folk and Ward (1957) presented.

Table 2 – Grain skewness classification as Folk and Ward (1957) presented.

Table 3 – GHI Values, the approximate degree of bone preservation and general description of each value defined by Hollund et al. (2011).

Table 4 – Sediment layers found in the Araras Ravine.

Table 5 – Granulometry analysis results. Values are shown in grams (g)

Table 6 – Morphometry analysis results. The results are shown in percentages for each grain class of each sample.

Table 7 – Interpreted minerals by XRD analysis.

Table 8 – Summary of the observed thin section fossil diagenetic features.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 – Potiguar Basin map with the Araras Ravine location highlighted.

Figure 2 – Diagram showing the sediment layers found inside the Araras Ravine.
(Source: Costa et al., 2024).

Figure 3 – X-Ray diffraction analysis of a paleontological sample from Layer A.

Figure 4 – X-Ray diffraction analysis of a paleontological sample from Layer B.

Figure 5 – X-Ray diffraction analysis of a paleontological sample from Layer C.

Figure 6 – X-Ray diffraction analysis of a paleontological sample from Layer C.

Figure 7 – X-Ray diffraction analysis from a sediment sample from Layer A.

Figure 8 – X-Ray diffraction analysis from a sediment sample from Layer B.

Figure 9 – X-Ray diffraction analysis from a sediment sample from Layer C.

Figure 10 – Thin Section RA-3-1 with fossil diagenetic features highlighted. A) Pores infilled with precipitated carbonate and oxide and the presence of oxide “rings”, cross-polarized light, 500 μm scale bar; B) Oxide mass encompassing several quartz grains inside a larger pore, cross-polarized light, 1 mm scale bar; C) Example of the higher GHI observed in the thin section, cross-polarized light, 200 μm scale bar; D) Large-scale fracture filled with carbonate, cross-polarized light, 200 μm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Qtz = Quartz; Red arrow = fracture.

Figure 11 – Thin Section RA-3-2 with fossil diagenetic features highlighted. A) Pores infilled with precipitated carbonate and oxide with the presence of oxide “rings”, cross-polarized light, 500 μm scale bar; B) Pores with precipitated carbonate, oxide and oxide “rings”, cross-polarized light, 500 μm scale bar; C) Detrital oxide grains in the external regions of the thin section, cross-polarized light, 500 μm scale bar; D) Rare area with higher a GHI value, cross-polarized light, 200 μm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Qtz = Quartz.

Figure 12 – Thin Section RA-2-1 with fossil diagenetic features highlighted. A) Pores predominantly infilled with oxide and carbonate, cross-polarized light, 0.500 mm scale bar; B) Detrital quartz inside the pores with a thin oxide film covering, cross-polarized light, 0.2 mm scale bar; C) Area with high GHI and oxide replacement, cross-polarized light, 0.5 mm scale bar; D) Large-scale fracture filled with carbonate, cross-polarized light, 0.2 mm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Qtz = Quartz; Red arrow = fracture.

Figure 13 – Thin Section RA-2-2 with fossil diagenetic features highlighted. A) Pores infilled with carbonate and oxide, cross-polarized light, 200 μm scale bar; B) Presence of oxide “rings” inside a pore, cross-polarized light, 100 μm scale bar; C) Low GHI of the thin

section, cross-polarized light, 500 μm scale bar; D) Small-scale fracture in the thin section, cross-polarized light, 500 μm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Red arrow = fracture.

Figure 14 – Thin Section RA-2-3 with fossildiagenetic features highlighted. A) Pore infilled with oxide and carbonate with the presence of an oxide “ring”, cross-polarized light, 200 μm scale bar; B) Pore with a high concentration of detrital minerals, cross-polarized light, 500 μm scale bar; C) Well preserved area with high GHI, cross-polarized light, 200 μm scale bar; D) Pore with a high concentration of precipitated oxide, cross-polarized light, 200 μm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Qtz = Quartz.

Figure 15 – Thin Section RA-2-4 with fossildiagenetic features highlighted. A) Pores filled with oxide and carbonate, but with predominantly oxides present in the thin section, cross-polarized light, 500 μm scale bar; B) Rare detrital minerals present in the thin section, cross-polarized light, 200 μm scale bar; C) Low GHI of the thin section, cross-polarized light, 200 μm scale bar; D) Large-scale fractures present in the thin section, cross-polarized light, 500 μm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Qtz = Quartz; Red arrow = fracture.

Figure 16 – Thin Section RA-2-5 with fossildiagenetic features highlighted. A) Pores infilled with carbonate, oxide and the presence of oxide “rings”, cross-polarized light, 200 μm scale bar; B) Oxide replacement in the thin section, cross-polarized light, 500 μm scale bar; C) Detrital minerals in the pores, cross-polarized light, 200 μm scale bar; D) Low GHI in the thin section, cross-polarized light, 200 μm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Qtz = Quartz.

Figure 17 – Thin Section RA-1 with fossildiagenetic features highlighted. A) Detrital minerals inside the pores of the thin section, plane polarized light, 0.5 mm scale bar; B) High GHI area in the thin section, cross-polarized light, 0.2 mm scale bar; C) Large-scale fracture infilled with oxide, plane polarized light, 0.2 mm scale bar; D) Large-scale fractures filled

with carbonate, plane polarized light, 0.5 mm scale bar. Ca = Carbonate; Ox = Oxide; Qtz = Quartz; Red arrow = fracture.

Table 1

Sorting class	$\sigma\phi$
Very well sorted	< 0.35
Well sorted	0.35 – 0.50
Moderately sorted	0.50 – 1.00
Poorly sorted	1.00 – 2.00
Very poorly sorted	2.00 – 4.00
Extremely poorly sorted	> 4.00

Table 2

Skewness	Sk
Very coarse skewed	-1 – -0.3
Coarse skewed	-0.3 – -0.1
Nearly symmetrical	-0.1 – 0.1
Fine skewed	0.1 – 0.3
Very fine skewed	0.3 – 1

Table 3

Index	Approximate % of intact	Description
-------	-------------------------	-------------

	bone	
0	<5	No original features identifiable, other than Haversian canals
1	<15	Small areas of well-preserved bone present, or some lamellar structure preserved by a pattern of destructive foci
2	<33	Clear lamellate structure preserved between destructive foci
3	>67	Clear preservation of some osteocyte lacunae
4	>85	Only minor amounts of destructive foci, otherwise generally well preserved
5	>95	Very well preserved, virtually indistinguishable from fresh bone

Table 4

Layer	Description
A	90 cm thick dark gray fine sand layer containing some clay. Gravel and cobble class grains are also present. This layer includes megafauna remains and mid and small-sized mammals, reptiles and amphibian remains.
B	28 cm thick coarse sand layer containing a 40 cm wide

	and 15 cm thick clay lens. This layer includes megafauna remains, large- and medium-sized mammals, reptiles and amphibian remains.
C	12 cm thick light beige fine sand layer, with gastropod remains and vertebrate fossils present.

Table 5

Layer	A	B	C
Pebble class	0.1860	0	0
Granule class	3.0048	0.3226	0.4746
Very coarse sand class	15.8147	12.4819	0.4823
Coarse sand class	34.1555	53.1989	0.4
Medium sand class	53.6791	47.6091	7.2791
Fine sand class	24.8180	19.0400	44.8235
Very fine sand class	11.4258	7.0356	12.8960
Silt + Clay class	9.5122	3.0415	2.0575

Table 6

Layer	Grain class	Shape					Sphericity			Surface Texture					
		Angular	Sub-angular	Sub-rounded	Rounded	Well rounded	High	Medium	Low	Matte Saccaroid	Smooth Saccaroid	Matte Mammel onar	Smooth Mammel onar	Polished Smooth	Matte Smooth
A	Very coarse sand	20	27.61905	30.47619	16.19048	5.71429	34.28571	28.57143	37.14286	10.47619	0	59.04762	0	0	30.47619
	Coarse sand	23.80952	25.71429	30.47619	15.23810	4.7619	23.80952	25.71429	50.47619	34.28571	0	44.7619	0	0	20.95238
	Medium sand	24.03846	25	31.73077	15.38462	3.84615	33.33333	26.66667	40	29.12621	0	37.86408	0	0	33.00971
	Fine sand	31.73077	25	26.92308	15.38462	0.96154	28.15534	31.06796	40.77670	20.38835	0	49.51456	0	0	30.09709
	Very fine	22.3301	29.12621	21.35922	22.33010	4.85437	29.12621	21.35922	49.51456	25.24272	0	27.18447	0	2.91262	44.66019

	sand														
B	Very coarse sand	18.26 923	22.11 538	30.76 923	14.42 308	14.42 310	33.65 385	21.15 385	45.19 231	17.307 69	0	40.38462	0	0	42.30 769
	Coars e sand	22.33 010	23.30 097	30.09 709	20.38 835	3.883 50	25.24 272	27.18 447	47.57 282	18.627 45	0	46.07843	0	0.980 39	34.31 373
	Mediu m sand	26.92 308	29.80 769	29.80 769	10.57 692	2.884 62	27.88 462	26.92 308	45.19 231	15.384 62	0.9615 3	30.76923	2.88462	4.807 69	45.19 231
	Fine sand	26.21 359	25.24 272	24.27 184	18.44 660	5.825 24	23.30 097	23.30 097	53.39 806	19.417 48	0	28.15534	0	4.854 37	47.57 282
	Very fine sand	32.35 294	29.41 176	18.62 745	16.66 667	2.941 18	31.37 255	18.62 745	50	5.8823 5	0	26.47059	0	4.901 96	62.74 51
C	Very coarse 39san 36d	4.545 45	30.30 303	50	15.15 152	0	25.75 758	30.30 303	43.93 939	15.151 52	0	15.15152	7.57576	7.575 76	54.54 545

	Coars e sand	1	28	49	15	7	32	39	29	3	0	10	6	27	54
	Mediu m sand	10	33	39	10	8	21	36	43	2	0	14	10	22	43
	Fine sand	36.53 846	29.80 769	25	7.692 30	0.961 54	39.04 762	17.14 286	43.80 952	15.384 62	0	32.69231	0	4.807 69	47.11 538
	Very fine sand	35.29 412	27.45 098	20.58 824	15.68 627	0.980 39	43.13 725	20.58 824	36.27 451	4.9019 6	0	20.58824	0	14.70 588	59.80 392

Table 7

Layer	Mineral	X-Ray Diffraction (d-values)	
		Main Reflection	Minor Reflection(s)
Paleontological Samples			
A	Quartz	3.34 Å	4.25 and 1.81 Å
	Calcite	3.03 Å	2.09 and 2.28 Å
	Goethite	4.18 Å	2.69 and 2.45 Å
	Halite	2.82 Å	1.99 Å
B	Quartz	3.34 Å	4.25 and 1.81 Å
	Calcite	3.03 Å	2.09 and 2.28 Å
	Hydroxylapatite	2.71 Å	2.81 Å
	Magnesite	2.74 Å	-
C	Quartz	3.34 Å	4.25 and 1.81 Å
	Goethite	4.18 Å	2.69 and 2.45 Å
	Calcite	3.03 Å	2.09 and 2.28 Å
Sedimentological Samples			
A	Quartz	3.34 Å	4.25 and 1.8 Å
	Goethite	4.18 Å	2.69 and 2.45 Å
B	Quartz	3.34 Å	4.25 and 1.81 Å
	Goethite	4.18 Å	2.69 and 2.45 Å
C	Quartz	3.34 Å	4.25 and 1.81 Å
	Microcline	3.29 Å	3.24 Å

Table 8

Thin Section	GHI	PI	PI minerals	RI	RI minerals	Fractures
RA-1	1-5	80-90	Carbonate, Oxide, Quartz and Feldspar	90-100	Oxide, Carbonate	Large-scale fractures

RA-2-1	2-4	80-90	Carbonate, Oxide, Quartz	90-100	Oxide, Carbonate	Large- scale fractures
RA-2-2	0	90-100	Carbonate, Oxide, Quartz	90-100	Oxide	Rare small- scale fractures
RA-2-3	0-4	90-100	Oxide, Carbonate, Quartz, Feldspar	90-100	Oxide	Small- scale fractures
RA-2-4	0	70-80	Oxide, Carbonate, Quartz	70-80	Oxide	Rare large- scale fractures
RA-2-5	1	70-80	Oxide, Carbonate, Quartz, Feldspar, Polycrystalline grains	80-90	Oxide, Carbonate	Rare large- scale fractures
RA-3-1	4	80-90	Carbonate, Oxide, Quartz	90-100	Oxide	Large- scale fractures
RA-3-2	1-3	60-70	Carbonate, Oxide, Quartz	80-90	Oxide, Carbonate	No fractures

Figure 1

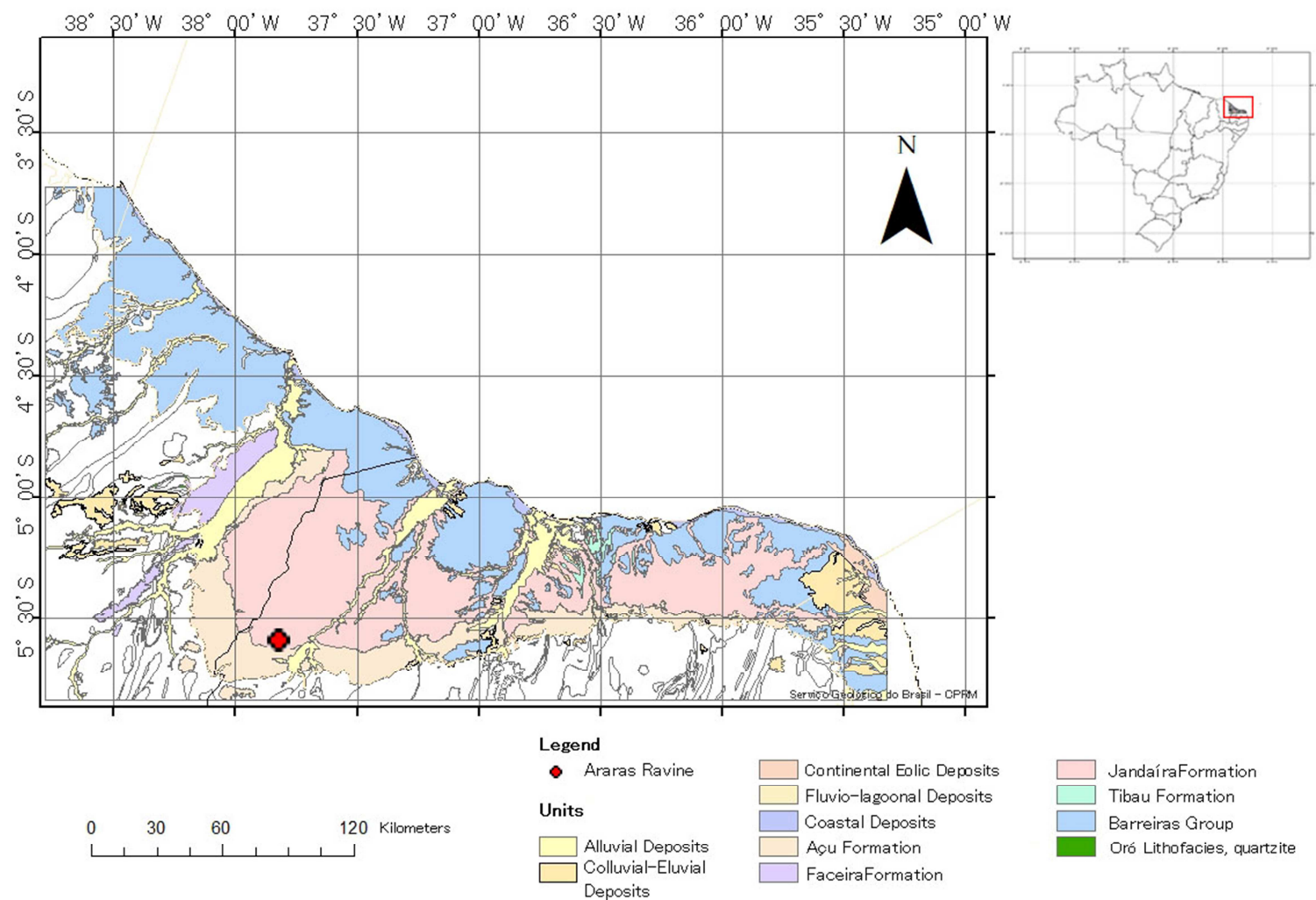


Figure 2

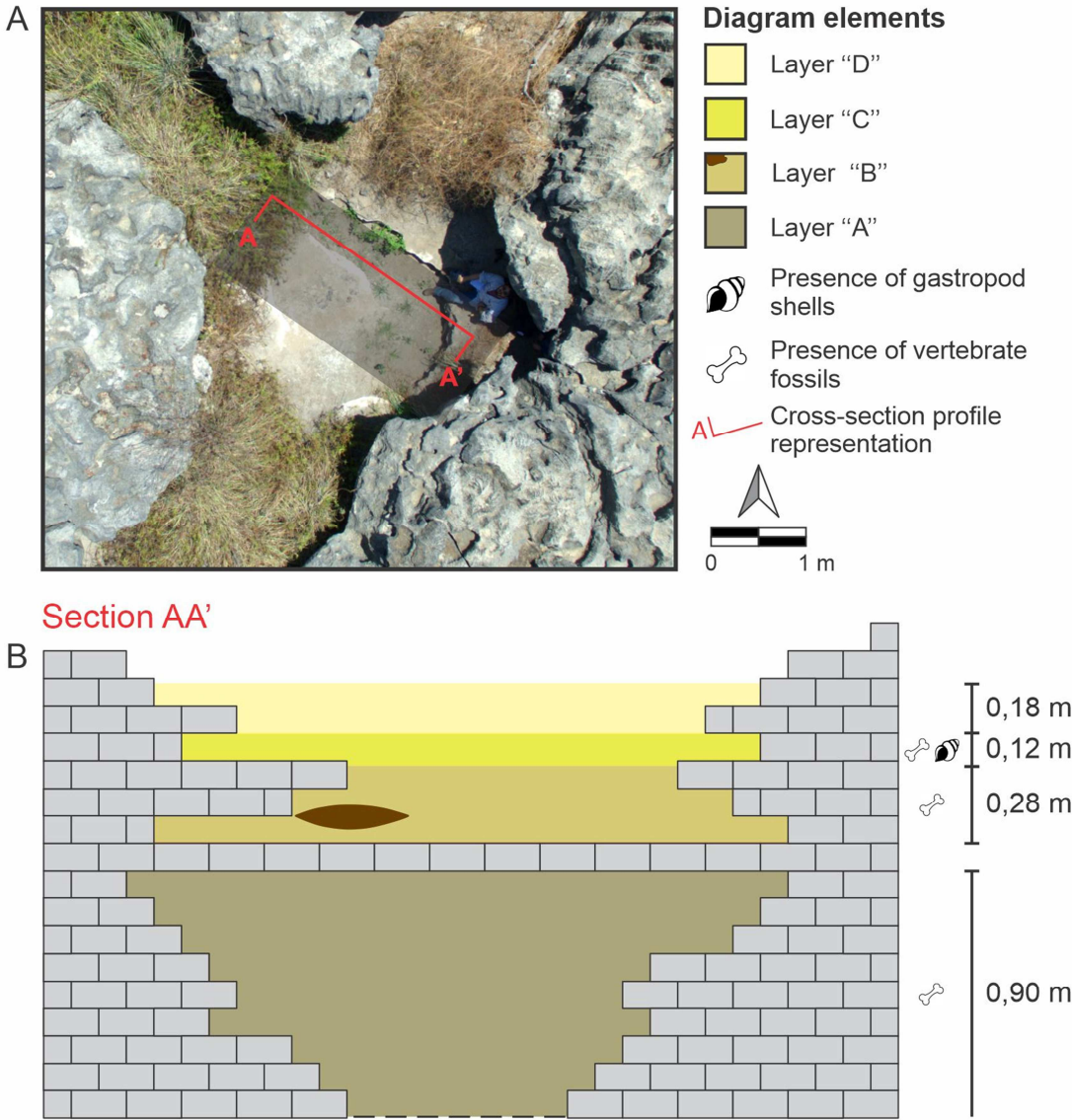


Figure 3

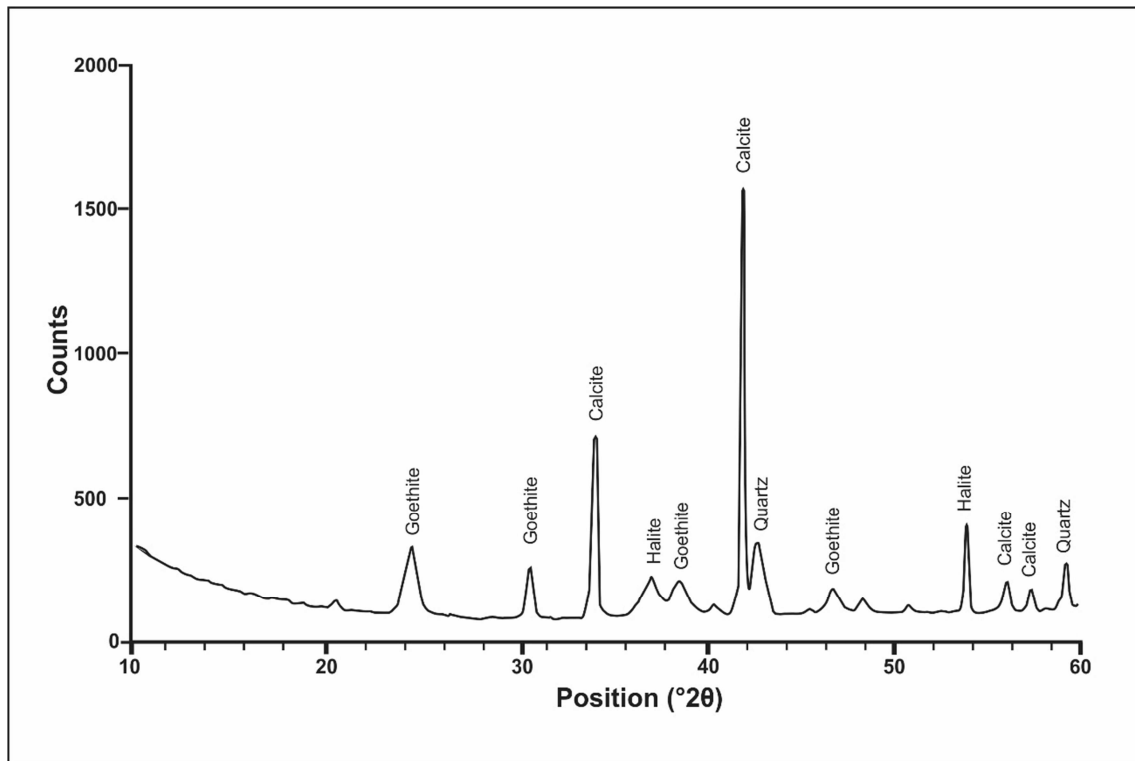


Figure 4

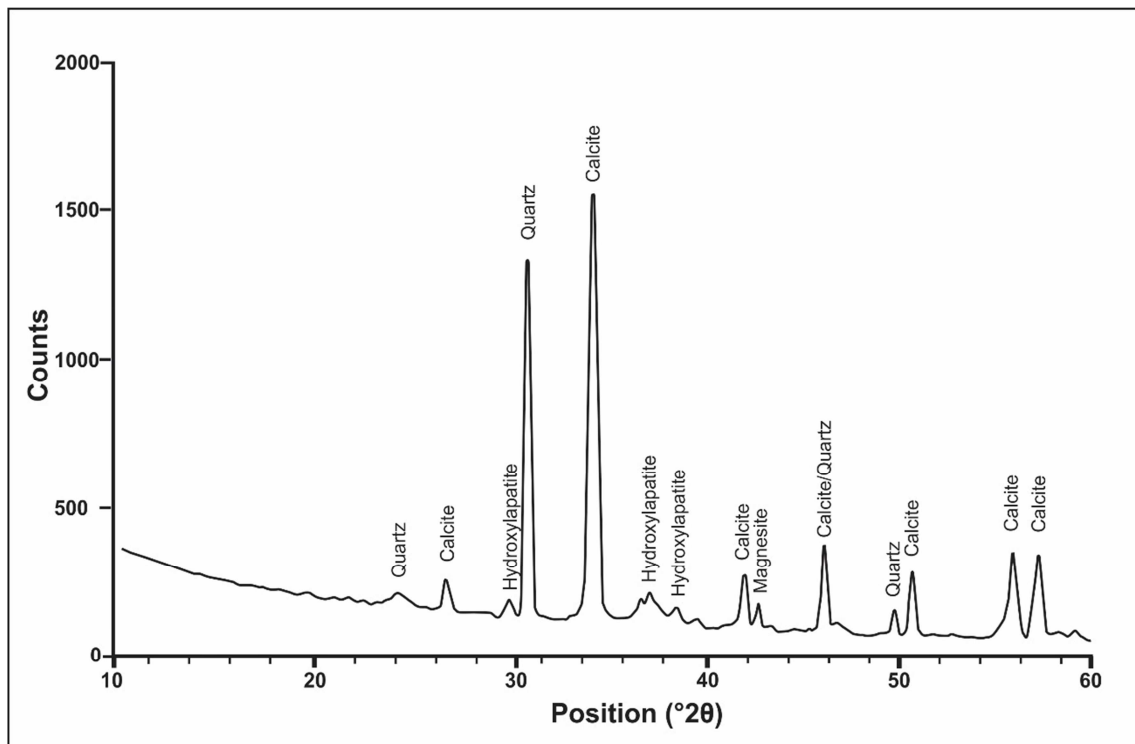


Figure 5

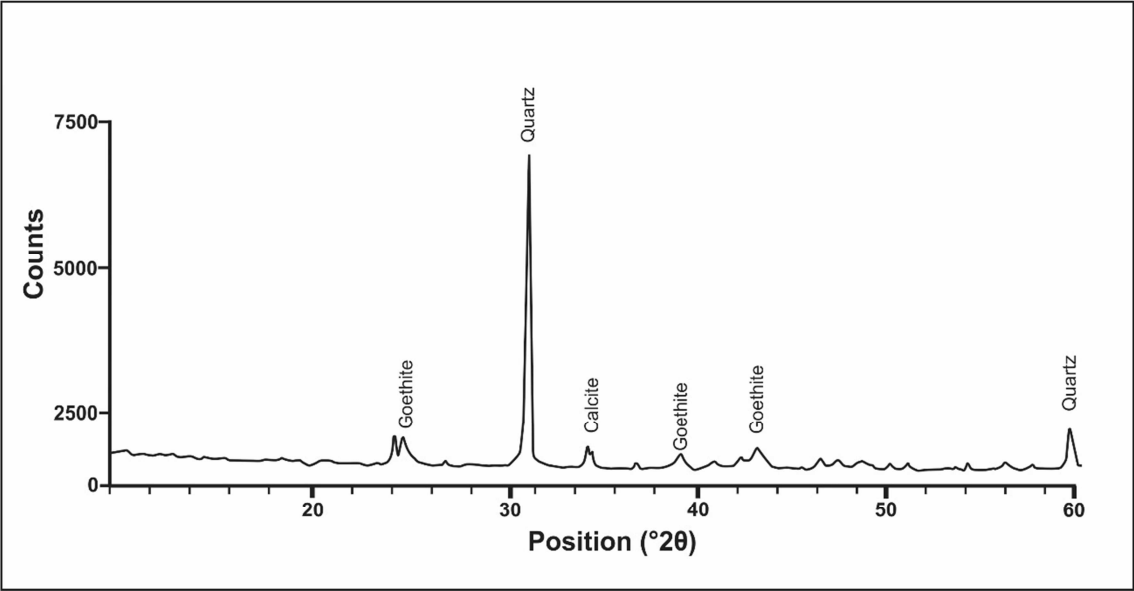


Figure 6

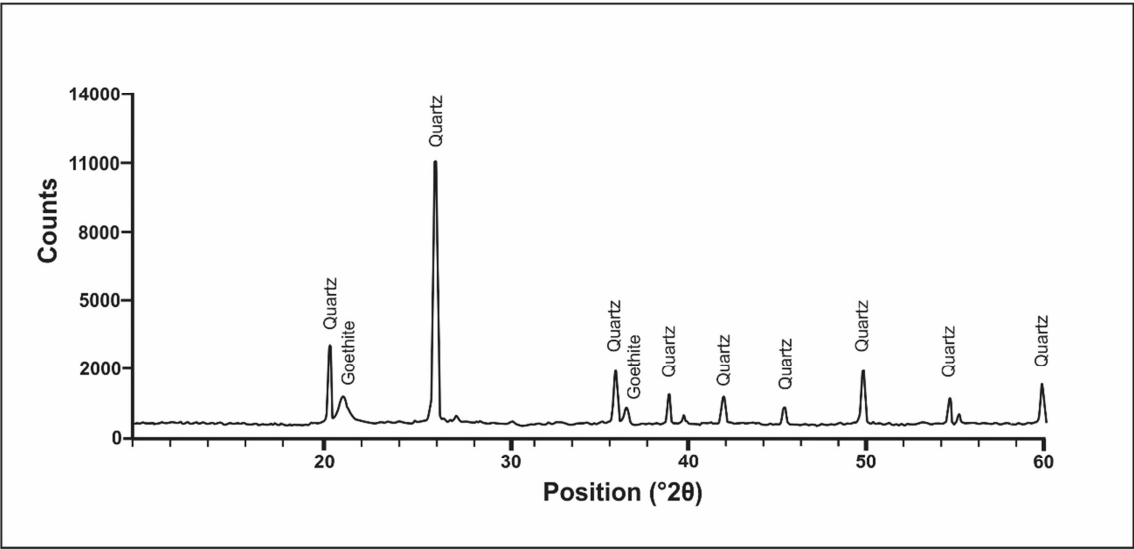


Figure 7

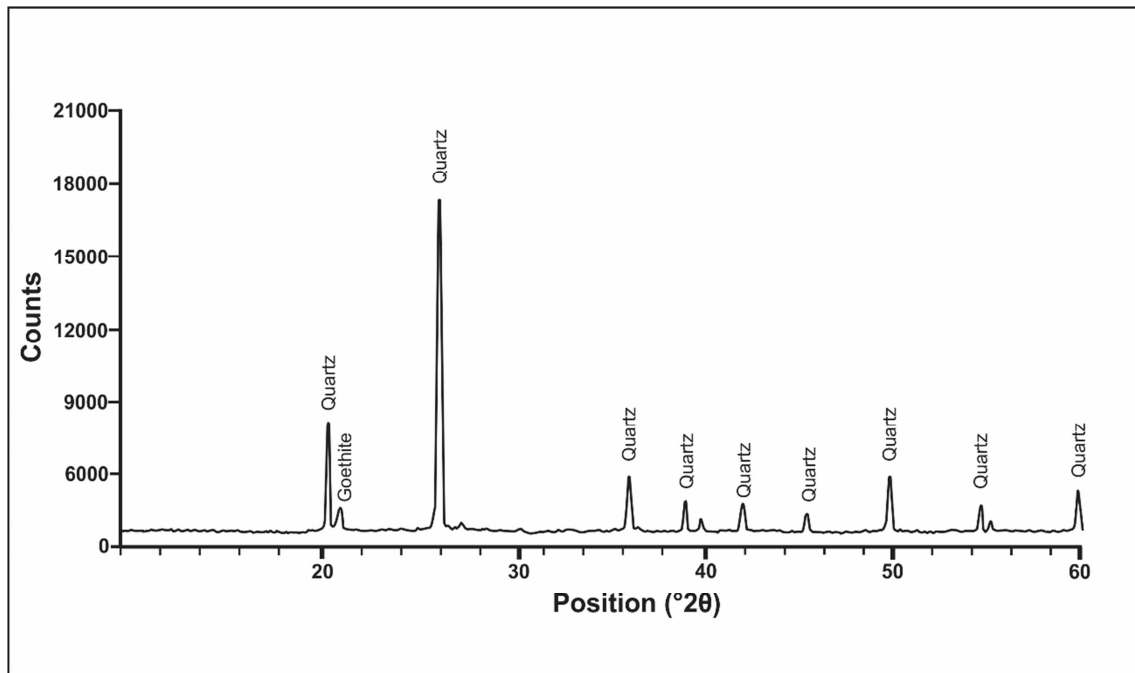


Figure 8

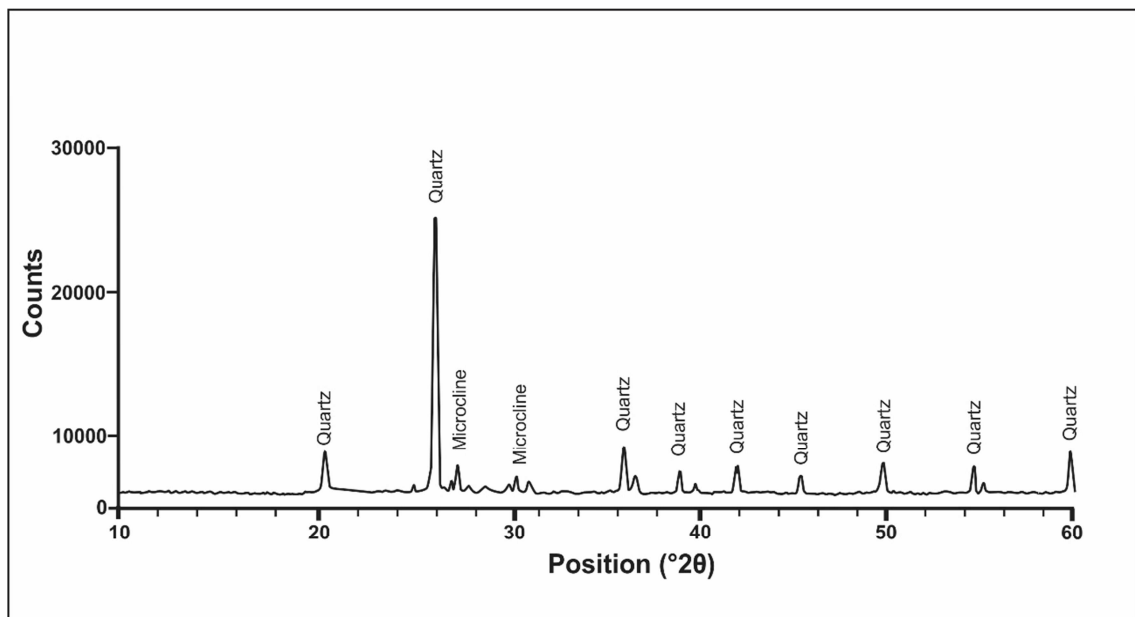


Figure 9

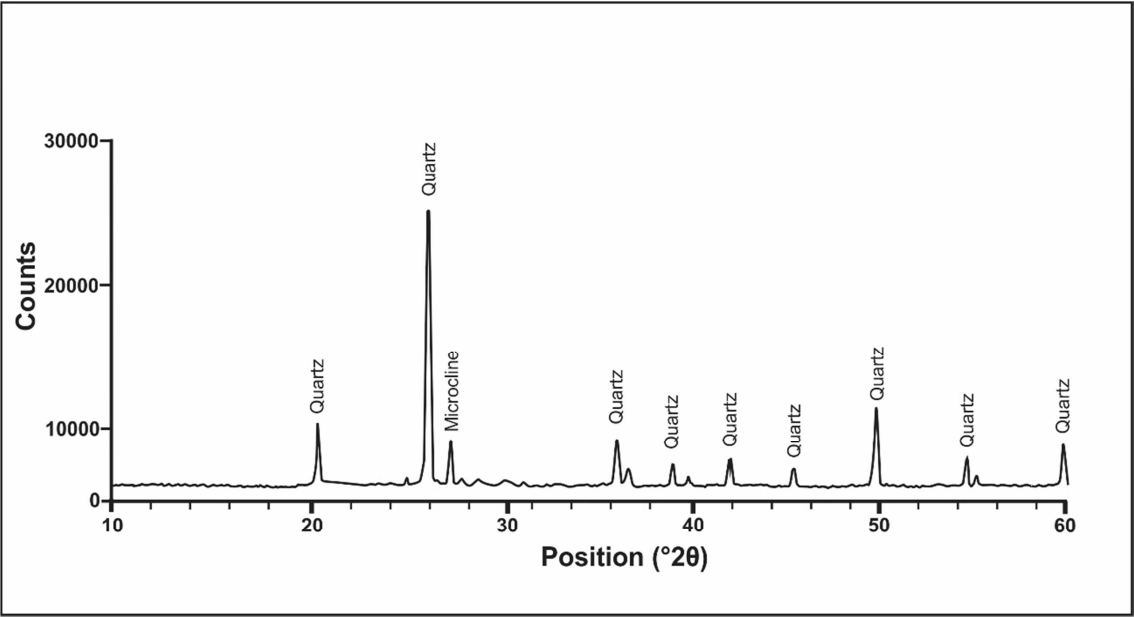


Figure 10

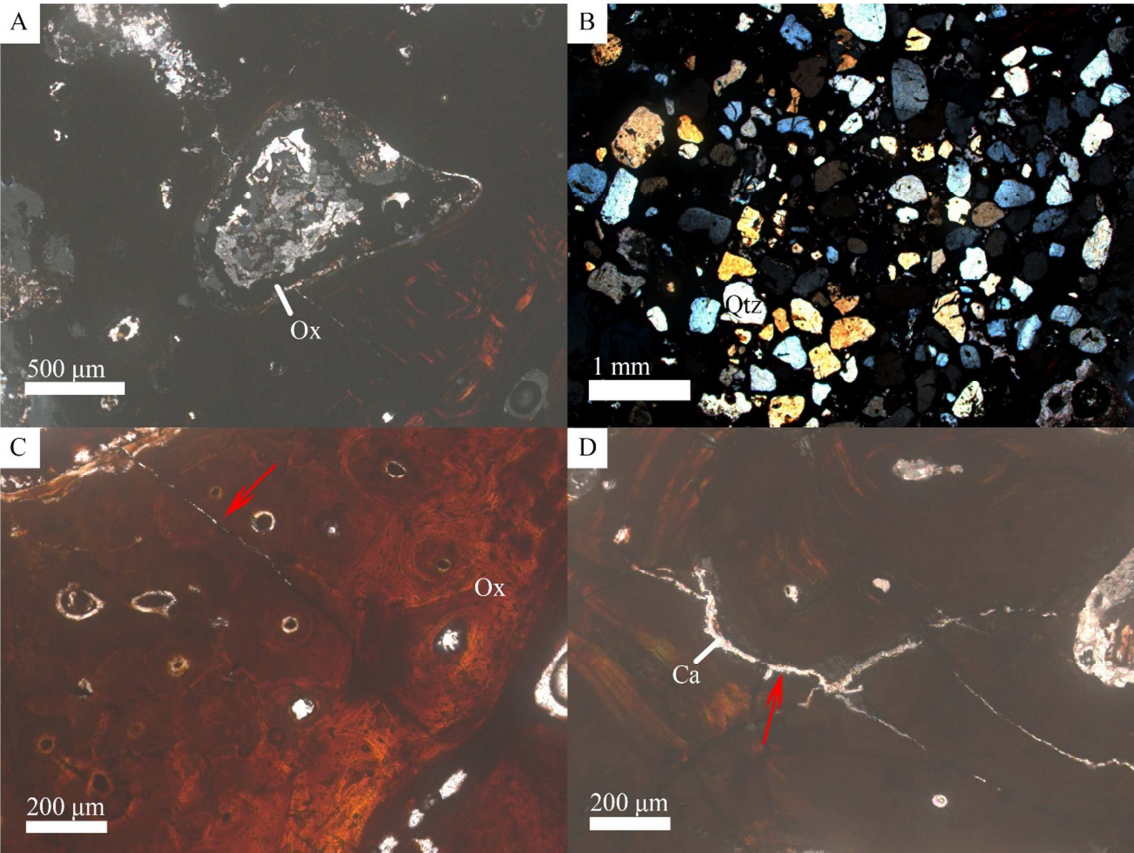


Figure 11

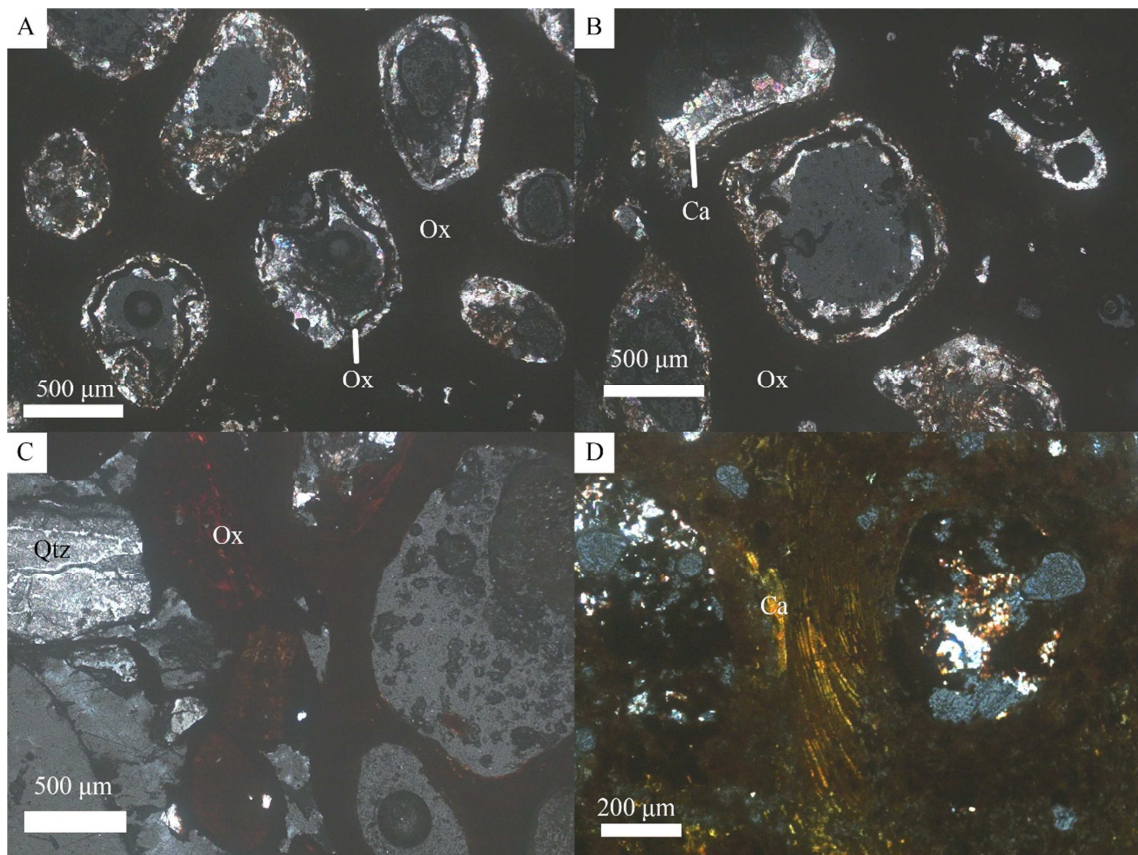


Figure 12

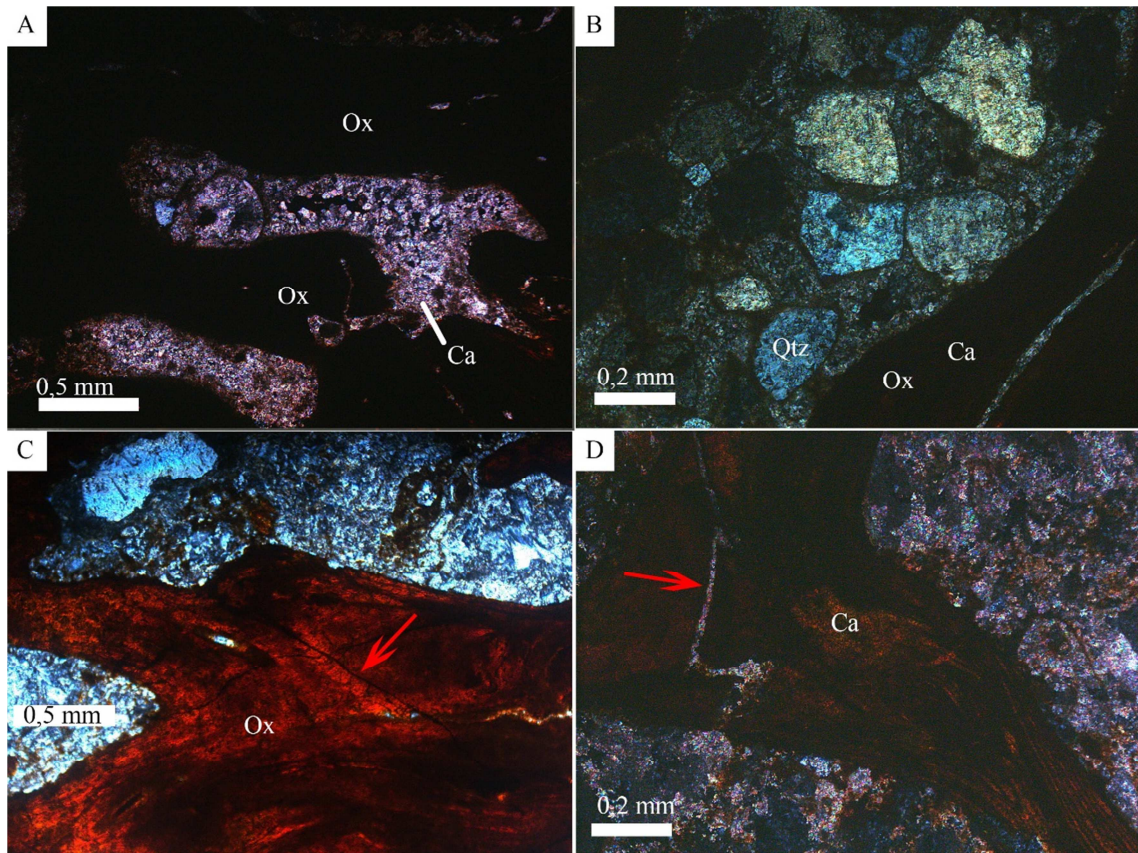


Figure 13

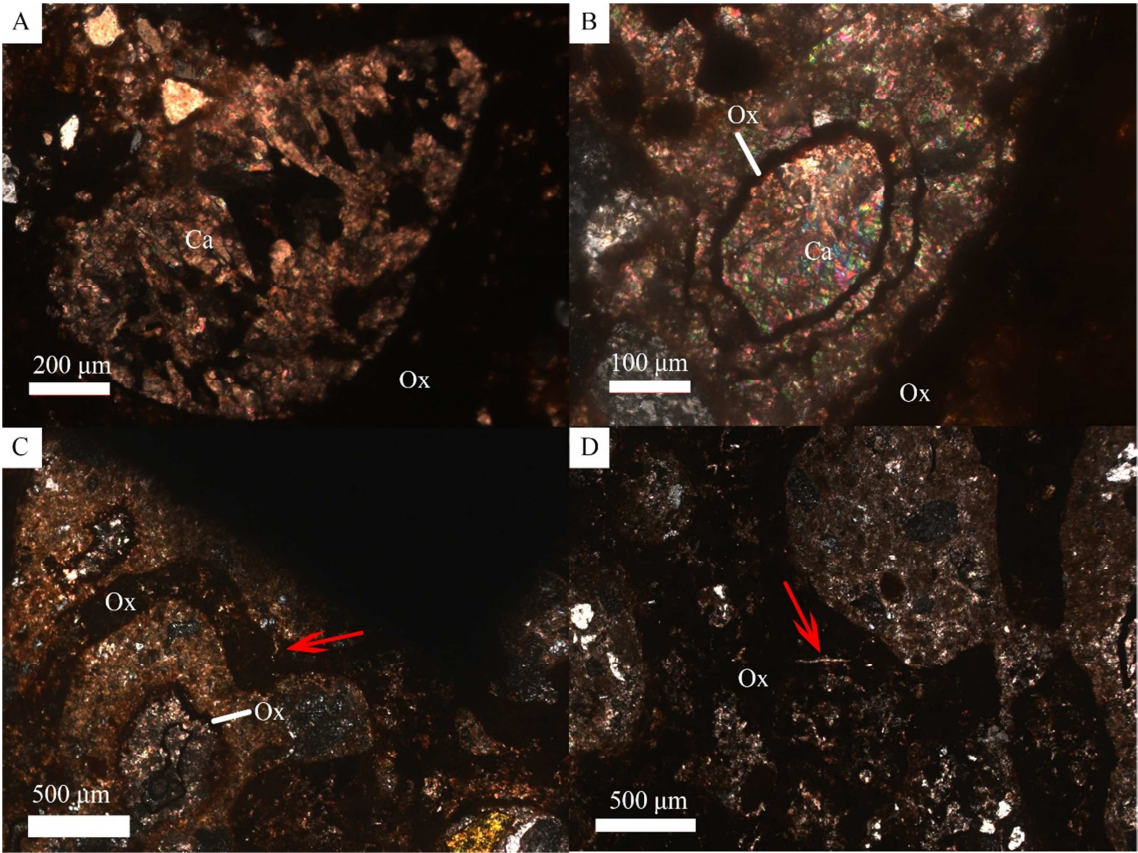


Figure 14

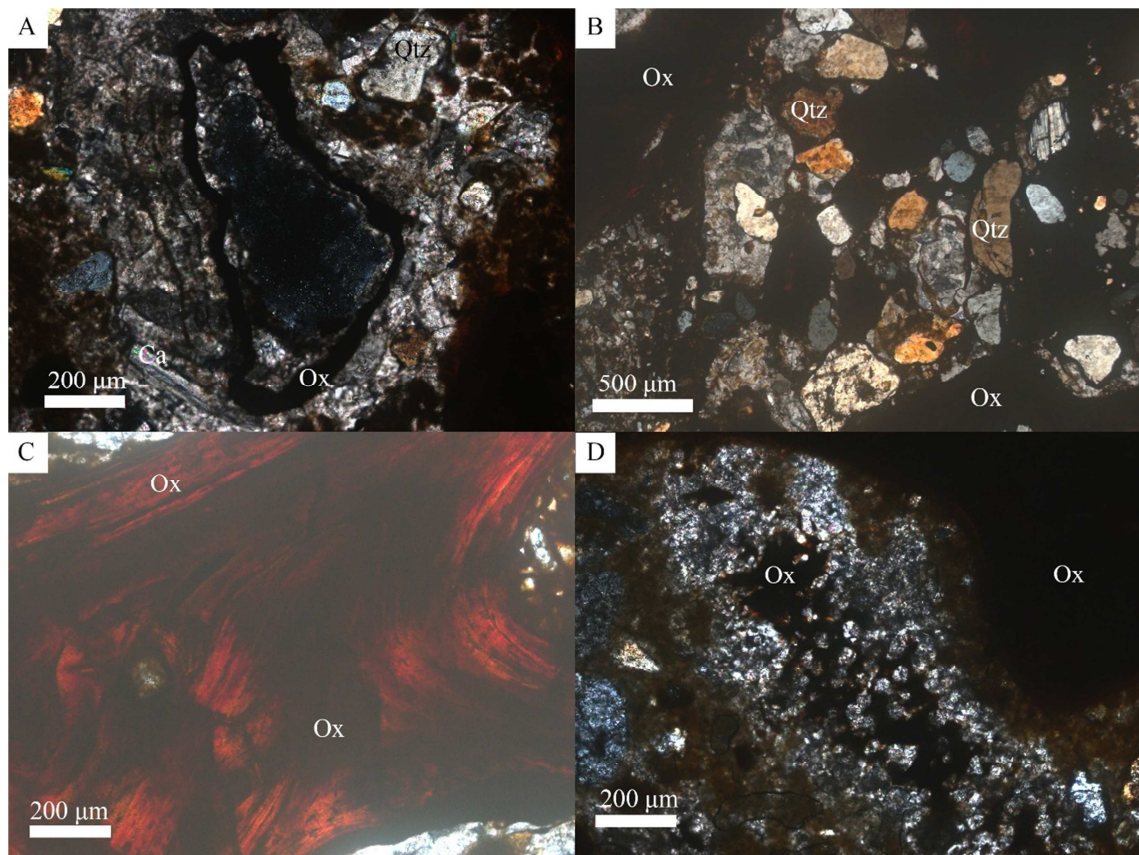


Figure 15

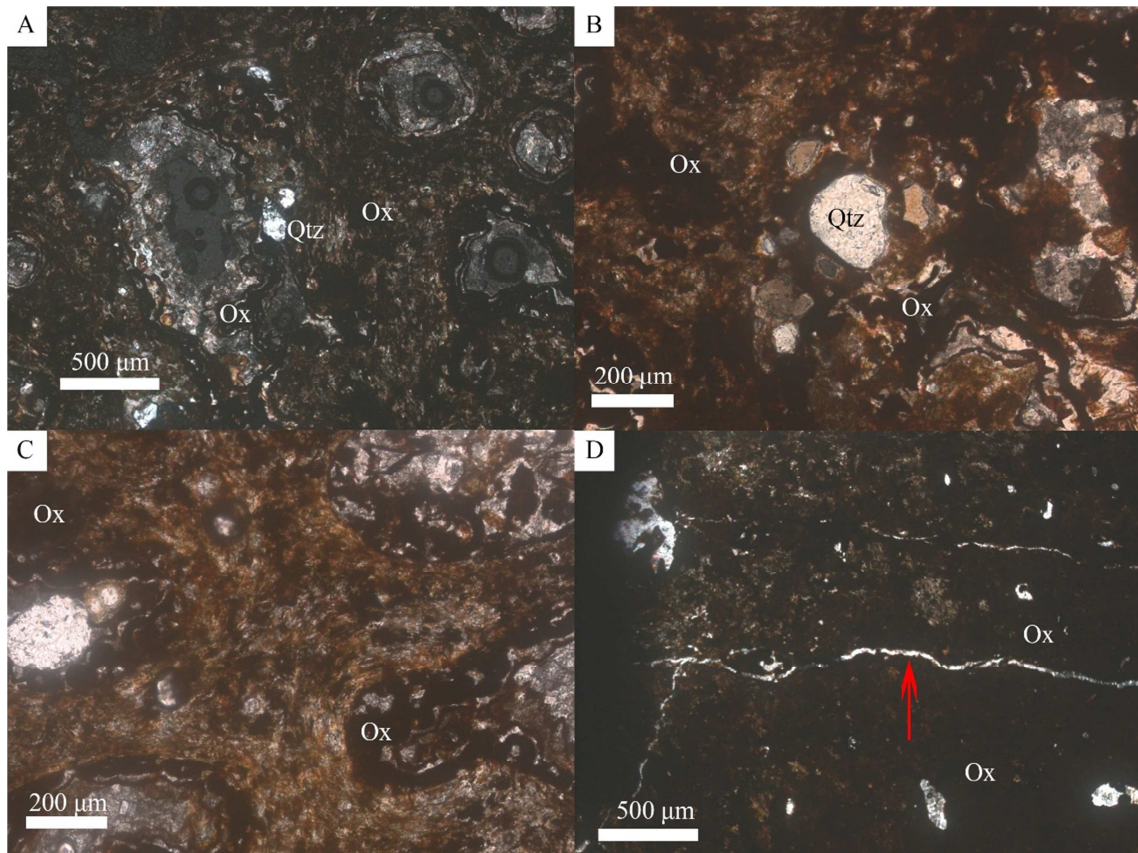


Figure 16

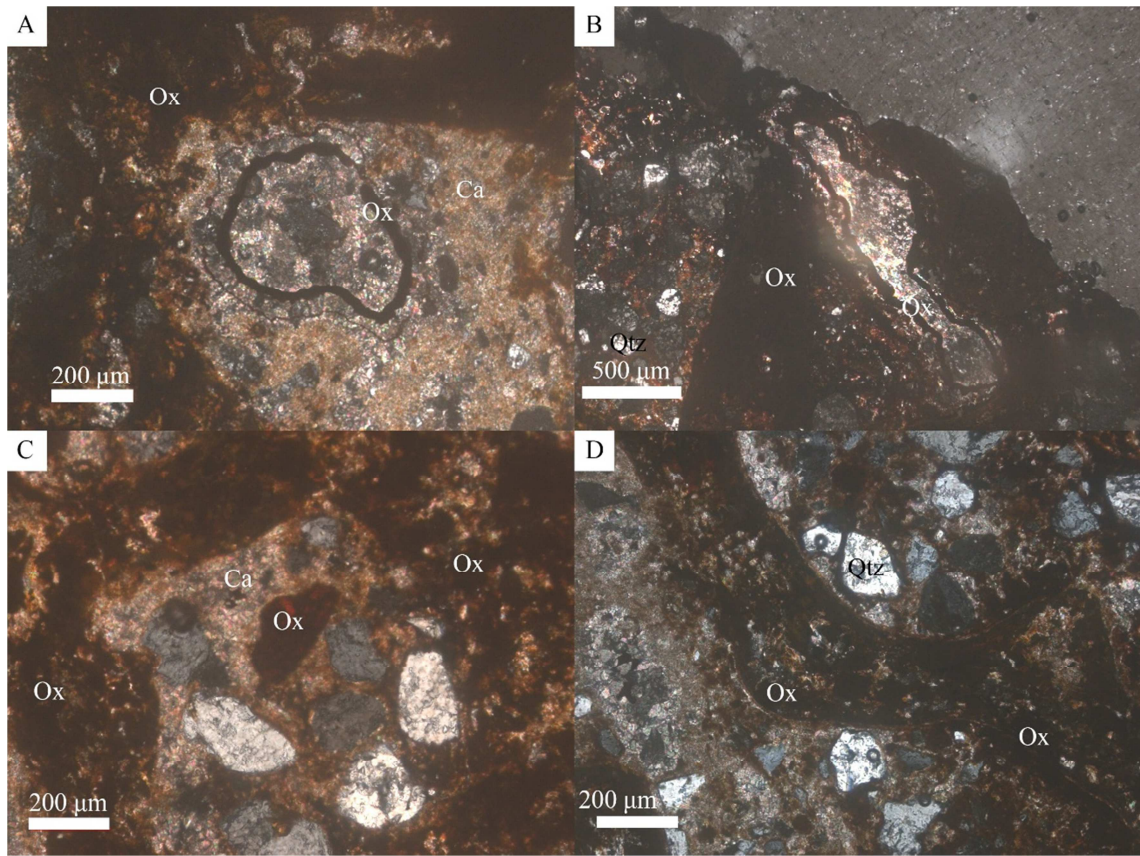
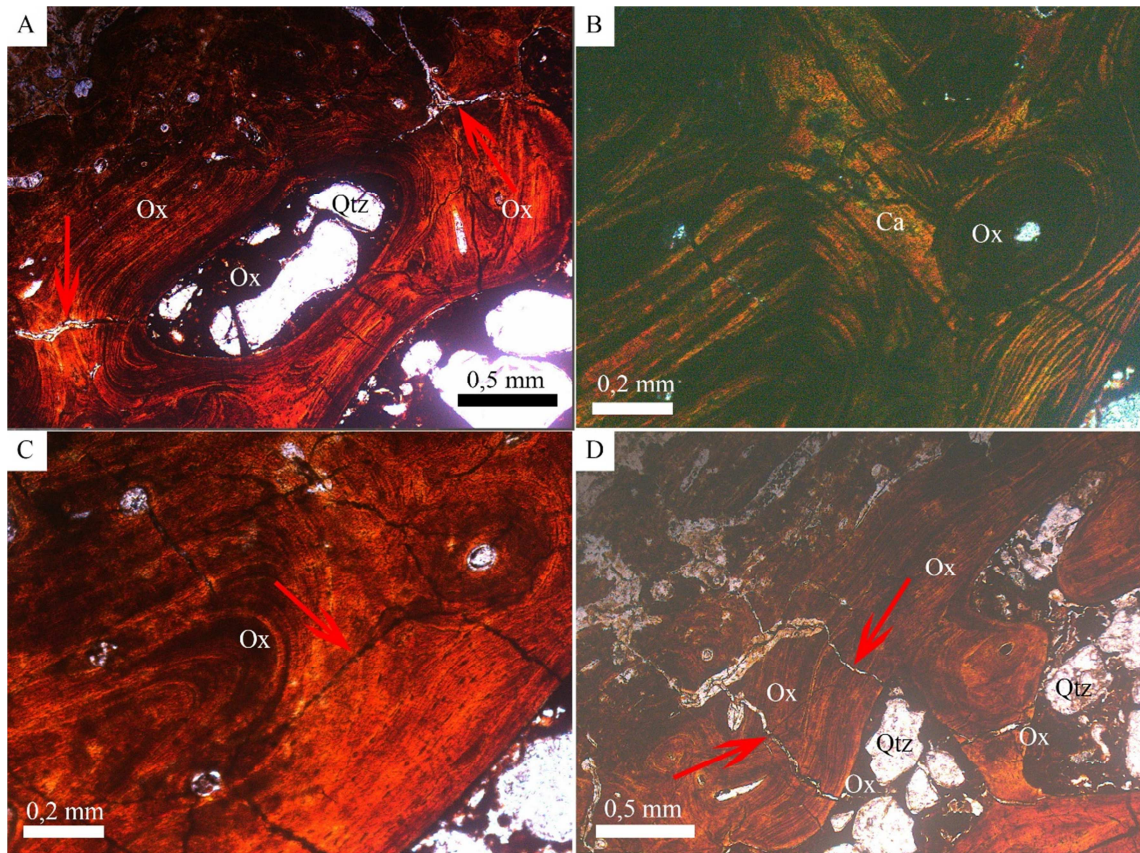


Figure 17



DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados de ambas as ravinas descrevem alguns processos relativamente constantes ao longo da história do lajedo. Ambas as ravinas apontam para uma forte sazonalidade presente no local, com evidências de alta disponibilidade de água e fraturas relacionadas a ressecamentos. As condições no interior das ravinas levaram a instabilidade do tecido original e proporcionou condições para a substituição deste tecido por outros minerais, entretanto a preservação ou não das estruturas depende de quando durante a história destes fósseis começou a recristalização e a permineralização.

Os dados da Ravina das Araras permitem algumas inferências sobre certos aspectos da Ravina do Leon. Na Ravina do Leon foram observados minerais opacos e carbonatos que, fazendo um paralelo com os resultados das Araras, podemos postular que se trata de goethita e calcita. Isto se aplica tanto para estes minerais quando encontrados precipitados dentro dos poros dos fósseis, quanto quando se encontram substituindo o tecido original.

Inferências também podem ser feitas sobre os sedimentos encontrados dentro da Ravina do Leon baseado nos dados da ravina das Araras. Os sedimentos das Araras apresentam uma forte influência do vento como agente de transporte, com a água sendo um agente secundário cuja importância cresce ao longo da história da localidade. Sem uma análise dos sedimentos não é possível inferir a qual momento desta transição pertencem os sedimentos do Leon, mas características gerais, ou seja, a forte influência do vento e água como um agente secundário podem ser relevantes para estes sedimentos. Destaca-se também a importância da água neste local, pois esta foi o veículo de transporte de íons retirados das rochas da Formação Jandaíra no entorno que resultaram na formação da goethita e calcita.

A Ravina das Araras contribui positivamente para as observações feitas para uma grande área na América do Sul, onde substituição por óxido de ferro é comum, assim como carbonatos e óxidos preenchendo poros nos fósseis e a sazonalidade nesta grande região.

A reunião destes dados aponta para o Quaternário ser um período com um clima inicialmente seco, mas que estava sujeito a períodos de abundância de água. O vento foi o agente principal de transporte de partículas sedimentares para dentro das ravinas e ele pode ter influenciado o transporte dos pequenos restos de vertebrados encontrados dentro das ravinas. Apesar do clima preferencialmente seco, períodos de abundância de água foram constantes ao longo do Quaternário. Esta abundância de água, que ainda pode ser observada atualmente, foi

essencial para vários eventos que ocorreram dentro das ravinas. Ela afetou o transporte de sedimentos, apesar de inicialmente ter menor influência do que o vento e, dependendo da intensidade das correntes geradas durante estes eventos, pode ter influenciado no transporte dos restos de vertebrados para dentro das ravinas.

Estes fluxos também foram os agentes do intemperismo que removeram íons das rochas da Formação Jandaíra no entorno e dos próprios ossos e proporcionaram as condições para a precipitação de calcita, goethita e magnesita nos fósseis e nos sedimentos. A precipitação da calcita pode ser resultado tanto da dissolução e precipitação do cálcio originalmente presente no osso, processo que pode ser mais fortemente justificado pela substituição intensa observada nos fósseis analisados, quanto pela precipitação causada pela percolação de água rica em íons de carbonato extraídos das rochas no entorno. Isto liga fortemente a presença de carbonato a períodos de abundância de água. A precipitação de goethita também possui dois mecanismos mais relevantes. O primeiro é devido ao decaimento da matéria orgânica, que gerou pirita que eventualmente foi alterada para goethita, mas este evento é limitado pela presença de matéria orgânica e afeta principalmente os canalículos. Um segundo mecanismo mais constante é a precipitação a partir da lixiviação das rochas no entorno, no entanto para essa precipitação é necessária uma condição de seca. Este segundo processo também se aplica para a formação da magnesita. As múltiplas instâncias de precipitação de óxido nos fósseis e os traços de mistura temporal apontam para frequentes alterações das condições de ressecamento e, junto com as evidências da calcita, solidifica que a sazonalidade observada atualmente é uma condição que se manteve relativamente constante desde o início do Quaternário. Nota-se que calcita e goethita são os principais minerais formados por estes processos, mas outros minerais, como a halita, magnesita e hidroxiapatita, são formados por estes mecanismos, apesar de em menor quantidade.

A presença do quartzo nos fósseis é um evento importante. O transporte destes minerais clásticos para dentro dos poros ocorre utilizando a água como mecanismo para realizar este processo. Os grãos encontrados possuem uma relação com os eventos mais complexa. Cimento observado no entorno dos grãos pode ser formado antes de seu transporte para dentro dos ossos ou depois que este transporte ocorreu, mas as instâncias de um cimento que engloba vários grãos, se interpretado como um único evento, somente ocorreu após o transporte destes grãos para dentro dos poros. A precipitação deste cimento também pode ter ocorrido em várias etapas, mas a metodologia apresentada não pode determinar se é este o caso.

Fraturamentos apresentam padrões estão sendo associados a ressecamento dos restos. Com a sazonalidade estabelecida, a formação destas fraturas se torna paralela aos momentos de precipitação da goethita. Algumas fraturas apresentam preenchimento, frequentemente por calcita. Nestes casos pode se mapear um claro ciclo onde o ressecamento foi responsável pela formação da fratura e o momento de abundância de água permitiu a precipitação de calcita nos espaços gerados por estas fraturas. A sequência de eventos não necessariamente ocorreu no mesmo ciclo, pois durante as frequentes fases deste ciclo nem todas podem ter atingido as condições necessárias para a formação dos minerais discutidos. A presença de fraturas não preenchidas também resulta em uma discussão sobre as condições destes eventos. Estas podem ser o resultado de um ressecamento que gerou fraturas, mas que não foi seguido de nenhum evento com as condições necessárias para a precipitação de minerais dentro das fraturas. Outra possibilidade seria a formação de fraturas já em uma situação em que o preenchimento destas não é possível, como em um osso possuindo uma crosta de goethita no seu entorno limitando a interação do seu interior com os fluidos externos.

Sobre os agentes de transporte, principalmente o vento, nota-se que inicialmente possuía um baixo grau de seccionamento, mas este grau foi aumentando com o tempo e isto indica um gradual aumento da maturidade dos sedimentos levados para dentro das ravinas. Esta maior maturação resulta de uma maior interação com os agentes de transporte, o que indica um transporte mais longo e possivelmente áreas fontes mais distantes passando a contribuir para os sedimentos depositados no Lajedo. Por se tratar de um intervalo de tempo menor, mudanças mais drásticas na morfologia da região que poderiam afetar as condições de transporte não se aplicam, justificando alterações mais sutis como contribuição de fontes mais distantes.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. et al. As províncias estruturais do Brasil. VII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, PB, p. 363-391, nov. 1977.
- ARARIPE, P. T.; FEIJÓ, F. J. Bacia Potiguar. B. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro, RJ, v. 8, n. 1, p. 127-141, jan./mar. 1994.
- BAGNI, F. L. et al. Karst dissolution along fracture corridors in an anticline hinge, Jandaíra Formation, Brazil: Implications for reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology*, v. 115, mai. 2020.
- CAMPOS, S. Formação Ponta do Mel – Albiano da Bacia Potiguar: geoquímica na análise da evolução diagenética. 2012. 191 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2012.
- CARNEIRO, M. A. et al. Controle estrutural do sistema cárstico epigenético na Formação Jandaíra, Bacia Potiguar. *Revista de Geociências da Unesp, São Paulo*, v. 34, n. 2, p. 199-209, 2015.
- CARNIELLI, A. L.; VERISSIMO, C. U. V. Ocorrência de ferro nos calcários cretáceos da Formação Jandaíra – Sítio João Pedro, RN. Origem e influência na qualidade de placas para uso ornamental. *Encontros Universitários da UFC, Fortaleza*, v. 3, p. 1706, 2018.
- COSTA, I. M. Morfologia e morfoscopia das coberturas pedológicas às margens do Rio Uruguai em Águas de Chapecó (SC). 2015. 54 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Licenciamento em Geografia) - Universidade Federal da Fronteira Sul, Chapecó, 2015.
- DANTAS, E. P. Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN). 1998. 122 f. Dissertação (Mestre em Geofísica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1998.
- DUVERGER, A. et al. Mechanisms of pyrite formation promoted by sulfate-reducing bacteria in pure culture. *Frontiers in Earth Sciences*, v. 8, 15 p, nov. 2020.
- FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, p. 3-26, 1957.

- FONSECA, A. C. R. et al. Ocorrência e morfologia de piratas goethitizadas no município de Formiga – MG. *Revista Conexão Ciência*, v. 14, n. 4, p. 47-57, dez. 2019.
- GOMES, I. P. et al. Fraturas, carste e cavernas nos calcários Jandaíra em Felipe Guerra, Rio Grande do Norte. *Revista do Instituto de Geociências – USP, São Paulo*, v. 19, n. 1, p. 43-67, mar. 2019.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Borborema. In: Hasui, Y. Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A. (Orgs.) *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 2012. cap. 13, p. 200-227.
- HEDGES, R. E. M.; MILLARD, A. R. Measurements and Relationships of Diagenetic Alteration of Bone from Three Archaeological Sites. *Journal of Archaeological Science*, v. 22, n. 2, p. 201-209, mar. 1995.
- HOBBS, F. W. C.; XU, H. Magnesite formation through temperature and pH cycling as a proxy for lagoon and playa paleoenvironments. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 269, p. 101-116, jan. 2020.
- HOLLUND, H. I. et al. What happened here? Bone histology as a tool in decoding the postmortem histories of archaeological bone from Castricum, The Netherlands. *International Journal of Osteoarchaeology*, v. 22, n. 5, p. 537-548, jan. 2011.
- JESUS, L. V., ANDRADE, A. C. S. Parâmetros granulométricos dos sedimentos da Praia Dos Artistas – Aracaju - SE. *Scientia Plena*, v. 9, n. 5, 11 p., mai. 2013.
- LIMA, E. N. M. Tectônica pós-rifte na Bacia Potiguar. 2011. 166 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2011.
- LIU, H.; CHEN, T.; FROST, R. L. An overview of the role of goethite surfaces in the environment. *Chemosphere*, v. 103, p. 1-11, mai. 2013.
- MAIA, R. P., BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia e neotectônica da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró – NE/Brasil. *Mercator – Revista de Geografia da UFC*, v. 11, n. 24, p. 209-228, jan./abr. 2012.
- MAIA, R. P. et al. A importância do controle tectônico para a formação da paisagem cárstica na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, n. 4, p. 451-463, out./dez. 2012.

MENEZES, P. E. L. Evolução estrutural, geometria e deformação na área da falha de Baixa Grande Bacia Potiguar emersa-Brasil/RN. 1996. 152 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1996.

OLIVEIRA, J. Revisão sistemática dos equinoides (echinodermata) da Formação Jandaíra (Cretáceo) Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. 2013. 108 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Sergipe, São Cristóvão, SE, 2013.

OLIVEIRA, J.; MANSO, C. L. C.; ANDRADE, E. J. Distribuição dos Equinoides na Formação Jandaíra. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, n. 4, p. 597-606, oct./dez. 2014.

PESSOA NETO, O. C. P. et al. Bacia Potiguar. B. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, n. 15, p. 357-369, jan. 2007.

PFRETZSCHNER, H., TÜTKEN, T. Rolling bones – Taphonomy of Jurassic dinosaur bones inferred from diagenetic microcracks and mineral infillings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 310, n. 1-2, p. 117-123, set. 2011.

PORPINO, K. O.; SANTOS, M. F. C. F.; BERGQVIST, L. P. Registros de mamíferos fósseis no Lajedo de Soledade, Apodi, Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 7, n. 3, p. 349-358, set./dez. 2004.

PORPINO, K. O.; SANTOS JR, V.; SANTOS, M. F. C. F. Lajedo de Soledade, Apodi, RN – Ocorrência peculiar de megafauna fóssil quaternária no nordeste do Brasil. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; SOUZA, C. R. G.; FERNANDES, A. C. S.; BERBERT-BORN, M.; QUEIROZ, E. T. (Edits.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: CPRM, 2009. v 2, p. 403-412.

POWERS, M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 23, n. 2, p. 117-119, jun. 1953.

RABELO, J. G. et al. Modelagem numérica da deformação em carbonatos e implicações na formação de carste. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v.15, n. 2, p. 99-110, jun. 2015.

RAITH, M. M., RAASE, P., REINHARDT, J. *Guide to Thin Section Microscopy*. 127 p. ISBN 978-3-00-037671-9.

REDDY, D. R., KARUDU, T. K., VARMA, D. D. Textural characteristics of Southwestern Part of Mahanadi Delta, East Coast of India. *Journal of the Indian Association of Sedimentologists*, v. 27, n. 1, p. 111-121, jan. 2008.

ROSADO, V. A Formação Cacimbas e o Grupo Apodi. Coleção Mossoroense, v. 24, p. 1-21, 1957.

SANTOS, M. F. C. F. et al. Feições tafonômicas observadas em fósseis pleistocênicos do Rio Grande do Norte. Revista de Geologia, v. 15, p. 31-41, jan. 2002.

SILVA, E. D. N. et al. Processamento de dados de GPR obtidos em ambientes cársticos. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, p. 789-794, ago. 2013.

STOGNER, L. Bone cracking in low humidity/high temperature environment. Proceedings of the National Conference on Undergraduate Research, University of North Carolina, abr. 2016.