

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

AERSON MOREIRA BARRETO JUNIOR

**ESTUDO ESTRATIGRÁFICO E PETROGRÁFICO DA FORMAÇÃO MISSÃO VELHA,
JURÁSSICO SUPERIOR DA BACIA DO ARARIPE**

Recife

2020

AERSON MOREIRA BARRETO JUNIOR

**ESTUDO ESTRATIGRÁFICO E PETROGRÁFICO DA FORMAÇÃO MISSÃO VELHA,
JURÁSSICO SUPERIOR DA BACIA DO ARARIPE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Gelson Luis Fambrini.

Coorientador: Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho.

Coorientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.

Recife

2020

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

- B273e Barreto Junior, Aerson Moreira.
Estudo estratigráfico e petrográfico da Formação Missão Velha, jurássico superior da Bacia do Araripe / Aerson Moreira Barreto Junior. - 2020.
85 folhas, il., gráfs., tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Gelson Luis Fambrini.
Coorientador: Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho.
Coorientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.
- Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2020.
Inclui Referências.
1. Geociências. 2. Paleoclima. 3. Intemperismo. 4. Neojurássico.
I. Fambrini, Gelson Luis (Orientador). II. Silva Filho, Wellington Ferreira da (Coorientador). III. Neumann, Virgínio Henrique de Miranda Lopes (Coorientador). IV. Título.

551 CDD (22. ed.)

UFPE
BCTG/2020-211

AERSON MOREIRA BARRETO JUNIOR

**ESTUDO ESTRATIGRÁFICO E PETROGRÁFICO DA FORMAÇÃO MISSÃO VELHA,
JURÁSSICO SUPERIOR DA BACIA DO ARARIPE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovado em: 02/03/2020.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Gelson Luis Fambrini (Orientador)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Édison Vicente Oliveira (Examinador interno)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Felipe Torres Figueiredo (Examinador externo)

Universidade Federal de Sergipe

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Pernambuco e ao Programa de Pós-graduação em Geociências pela oportunidade e possibilidade de executar o trabalho, assim como meu orientador e demais professores envolvidos e que se interessaram em desenvolver o meu trabalho. À CAPES, pelo apoio financeiro concedido durante $\frac{3}{4}$ do período de mestrado. Ao Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental da UFPE – LAGESE, pela infraestrutura e apoio durante meu tempo em Recife.

Agradeço pelo apoio irrestrito de minhas irmãs Tereza e Natasha, minha mãe Aila, e meu pai Dr. Aerson, que é também uma grande inspiração no meio acadêmico para mim.

Esse trabalho merece ainda agradecimento às pessoas que me ajudaram a manter a sanidade na primeira etapa em Recife (Felipe Mature, Rafael Percínio, Rayanne Nascimento, Rodrigo Martins e Filipe Braatz) e em Fortaleza (Fabiana Pinheiro, Saulo Limaverde, Davi Mota e Dalígia Vieira).

“There's no vestige of a beginning and no prospect of an end,
when we all disintegrate it will all happen again [...]
We have no control”

Bad Religion – No Control

RESUMO

A Formação Missão Velha, Neojurássico da Bacia do Araripe, corresponde aos depósitos fluviais que caracterizam a fase Início de Rifte (Andar Dom João/Depressão Afro-Brasileira), presentes particularmente nas Bacias Interiores do Nordeste da Borborema Transversal e Meridional e no Centro-Oeste Africano. A análise petrográfica de arenitos coletados em oito níveis estratigráficos distintos deram novas perspectivas dentro da história deposicional e da evolução paleoclimática durante a deposição da Formação Missão Velha. Estudou-se a relação entre clima e diagênese meteórica, como um guia para abranger mudanças climáticas no Gondwana Ocidental durante o Neojurássico. A análise petrográfica dos arenitos revelou distintos atributos texturais e feições eodiagenéticas que ocorreram durante a transição Neojurássico/Eocretáceo. Através destas características observadas pode-se propor uma evolução de regimes climáticos para a época da deposição. A sucessão estratigráfica é caracterizada por variações na abundância de grãos de arcabouço, da matriz detrítica, do intemperismo de feldspatos, e da mineralogia de argilominerais, que registram uma transição de condições climáticas áridas para úmidas. Durante a deposição do Missão Velha inferior, a baixa pluviosidade favoreceu a formação de argilominerais e preservação parcial de minerais instáveis ao intemperismo. Nos depósitos do Missão Velha superior, a tendência para condições mais úmidas promoveu a formação acentuada de caulinitas e a completa dissolução de feldspatos. Adicionalmente, o estudo sistemático dos troncos fósseis em novas localidades de ocorrência, possibilitou investigar as características tafonômicas e sedimentológicas desses fósseis. Verificou-se que a abrangência de sua ocorrência está relacionada aos depósitos do Missão Velha Superior, onde o regime climático úmido era dominante.

Palavras-chave: Paleoclima. Intemperismo. Neojurássico.

ABSTRACT

The Missão Velha Formation, Late Jurassic of Araripe Basin, is understood as the fluvial deposits that characterizes the early rift stage (Dom João Stage/Afro-Brazilian Depression) of Gondwana, which also appears in the Interior Basins of Brazil's Northeast within the Transversal and Meridional Borborema Province and West African. Petrographic analysis of Missão Velha sandstone samples from eight different strata provided insight on the depositional history and evolution of paleoclimate during its deposition. This study focuses on the relationship between climate and meteoric diagenesis as a guide for constraining climate change in western Gondwana during the Late Jurassic. Petrographic analysis of Missão Velha sandstones reveals their wide range of textural attributes, also shallow burial diagenetic features that occurred during the Late Jurassic. The stratigraphic succession is characterized by variations in the abundance of framework grains, detrital matrix, weathering intensity of feldspar and the mineralogy of clay cements, which indicate a progression from wet to dry conditions. During deposition of the lower Missão Velha, low rainfall favored the formation of clay minerals and less feldspar dissolution, resulting in a higher abundance of weathering unstable minerals. In the upper Missão Velha, a trend towards wet conditions promoted the weathering and dissolution of feldspars (especially plagioclase) and high rates of kaolinite formation. Additionally, the systematic study of the fossil trunks in new outcrops, it was possible to investigate the taphonomy and sedimentology characters of these fossils. It was seen the its extent is related to the upper Missão Velha deposits, related to wet dominant weather setting.

Keywords: Palaeoclimate. Weathering. Late Jurassic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da área estudada; a) mapa do Brasil com destaque para a Região Nordeste; b) bacias sedimentares do Nordeste brasileiro; c) Bacia do Araripe e suas sequências estratigráficas	13
Figura 2 –	Área de estudo com ênfase em afloramentos estudados	15
Figura 3 –	Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental, localizando a área de estudo na Depressão Afro-Brasileira e posição das principais bacias modernas remanescentes	19
Figura 4 –	Carta Integrada das bacias da Depressão Afro-Brasileira e as unidades equivalentes ao Andar Dom João, com a denominação local para cada unidade	20
Figura 5 –	Contato erosivo entre as formações Brejo Santo e Missão Velha	22
Figura 6 –	Série de Goldich de estabilidade de minerais	28
Figura 7 –	Diagrama de composição de arcabouço de arenitos de acordo com o sistema de classificação de McBride (1963)	31

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	10
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	14
2.1	EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS DA BACIA DO ARARIPE	14
2.2	EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DA BACIA DO ARARIPE	18
2.3	O ANDAR DOM JOÃO	18
2.4	FORMAÇÃO MISSÃO VELHA	21
2.4.1	Litoestratigrafia	21
2.4.2	Fácies e sistema deposicional	23
3	CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO	24
3.1	ASPECTOS CLIMÁTICOS GLOBAIS DA TRANSIÇÃO JURO-CRETÁCEO ..	24
3.2	REGISTRO CLIMÁTICO EM LITOFÁCIES FLUVIAIS	25
3.2.1	Clima como controlador do estilo fluvial	25
3.2.2	Influência do clima na arquitetura do corpo fluvial	26
3.2.3	Ciclos e formas de leito	27
4	MATERIAIS E MÉTODOS	28
4.1	BASE TEÓRICA	28
4.2	PETROGRAFIA	29
4.3	ANÁLISE MINERALÓGICA	30
4.4	ANÁLISE DE COMPONENTES DOS ARENITOS	30
4.5	ESTUDO DO SIGNIFICADO GEOLÓGICO DOS TRONCOS FÓSSEIS.....	31
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	32
5.1	PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO MISSÃO VELHA (BACIA DO ARARIPE, BRASIL): EVIDÊNCIA DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O NEOJURÁSSICO	32
5.2	SIGNIFICADO GEOLÓGICO DOS TRONCOS FÓSSEIS DA FORMAÇÃO MISSÃO VELHA (BACIA DO ARARIPE	61
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	79
	REFERÊNCIAS	81

1 INTRODUÇÃO

A composição de sedimentos clásticos é controlada por uma série de parâmetros que operam durante a pedogênese, erosão, transporte, deposição e soterramento, e a modificação dos sedimentos por intemperismo químico é um dos principais parâmetros de primeira-ordem (JOHNSSON, 1993). A mineralogia do arcabouço de arenitos e seus componentes sedimentares são amplamente utilizados como balizadores de condições e mudanças paleoclimáticas durante a deposição de arenitos que tem como área-fonte o embasamento cristalino (BAKER, 1978; SUTTNER & DUTTA, 1986; JIN *et al.*, 2017).

O clima possui um papel de destaque no estabelecimento do intemperismo químico, pois é o agente controlador da temperatura e do volume de água que participa de um sistema intempérico através da precipitação (WOOLNOUGH, 1930; KRYNINE, 1936; BASU, 1976; POTTER, 1978; JAMES *et al.*, 1981; MACK, 1981; SUTTNER & BASU, 1981; KUMP *et al.*, 2000). Antes de deixar a área fonte, o material detrítico já sofre efeitos do intemperismo físico *in situ* e durante a pedogênese, portanto, pode-se considerar que sedimentos clásticos geralmente não são correspondentes diretos da rocha primária, mas sim do seu produto após o início da pedogênese (JOHNSSON, 1993). Este estudo propõe um modelo de evolução climática durante o Juro-Cretáceo no Gondwana ocidental (Depressão Afro-Brasileira, *sensu* PONTE, 1994; GARCIA & WILBERT, 1994; PONTE & PONTE-FILHO, 1996; FAMBRINI *et al.*, 2011; KÜCHLE *et al.*, 2011; SCHERER *et al.*, 2014; FAMBRINI *et al.*, 2017) através da análise petrográfica dos arenitos da Formação Missão Velha.

A Bacia do Araripe (Figura 1) é amplamente conhecida por sua variedade de ocorrências fósseis, especificamente de peixes, insetos, e pterossauros no Grupo Santana, tendo sido objeto de numerosas publicações na última metade de século (CHAGAS, 2006). A Formação Missão Velha (PONTE & APPI, 1990) destaca-se na bacia pela ocorrência de uma assembleia fossilífera de troncos silicificados de coníferas. Os arenitos da Formação Missão Velha podem fornecer um importante registro dos ecossistemas continentais do Gondwana. O Geossítio Floresta Petrificada do Cariri, Geopark Araripe, por exemplo, preserva uma das mais contínuas sucessões verticais da Formação Missão Velha, aflorando como espessas acumulações de arenitos de canais fluviais com quantidades menores de lamas de planície de inundação e paleossolos gerados sobre arenitos finos a siltitos. Estudos anteriores estabelecem bem as características da unidade sobre o seu

arcabouço estratigráfico, arquitetura deposicional, evolução tectonoestratigráfica e aspectos diagenéticos (ASSINE, 1992; CHAGAS, 2006; FREITAS *et al.*, 2008; FAMBRINI *et al.*, 2009, 2011, 2017; PIRES & GUERRA-SOMMER, 2011; COSTA *et al.*, 2014; SCHERER *et al.*, 2014).

Durante o Jurássico, variações na rotação tectônica do qual viria a ser o continente sul-americano, proporcionaram uma profunda influência nos movimentos tectônicos subsequentes no continente Gondwana, culminando com o rifteamento durante o Neojurássico-Eocretáceo, sendo diretamente responsável por diversos fenômenos geológicos e ambientais, como mudanças na paleogeografia, formação de bacias do tipo rifte, intensa abertura oceânica, formação de novas crostas e atividade vulcânica submarina e continental, afetando assim a vida, o ambiente e o clima global (FOLLM, 2011; SOUTO & FERNANDES, 2017). Propõem-se os primeiros indícios de efeito estufa durante o Eocretáceo (LINI *et al.*, 1992), chegando a seu pico de temperaturas durante o Mesocretáceo (FRAKES, 1979), com climas de monções ao longo do Mar de Tétis e proto-Oceano Atlântico Norte e condições áridas extremas no interior dos continentes (LLOYD, 1982; UFNAR *et al.*, 2002).

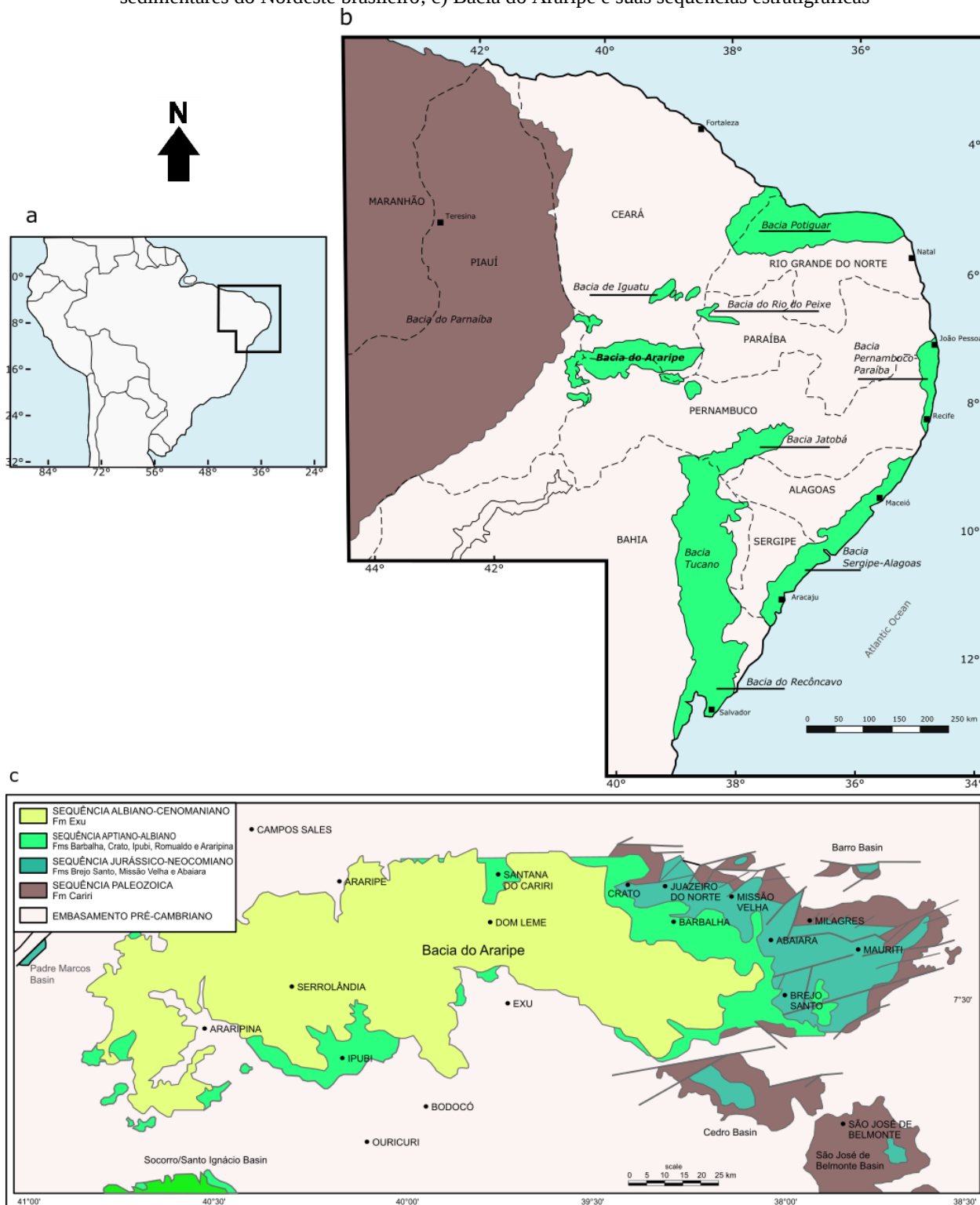
Apesar da importante contribuição para o entendimento do clima do Neojurássico dada através do estudo de anéis de crescimento dos troncos fósseis da Formação Missão Velha (PIRES & GUERRA-SOMMER, 2011) e da identificação dos aspectos diagenéticos presentes nos arenitos da Formação Missão Velha (COSTA *et al.*, 2014), informações climáticas contidas em sedimentos clásticos de granulação grossa tem sido ignoradas e a resposta destes sedimentos ao intemperismo é pouco sabido. Entende-se que estudos paleoclimáticos, tendo como objeto de estudo os arenitos da Formação Missão Velha, podem rastrear evidências de mudanças climáticas relacionadas aos estágios pré-rifte e início de rifte da Bacia do Araripe.

A fim de ampliar o entendimento das variações climáticas durante o Neojurássico e a intensidade do intemperismo durante a deposição da Formação Missão Velha, este estudo investiga a preservação de sinais climáticos nos arenitos desta unidade, tendo como objetivos específicos: (1) realizar uma avaliação petrográfica moderna dos arenitos da Formação Missão Velha a fim de caracterizar a mineralogia dos grãos do arcabouço, cimento e matriz; (2) identificar feições de diagênese meteórica de cada nível estratigráfico amostrado; (3) posicionar os aspectos diagenéticos e composicionais identificados na sucessão estratigráfica a fim de propor um modelo que integrem as características climáticas e de sedimentação da unidade.

Adicionalmente, estudou-se (4) as relações geológicas e sedimentológicas dos troncos fósseis na Formação Missão Velha, de acordo com sua amplitude estratigráfica e formas de jazimento.

O estudo de evidências paleoclimáticas através do registro de diagênese meteórica em rochas do Neojurássico-Eocretáceo contribuirá para o entendimento da evolução climática do Gondwana e ajudará a elucidar os fatores que condicionam mudanças climáticas através da observação do registro geológico e paleontológico.

Figura 1 – Localização da área estudada; a) mapa do Brasil com destaque para a Região Nordeste; b) bacias sedimentares do Nordeste brasileiro; c) Bacia do Araripe e suas seqüências estratigráficas



Fonte: adaptado de Pires & Guerra-Sommer (2011).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

As pesquisas na Bacia do Araripe tiveram início ainda no século 19, em 1817, quando a arquiduquesa da Áustria, Maria Leopoldina, viajou para o Rio de Janeiro para se casar com o futuro imperador do Brasil, D. Pedro I. Entre os cientistas da comitiva que a acompanhou, estavam dois membros da Academia de Ciências de Munique, os naturalistas alemães Johann Baptist von Spix e Karl Friederich Philipp von Martius, que realizaram entre 1817 e 1820 uma viagem pelo território brasileiro. Seus resultados foram publicados entre 1823 e 1831, na obra de três volumes *Reise in Brasilien*. Deve-se a estas publicações a primeira ilustração de um peixe fóssil da região do Cariri (CARVALHO & SANTOS, 2005).

2.1 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS DA BACIA DO ARARIPE

Small (1913) realizou a primeira descrição em detalhe da coluna estratigráfica do Araripe, dividindo-a em quatro unidades: Conglomerado Basal, Arenito Inferior, Calcário Santana e Arenito Superior, sendo esta subdivisão utilizada durante toda a primeira metade do século 20, pois não houveram muitos trabalhos relacionados à bacia a não ser especificamente de cunho petrolífero ou paleontológico (ABREU, 1924; CHAGAS, 2006). Na década de 1960, a litoestratigrafia do Araripe fora revista e suas pesquisas foram intensificadas, patrocinadas por organismos e entidades federais (*e.g.* UFPE, SUDENE, DNPM e PETROBRAS).

Inicialmente, a revisão da bacia fora feita pelos trabalhos de Beurlen (1962, 1963, 1966), formalizando as proposições de Small (1913) para Formação Cariri, Formação Missão Velha, Formação Santana, e Formação Exu. O mapeamento de folhas cartográficas 1:50.000 na região, executados pela SUDENE (VEIGA, 1966) contribuíram para a compreensão da distribuição espacial das diferentes unidades, culminando na subdivisão da Formação Missão Velha em uma formação homônima para a sequência arenítica superior, e Formação Brejo Santo para o pacote pelítico basal (GASPARY & ANJOS, 1964).

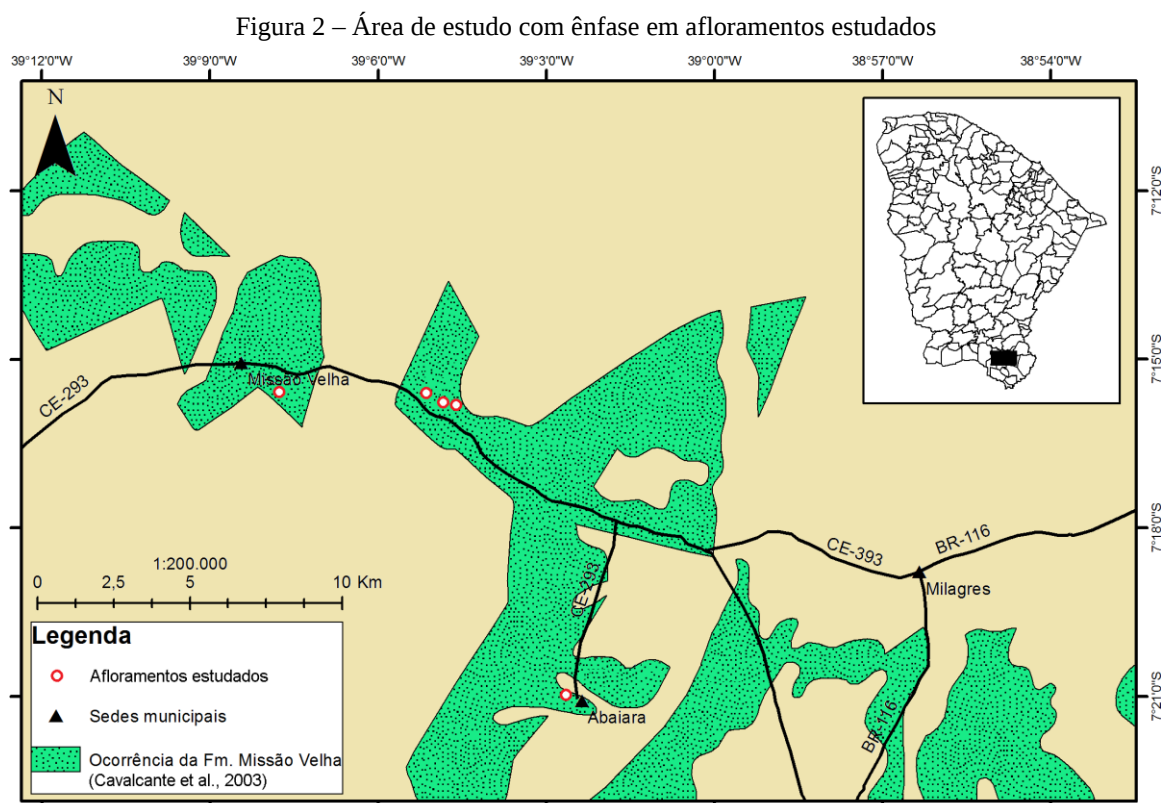
Braun (1966) posicionou a Formação Brejo Santo no Andar Dom João, atribuído ao Neojurássico, através de estudos paleontológicos da biozona *Bissulcocypris pricei*, correlacionando esta unidade juntamente à Formação Missão Velha com as Formações Aliança e Sergi, cronocorrelatas nas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá.

Beurlen (1971) subdividiu a Formação Santana em três membros, através de estudos faciológicos: Membro Crato, constituído de calcários laminados fossilíferos e siltitos laminados;

Membro Ipubi, constituído por evaporitos; e Membro Romualdo, constituído por siltitos, folhelhos e margas calcíferas com concreções por vezes fossilíferas.

Lima & Perinotto (1984) atribuíram idade neoaptiana a uma camada de folhelho betuminoso no Araripe, relatada pela primeira vez como Terrenos Carboníferos do Crato em 1855, e até então incluída na Formação Missão Velha (ABREU, 1924). Hashimoto *et al.* (1987) denominariam como Camadas Batateiras, devido a sua exposição no Rio das Batateiras. Posteriormente, Assine (1990, 1992) em revisão da litoestratigrafia do Araripe apresentaria a unidade portadora desta camada Formação Barbalha, juntamente com a Formação Abaiara, sobreposta.

Ponte & Appi (1990) propuseram outra revisão da litoestratigrafia do Araripe, denominando Grupo Vale do Cariri para as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara, e Grupo Araripe para as formações Rio da Batateira, Santana, Arajara e Exu. No tocante à Formação Missão Velha, Ponte & Appi (1990) mantiveram esta denominação para os arenitos grossos portadores de troncos fósseis. A Tabela 1 apresenta um quadro comparativo das colunas litoestratigráficas propostas ao longo da evolução dos estudos.



Fonte: O Autor (2020).

O objeto de estudo deste trabalho é uma sucessão de arenitos que correspondem ao topo da porção inferior da Formação Missão Velha e sua migração para a porção superior (*sensu* FAMBRINI *et al.*, 2011, 2017). Os afloramentos estudados encontram-se na região do Cariri cearense, juntos ao cruzamento dos municípios de Missão Velha, Milagres e Abaiara (Figura 2).

2.2 EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DA BACIA DO ARARIPE

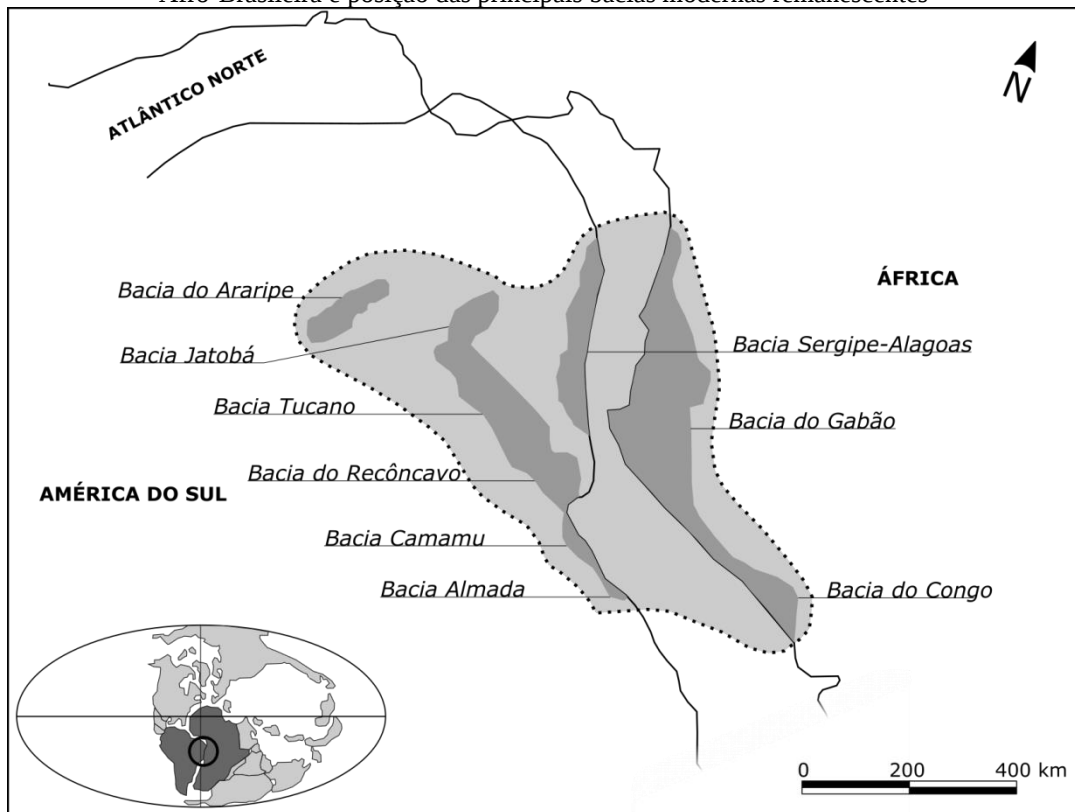
O registro apresentado por Ponte (1991) reflete diferentes estágios de subsidência, divididos posteriormente por Ponte & Ponte Filho (1996) em cinco fases limitadas por discordâncias regionais ou descontinuidades deposicionais: (1) A Tectonossequência Beta, de idade neordoviciana a siluriana, representada na bacia pela Formação Cariri; (2) a Tectonossequência Pré-Rifte, de idade neojurássica a eocretácea, representada pelas formações Brejo Santo e Missão Velha; (3) a Tectonossequência Sin-Rifte, de idade neocomiana, representada pela Formação Abaiara; (4) a Tectonossequência Pós-Rifte, de idade mesocretácea, representada pelo Grupo Araripe, que inclui as formações Barbalha (ASSINE, 1990), Santana, Arajara e Exu; e (5) a Tectonossequência Zeta, de idade cenozoica, que inclui coberturas de depósitos eluvionares, coluvionares (depósitos de tálus) e eluvionares.

Scherer *et al.* (2012, 2014) compartimentaram a Bacia do Araripe levando-se em consideração apenas a seção Juro-Neocomiana, desconsiderando-se assim a Formação Cariri como parte do desenvolvimento tectonossedimentar da bacia. Essa nova compartimentação trouxe quatro sequências deposicionais, denominadas de sequências I a IV. As sequências I e II, equivalentes à Formação Brejo Santo e à porção inferior da Formação Missão Velha, respectivamente, foram interpretadas por aqueles autores como depositadas nos estágios iniciais do rifteamento da bacia. Ainda segundo os autores, a Sequência III, correspondente à seção superior da Formação Missão Velha, relaciona-se ao início da implantação de altos e grábens internos juntamente a uma importante reorganização estrutural. A Sequência IV, por sua vez, foi acumulada em um sistema de semigráben bem definido.

2.3 O ANDAR DOM JOÃO

No Nordeste do Brasil, durante o estágio evolutivo de início de rifte, formou-se uma longa, estreita e rasa calha de estiramento, com extensão desde o sul da Bahia, até o sul do Ceará, onde era limitada pelo Lineamento da Paraíba. Esta paleobacia foi designada por Ponte (1971) como Depressão Afro-Brasileira (Figura 3). O início da sedimentação nesta bacia se deu no Neotriássico (SILVA *et al.*, 2012), tendo seu desenvolvimento durante o Jurássico e prosseguindo durante o rifte no Cretáceo. Esta fase da bacia compõe-se exclusivamente de depósitos continentais, com sistemas fluviais, lacustres e eólicos (GHIGNONE, 1979). A área de abrangência deste depósito estendia-se do Brasil (principalmente na região Nordeste) à África (nas porções equatoriais de Guiné, Gabão, Congo e Angola), compreendendo um depósito original com área superior a 300.000 km² (KUCHLE *et al.*, 2011).

Figura 3 – Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental, localizando a área de estudo na Depressão Afro-Brasileira e posição das principais bacias modernas remanescentes



Fonte: adaptado de Souto & Fernandes (2017).

Estes depósitos compõem-se principalmente de folhelhos e siltitos vermelhos recobertos por arenitos médios a grossos, representados no Brasil pelas formações Aliança e Sergi na Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá, e seus equivalentes: formações Bananeiras e Serraria (Bacia Sergipe-Alagoas), formações Brejo Santo e Missão Velha (Bacia do Araripe), e formações Agoula, M'Vonne e N'Dombo (Bacia do Gabão).

Schaller (1969) sugeriu a designação “Andar Brotas” à esta sequência de pelitos avermelhados sobreposta por arenitos grossos nas bacias interiores do Nordeste. O autor discute que o Andar Brotas corresponde a uma sequência do Jurássico Superior que, devido à ausência de fósseis marinhos, não poderia se estabelecer uma correlação exata à coluna estratigráfica internacional. De acordo com o autor, os sedimentos do Andar Brotas são reconhecidos na bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá, Bacia Sergipe-Alagoas, Bacia do Araripe, e na África na Bacia do Gabão. Para as numerosas denominações locais para a litoestratigrafia nestas e em outras diferentes bacias, Kuchle *et al.* (2011) estabeleceram uma correlação das cartas estratigráficas desta sequência nestas bacias.

Na Bacia do Recôncavo, onde o Andar Dom João foi inicialmente descrito no Brasil, subdividiu-se nas formações Sergi (arenitos do topo) e Aliança, subdividida em arenitos basais (Membro Boipeba) e o depósito de folhelhos e siltitos no topo (Membro Capianga). Estas formações compreendem o Grupo Brotas. As mesmas unidades litoestratigráficas são observadas nas bacias Tucano e Jatobá, exceto pela ausência do Membro Boipeba. Nas bacias Sergipe-Alagoas, os arenitos basais são a Formação Candeeiro (ocorrentes apenas na Bacia Alagoas), o depósito intermediário de folhelhos e siltitos é chamado de Formação Bananeiras, e os arenitos do topo são da Formação Serraria. Na Bacia do Gabão, no Oeste Africano, os arenitos basais sucedidos pelo depósito de folhelhos e siltitos são chamados Formação M'Vonne, sobreposto pelos arenitos da Formação N'Dombo. Por fim, até então, na Bacia do Araripe, o depósito basal de folhelhos, siltitos e arenitos são chamados Formação Brejo Santo e os arenitos do topo, Formação Missão Velha, objeto de estudo deste trabalho (Figura 4).

Figura 4 – Carta Integrada das bacias da Depressão Afro-Brasileira e as unidades equivalentes ao Andar Dom João, com a denominação local para cada unidade

CARTAS CRONOESTRATIGRÁFICAS									
	ALMADA	CAMAMU	RECÔNCAVO	TUCANO	JATOBÁ	ARARIPE	SERGIPE	ALAGOAS	GABÃO
CRET. INF.	Fm Itaípe	Fm Itaípe	Fm Itaparica	Fm Itaparica	Fm Itaparica	Fm Abaiara	Fm Feliz Deserto	Fm Feliz Deserto	Fm Kissenda/Kelele
JURÁSSICO SUPERIOR	Fm Sergi	Fm Sergi	Fm Sergi	Fm Sergi	Fm Sergi	Fm Missão Velha	Fm Serraria	Fm Serraria	Fm N'Dombo
			Mb Capianga	Mb Capianga	Mb Capianga	Fm Brejo Santo	Fm Bananeira	Fm Bananeira	Fm M'Vone
			Fm Aliança	Fm Aliança					
			Mb Boipeba	Mb Boipeba					
PALEOZOICO		Fm Afligidos	Fm Afligidos	Fm Afligidos	Fm Afligidos	Fm Mauriti	Gr Igreja Nova	Gr Igreja Nova	Fm Agoula
pC	+	+	+	+	+	EMBASAMENTO	+	+	+

Fonte: adaptado de Kuchle et al. (2011).

Viana *et al.* (1971) substituiu o nome Andar Brotas pela designação Andar Dom João, um nome obtido de um campo petrolífero localizado a noroeste da Baía de Todos os Santos, aproximadamente 4 km a nordeste da cidade de São Francisco do Conde, Bahia.

Viana (1980) relata que o sedimento pertencente ao Andar Dom João compreende as camadas fossilíferas mais antigas da sequência continental mesozoica, de idade neojurássica. São representados por uma associação de ostracodes lacustrinos onde *Bisulcocypriis* e *Metacypris* são predominantes, onde os dois espécimes mostram dimensões reduzidas fora do normal. Lado a lado com *B. Pricei*, o principal fóssil guia, são encontrados *Darwinula* cf.; *D.*

Oblonga (Roemer), razoavelmente frequente e de dimensões normais; conchostráceos e restos de peixes são também encontrados e, na porção superior da sequência, onde microfósseis são praticamente inexistentes, são encontrados troncos silicificados de coníferas em certas regiões, dentro de uma espessa camada arenosa.

2.4 FORMAÇÃO MISSÃO VELHA

A Formação Missão Velha corresponde aos arenitos imediatamente sobrejacentes aos folhelhos da Formação Brejo Santo. Via de regra, o contato entre as duas unidades é concordante, com uma passagem gradual de fácies pelíticas avermelhadas para fácies psamíticas sobrepostas, que apresentam pouca variação granulométrica na vertical, entretanto, contatos erosivos tem sido observados em afloramentos abertos pelas obras da ferrovia Transnordestina, no município de Abaiara (Figura 5). A espessura média da unidade é de cerca de 200 m, constante ao longo da bacia. Esta homogeneidade litológica é também observada na área de afloramento ao longo do Vale do Cariri (ASSINE, 1992).

2.4.1 Litoestratigrafia

A unidade foi interpretada por Fambrini *et al.* (2011, 2017) como duas sequências deposicionais distintas, Sequência 1 (inferior) e Sequência 2 (superior). O contato das duas sequências se dá através de uma discordância erosiva assinalada pela presença de conglomerados e arenitos grossos a conglomeráticos de sistema fluvial entrelaçado de alta energia sobre arenitos médios a finos de sistema fluvial meandrante.

Figura 5 – Contato erosivo entre as formações Brejo Santo e Missão Velha



Fonte: O Autor (2020).

A unidade é caracterizada por arenitos quartzosos, ligeiramente subarcóseos ou pouco caulíníticos, com presença de níveis areníticos e subordinadamente conglomeráticos portadores de troncos fósseis, entretanto, o contexto deposicional e os limites estratigráficos de ocorrência destes ainda não é muito bem definida. Os arenitos ocorrem em sets comumente decimétricos, com predominantemente estratificação cruzada planar ou acanalada. Aos arenitos intercalam-se níveis descontínuos, decimétricos a métricos, de siltitos arroxeados, interpretados como níveis de paleossolos (FAMBRINI *et al.*, 2009, 2011).

O perfil estratigráfico vertical, mostrando gradação inversa dos pelitos avermelhados da Formação Brejo Santo para os arenitos da Formação Missão Velha, permite interpretar um empilhamento sedimentar progradante, onde lagos rasos e/ou planícies aluviais distais úmidas foram colmatadas por sistemas fluviais, através de rios entrelaçados de pequeno a médio porte, mas de alta energia a julgar pelas litologias e dimensões dos sets (ASSINE, 1992).

Análises palinológicas realizadas na Formação Missão Velha apresentam associação com presença de pólen em díades lisas e não estriadas (*Dicheiropollis* sp. A), presença de *Vitreisporites pallidus*, frequência relativamente alta (30%) de esporos triletes com participação apreciável (5%) dosmverrucados (*Leptolepidites* e *Verrucosisporites*), frequência relativamente alta (7%) de esporos do tipo *Cicatricosisporites*, frequência relativamente baixa (20%) de grãos de pólen de *Classopollis*, e frequência baixíssima (1%) de grãos de pólen efedróides (*Equisetospores* e *Gnetaceapollenites*), apresentando-se semelhante à associação

palinológica jurássica de Cuba, portanto tornando-se bastante sugestiva para esta idade (ARAI *et al.*, 2001; COIMBRA *et al.*, 2002; ARAI, 2006).

2.4.2 Fácies e sistema deposicional

A análise de fácies e de sistemas deposicionais realizada por Fambrini *et al.* (2009, 2011, 2017) proporcionou a compreensão da distribuição e da evolução das rochas sedimentares da Formação Missão Velha, através do detalhamento dos conjuntos previamente identificados, o reconhecimento de alguns sistemas deposicionais de menor abrangência anteriormente não observados (um dos quais é de fundamental importância para as discussões apresentadas no presente trabalho) e uma correlação mais clara das transições laterais dos sistemas deposicionais.

As fácies e associações de fácies descritas na Formação Missão Velha são interpretadas como geradas por sistemas aluviais representados por (i) sistemas fluviais entrelaçados de alta energia com ciclos granodecrescentes, estratificações cruzadas acanaladas, truncamentos entre estratos cruzados, feições de corte e preenchimento (*cut and fill*), presença de corpos de arenitos de geometria lenticular, feições canalizadas, seixos esparsos e por (ii) sistemas fluviais meandantes marcados pela presença de depósitos de planície de inundação (folhelhos), de *crevasse splays* e de barras em pontal que caracterizariam o sistema. As interdigitações entre corpos de folhelhos e arenitos podem ser interpretados como pequenas planícies de inundação em meio ao sistema fluvial entrelaçado, ou ainda relacionados à implantação de sistemas fluviais meandantes.

3 CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO

Como parte da revisão bibliográfica deste trabalho, foram estudados os aspectos climáticos globais da transição Juro-Cretáceo e o estudo de registros climáticos em litofácies fluviais.

3.1 ASPECTOS CLIMÁTICOS GLOBAIS DA TRANSIÇÃO JURO-CRETÁCEO

Um dos fenômenos mais marcantes durante o Eoretáceo é o rifteamento do Gondwana, responsável pela formação de bacias do tipo rifte, abertura de oceanos, geração de crosta oceânica e constante atividade vulcânica. Este período em particular afetou significativamente a vida, o ambiente e o clima na Terra, com notável interdependência entre os tipos de clima, intensidade e rapidez de mudanças climáticas e atividade tectônica (FÖLLMI, 2012).

Em estudo evidências isotópicas de mudanças climáticas na transição Juro-Cretáceo, *Gröcke et al.* (2003) encontrou evidências de elevação gradual nas condições globais de temperatura durante o Neojurássico, sendo o intervalo Oxfordiano-Kimmeridgiano (163 Ma a 152 Ma) bem marcado por temperaturas frias, e temperaturas mais elevadas no Tithoniano (152 Ma a 145 Ma), e gradientes meridionais de $\sim 3,6^{\circ}\text{C}$ a cada 10° de latitude.

Os autores, em revisão, apresentaram paleotemperaturas de $16\text{-}17^{\circ}\text{C}$, $12\text{-}16^{\circ}\text{C}$ e $13\text{-}15^{\circ}\text{C}$ para o Kimmeridgiano da Alemanha, Espanha e Índia respectivamente, e $14\text{-}21^{\circ}\text{C}$ para o Tithoniano da Ásia Central (latitude 40°N). Os autores sugerem ainda que temperaturas negativas deveriam predominar partir de latitudes superiores a 80°N .

O Cretáceo é considerado um período de altas temperaturas, com condições tropicais-subtropicais prevaletentes entre as latitudes 45°N e 70°S , e climas frios-temperados estendendo-se aos polos. Temperaturas médias anuais eram significativamente mais altas e de gradientes meridionais marcadamente inferiores aos atuais (FRAKES, 1979).

Littler et al. (2011) ao estudar a abertura do proto-Atlântico Norte, propuseram paleotemperaturas para baixas e médias latitudes durante o intervalo Berriasiano-Barremiano (142 Ma a 128 Ma). Os autores apontam intervalos de paleotemperatura que excedem substancialmente as temperaturas modernas em latitudes equivalentes, com dados de 26°C para a latitude 53°S , e dados entre 33°C e 37°C para o proto-Atlântico Norte (latitude 15°N - 20°N), gradiente este 5°C superior ao atual na latitude equivalente. Considera-se que estas elevadas temperaturas são explicadas pela geometria confinada do proto-Atlântico Norte durante o Eocretáceo, de forma análoga ao Mar Mediterrâneo moderno, que apresenta temperaturas de $1\text{-}2^{\circ}\text{C}$ superiores ao Atlântico em latitudes equivalentes.

Embora haja registros de depósitos de transporte glacial em altas latitudes (GREGORY *et al.*, 1989), o período Cretáceo é frequentemente considerado um dos intervalos mais quentes da história da Terra, evidenciando-se ser um período de extremo efeito estufa. Lini *et al.* (1992), através do estudo de isótopos de carbono num intervalo de transição de fácies carbonáticas nos Alpes, sugerem que as primeiras evidências de efeito estufa durante o Cretáceo ocorreram durante o Valanginiano (139 Ma a 132 Ma).

No registro geológico marinho, um intervalo frio no Eocretáceo é seguido de temperaturas elevadas com máximo durante o Albiano (CARVALHO *et al.*, 2010). Já circulação oceânica e temperaturas propostas para o Mesocretáceo indicam uma grande sazonalidade atmosférica, levando a climas extremos, com regimes climáticos de monções nas regiões proximais ao Mar de Tétis e o Atlântico Central, enquanto que nas massas continentais ocorriam faixas áridas nas paleolatitudes 20-40° e 60-80° (LLOYD, 1982; UFNAR *et al.*, 2002).

3.2 REGISTRO CLIMÁTICO EM LITOFÁCIES FLUVIAIS

Embora, num contexto geral, o histórico climático global durante o Fanerozoico seja bem relatado na literatura, e considerando-se que microclimas podem ser resultado dinâmico de fatores como continentalidade, latitude, altitude e topografia (*e.g.* FRANKES, 1979; PARRISH & BARRON, 1986; PARRISH, 1993), detalhes de climas locais podem passar despercebidos em estudos estratigráficos e faciográficos, caso evidências mais óbvias como depósitos lacustres, eólicos, glaciais e suas fácies afim estejam ausentes (MIALL, 2013). Esta sessão do trabalho abordará o registro climático como influenciador do estilo fluvial, arquitetura fluvial, formas de leito e geração de paleossolos, com destaque para climas equatoriais.

3.2.1 Clima como controlador do estilo fluvial

Sabe-se que a vegetação é controlada pela umidade, e esta relação tem efeito imediato na erodibilidade, fornecimento de sedimento, e consequentemente no estilo fluvial. O entrelaçamento de rios pode ser inibido por uma vegetação densa, se existente, ainda que o sedimento presente no sistema seja grosso, visto que margens vegetadas são resistentes à erosão e, por conseguinte, limitam o fornecimento de sedimentos e reduzem a abertura de canal necessária para o desenvolvimento de um sistema entrelaçado (SMITH, 1976; BAKER, 1978). O escoamento de águas a meteóricas raramente é catastrófico em climas úmidos, pois na presença de uma vegetação densa, a água é absorvida pelo solo e pelas plantas e liberada

lentamente, assim como sedimentos serão estabilizados pelas raízes, tornando baixo o fornecimento de sedimentos. Deste modo, fluxos de massa são incomuns em climas úmidos (MIALL, 2013).

Mudanças no comportamento do estilo fluvial podem ser também observadas na perspectiva do tempo histórico. Uma única grande inundação no Rio Cimarron, nos Estados Unidos, em 1914, foi responsável pela mudança de seu comportamento meandrante de carga-suspensa, para a geração de canais entrelaçados amplos e rasos (SCHUMM & LICHTY, 1963). O barramento dos rios South Platte e Arkansas, nos Estados Unidos, fez com que evoluíssem de entrelaçados para padrões meandantes em escala de tempo observável, resultado de menor variabilidade de descargas e inundações, e estabilização das margens pela vegetação (NADLER & SCHUMM, 1981; SCHUMM, 1985). Fatores locais, incluindo-se antrópicos, não relacionados ao clima, podem ter impactos de mesmo efeito no estilo fluvial de um rio. Devido ao fluxo perene em geral observado em climas úmidos, a escala dos canais fluviais aumenta à jusante devido à adição da descarga de rios tributários, enquanto em climas áridos, deve haver perda na descarga à jusante como resultado de maior infiltração e evaporação, e consequente diminuição na escala dos canais fluviais (MIALL, 1993, 2013).

3.2.2 Influência do clima na arquitetura do corpo fluvial

Rios efêmeros com canais dominados por macroformas apresentam predominância de fácies arenosas plano-paralelas e estratificações cruzadas acanaladas, separadas por superfícies de desbaste, que indicam frequentes flutuações de descarga. Presença de brechas intraclásticas e estruturas de dissecação também indicam um estilo de sedimentação efêmero e episódico (MIALL, 2013). A presença de corpos arenosos com vários metros de espessura compostos predominantemente por estratificações plano-paralelas, depósitos de regime de fluxo superior, é normalmente indicadora de sedimentação episódica, um estilo de descarga que ocorre mais tipicamente em rios efêmeros, sendo um forte indicador para períodos de aridez ao longo de uma sucessão (MIALL, 1988; DELUCA & ERIKSSON, 1989; BROMLEY, 1991). Este tipo de depósito comumente apresenta um caráter cíclico, indicando que foi gerado por inundações ou eventos de alta descarga sazonais (MUÑOZ *et al.*, 1992).

São necessários rios de dimensões médias a largas com profundidade e largura suficiente antes que *flats* arenosos se desenvolvam. Predominantemente, apenas em rios de maior escala, perenes ou intermitentes, assembleias de macroformas de canal dominam a arquitetura aluvial. Em condições contidas de descarga, macroformas bem desenvolvidas

mostram uma diminuição tanto em escala de acamamento como em tamanho de grão (LUTTRELL, 1993).

A ocorrência de barras em pontal espessas contendo lentes eólicas interacamadas (SHEPHERD, 1987) e corpos arenosos em fita e em lençol depositados em canais com mais de 5 m de profundidade e 100 m de largura (STEAR, 1983) podem evidenciar rios intermitentes que desenvolveram canais profundos com macroformas dominantes que crescem espasmodicamente durante eventos de inundação (MIALL, 2013).

3.2.3 Ciclos e formas de leitos

O estilo de preservação das formas de leito em depósitos fluviais deve refletir o regime de descarga do rio em que foram geradas (JONES, 1977). Formas de leito possuem um tempo de acomodação característico antes que respondam às variações das condições de fluxo. No extremo máximo, dunas subaquáticas de dimensões muito grandes, devido ao seu grande volume de areia, são incapazes de se mover e reajustar a mudanças de condições de fluxo e tendem a serem abandonadas durante o regime de vazante. Apesar das formas de leito raramente estarem em equilíbrio com o fluxo, em geral, o tipo de assembleia de formas de leito, seus estilos e modificações, devem fornecer evidências sobre o regime de descarga (JONES, 1977; MIALL, 2013).

A priori, dunas subaquáticas tridimensionais, respondem rápido às mudanças na descarga fluvial, e deste modo, as diferenças entre períodos de cheia e de seca não tendem a se preservar. Já barras linguoides, ou dunas bidimensionais de média a larga escala, tendem a preservar estas diferenças entre os regimes de descarga por conta do seu tempo de acomodação relativamente longo (JONES, 1977; ASHLEY, 1990; MIALL, 2013).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos aqui apresentados se desenvolveram a partir da revisão bibliográfica acerca de intemperismo e eodiagênese; coleta de amostras e confecção de seções delgadas; e realização de análise de difratometria de raios-X.

4.1 BASE TEÓRICA

A composição de rochas clásticas é controlada por um conjunto de parâmetros operando durante a pedogênese, erosão, transporte, deposição e soterramento. Os principais parâmetros de primeira ordem incluem composição da rocha fonte, modificação por intemperismo químico, desagregação química e abrasão, registros autigênicos, ordenamento hidrodinâmico e diagênese.

Cada um destes fatores é influenciado em graus variados por fatores como configuração tectônica da área fonte, clima, vegetação, relevo e energia de transporte e dos sistemas deposicionais (JOHNSSON, 1993) e estão intimamente ligados à Série de Goldich (Figura 9). Estes fatores exemplificam-se em areias fluviais holocênicas, que derivadas de um mesmo tipo de rocha fonte num regime climático úmido-temperado e árido/semiárido apresentam composições mineralógicas distintas. Intemperismo químico controlado climaticamente é considerado fator primordial no controle composicional de areias (SUTTNER *et al.*, 1981).

Figura 6 – Série de Goldich de estabilidade de minerais

Estabilidade dos minerais	Velocidade de intemperismo
Mais estável	Menor
Óxidos de Fe (hematita)	
Hidróxidos de Al (gibbsita)	
Quartzo	
Argilominerais	
Muscovita	
Ortoclásio	
Biotita	
Albita	
Anfibólios	
Piroxênios	
Anortita	
Olivina	
Calcita	
Halita	
Menos estável	Maior

Fonte: adaptado de Teixeira *et al.* (2009).

O quartzo (Qt) é considerado o mineral mais estável quimicamente e mecanicamente (Suguio, 2003). Por possuir uma dureza relativamente alta, ausência de clivagem e resistência a impactos, este mineral resiste eficientemente aos processos intempéricos e ao transporte sofrido até o sítio de deposição. Pode apresentar duas formas: monocristalino (Qm) e policristalinos (Qp). O índice Qt ou quartzo total representa os grão de quartzo macrocristalino mono ou policristalinos, isolados ou dentro de fragmentos de rochas plutônicas, sedimentares ou metamórficas, ou seja, $Qt = Qm + Qp$. O índice Qm ou quartzo macrocristalino, corresponde a fragmentos com tamanhos superiores a 0,06 mm, monocristalino ou policristalino grosso. O índice Qp ou quartzo policristalino fino é representado por grãos com tamanho inferior a 0,06 mm, de origem sedimentar (chert) ou metamórfica de baixo grau.

O grupo dos feldspatos (F) tem uma porcentagem composicional variada dentro das rochas arenosas siliciclásticas. Podem apresenta-se na forma de feldspato potássico e soluções sólidas sódico-cálcicas do plagioclásio. O nível de alteração dos cristais é um indicativo de maturidade, uma vez que estes minerais são susceptíveis ao intemperismo químico. Apresentam clivagem e dureza inferior ao quartzo, o que compromete a resistência mecânica deste grupo de minerais. O índice F representa os grãos de K-feldspato e plagioclásio isolados dentro de fragmentos de rochas e com tamanhos superiores a 0,06 mm.

O grupo dos fragmentos líticos (L) refletem a maturidade textural dos arenitos. A composição da área fonte é determinante para resistência à abrasão e alteração da partícula desde o intemperismo, transporte e sedimentação. O índice L é representado por fragmentos de rochas vulcânicas e hipabissais (Lv) e por fragmentos de rochas sedimentares e metamórficas (Ls), compostos por cristais ou grãos com tamanhos inferiores a 0,06 mm. O índice Lt representa o total de litoclastos representados por $L + Qp$.

4.2 PETROGRAFIA

A análise petrográfica das amostras envolveu a descrição dos tipos litológicos e estruturas sedimentares, com reconhecimento petrográfico dos clastos e seixos encontrados nos níveis de arenitos e conglomerados. A caracterização petrográfica foi realizada a partir de 28 amostras coletadas em campo delgadas de diferentes arenitos selecionados nos afloramentos do GFPC, Serra do Espia e áreas adjacentes. Ao final, 8 amostras foram utilizadas para produção de lâminas, que foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFPA. As imagens petrográficas foram coletadas utilizando o microscópio petrográfico **ECLIPSE CI POL** (Nikon, Tóquio, Japão) acoplado a uma

câmera digital. A abundância dos componentes dos arenitos foram quantificados por análise de contagem de 300 pontos por amostra (WELTJE, 2002). Para a classificação das amostras analisadas foi utilizada a classificação de Folk (1974).

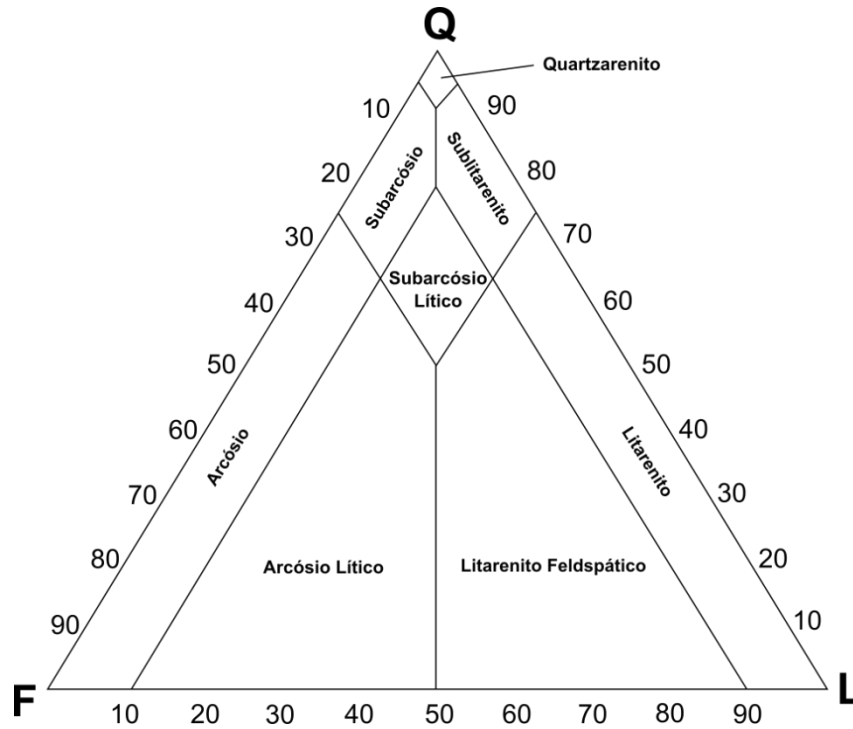
4.3 ANÁLISE MINERALÓGICA

A mineralogia das amostras foi verificada por análise de difração de raios-X (DRX) de amostras pulverizadas dispostas aleatoriamente operando a 40kV e 40 mA em varreduras de 0.02° por 1.2 segundos/varredura.

4.4 ANÁLISE DE COMPONENTES DOS ARENITOS

A abundância dos componentes dos arenitos, arcabouço, grãos, porosidade, cimento e matriz foram quantificados segundo as recomendações de McBride (1963), Folk (1974), Gazzi & Dickinson (1985) e Weltje (2002), utilizadas para medir estatisticamente os componentes de uma rocha sedimentar. O foco principal para a técnica está na contagem de todos os componentes do tamanho areia como grãos separados, independentemente do modo que eles estão conectados. Esta contagem é convertida em porcentagens para comparar a composição em estudos de proveniência. A contagem de pontos Gazzi-Dickinson é utilizada na criação do diagrama ternário QFL, que diferencia os ambientes geotectônicos deposicionais. Os índices dos diagramas são representados por Qt, Qm, F e L (Figura 10).

Figura 7 – Diagrama de composição de arcabouço de arenitos de acordo com o sistema de classificação de McBride (1963)



Fonte: adaptado de Jin *et al.* (2017).

4.5 ESTUDO DO SIGNIFICADO GEOLÓGICO DOS TRONCOS FÓSSEIS

Esta etapa consistiu no estudo sistemático da ocorrência de troncos fósseis em afloramentos da Formação Missão Velha, a partir de suas características sedimentológicas e tafonômicas observadas em campo. A partir desta etapa foi possível propor a amplitude estratigráfica de ocorrência dos troncos fósseis; suas formas de jazimento, e suas relações individuais com os sedimentos adjacentes e suas respectivas sucessões de fácies.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Como resultado da dissertação, foram elaborados dois manuscritos, (1) *Petrografia da Formação Missão Velha (Bacia do Araripe, Brasil): evidências de mudanças climáticas durante o Neojurássico* (submetido em 19/02/2020), compreendendo o estudo petrográfico, objeto principal da dissertação e (2) *Significado geológico dos troncos fósseis da Formação Missão Velha (Bacia do Araripe)* (submetido em 26/08/2019), compreendendo o estudo do significado geológico dos troncos fósseis da unidade.

Os manuscritos seguem na dissertação como os itens 5.1 e 5.2, respectivamente. Ao final desta dissertação, o item 6 apresenta as conclusões e hipóteses levantadas durante esta pesquisa, integrando-se o que fora discutido nos manuscritos.

5.1 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO MISSÃO VELHA (BACIA DO ARARIPE, BRASIL): EVIDÊNCIA DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O NEOJURÁSSICO

AERSON MOREIRA BARRETO JUNIOR

GELSON LUIS FAMBRINI

VIRGÍNIO HENRIQUE DE MIRANDA LOPES NEUMANN

WELLINGTON FERREIRA DA SILVA FILHO

Petrografia da Formação Missão Velha (Bacia do Araripe, Brasil): evidência de mudanças climáticas durante o Neojurássico

Petrography of Missão Velha Formation (Araripe Basin, Brazil): evidence on climate change during Late Jurassic

Resumo

A Formação Missão Velha, Neojurássico da Bacia do Araripe, corresponde aos depósitos fluviais que caracterizam a fase Início de Rifte (Andar Dom João/Depressão Afro-Brasileira), depósitos presentes particularmente nas Bacias Interiores do Nordeste da Borborema Transversal e Meridional e no Centro-Oeste Africano. A análise petrográfica de arenitos de oito níveis estratigráficos distintos deram novas perspectivas dentro da história deposicional e evolução paleoclimática durante a deposição da Formação Missão Velha. Estudou-se a relação entre clima e diagênese meteórica, como um guia para abranger mudanças climáticas no Gondwana Ocidental durante o Neojurássico. A análise petrográfica dos arenitos revelou distintos atributos texturais e feições eodiagenéticas que ocorreram durante a transição Neojurássico/Eocretáceo. Através destas características observadas pode-se propor uma evolução de regimes climáticos para a época da deposição. A sucessão estratigráfica é caracterizada por variações na abundância de grãos de arcabouço, matriz detrítica, intemperismo de feldspatos, e a mineralogia de argilominerais, que registram uma progressão de condições climáticas áridas para úmidas. Durante a deposição do Membro Inferior, a baixa pluviosidade favoreceu a formação de argilominerais e preservação parcial de minerais instáveis ao intemperismo. Nos depósitos do Membro Superior, a formação acentuada de caulinitas e completa dissolução de feldspatos sugerem condições climáticas mais úmidas

Palavras-chave: Paleoclima, Intemperismo, Neojurássico.

Abstract

The Missão Velha Formation, Late Jurassic of Araripe Basin, is understood as the fluvial deposits that characterizes the early rift stage (Dom João Stage/Afro-Brazilian Depression) of Gondwana, which also appears in the Interior Basins of Brazil's Northeast within the Transversal and Meridional Borborema Province and African Center-West. Petrographic analysis of eight Missão Velha sandstones provided insight on the depositional history and

evolution of palaeoclimate during its deposition. This study focuses on the relationship between climate and meteoric diagenesis as a guide for constraining climate change in western Gondwana during the Late Jurassic. Petrographic analysis of Chinle sandstones reveals their wide range of textural attributes, also shallow burial diagenetic features that occurred during the Late Jurassic. The stratigraphic succession is characterized by variations in the abundance of framework grains, detrital matrix, weathering intensity of feldspar and the mineralogy of clay cements, which indicate a progression from wet to dry conditions. During deposition of the lower Member, low rainfall favoured the formation of clay minerals and less feldspar dissolution, resulting in a higher abundance of weathering unstable minerals. In the upper Member, a trend towards wet conditions promoted the weathering and dissolution of feldspars (especially plagioclase) and high rates of kaolinite formation.

Keywords: Palaeoclimate, Weathering, Late Jurassic

INTRODUÇÃO

A composição de sedimentos clásticos é controlada por um conjunto de parâmetros que operam durante a pedogênese, erosão, transporte, deposição e soterramento, e sua modificação por intemperismo químico é um dos principais parâmetros de primeira ordem (Johnsson, 1993). A mineralogia do arcabouço de arenitos e componentes sedimentares particulares há muito são consideradas para avaliar alterações nas condições paleoclimáticas durante a deposição de arenitos produzidos a partir do embasamento cristalino (Baker, 1978; Suttner & Dutta, 1986; Jin et al., 2017). O clima tem um papel decisivo na determinação da quantidade de água que participa de ambientes intempéricos através da precipitação e temperatura, e a correlação do clima com a intensidade do intemperismo químico é de amplo conhecimento (e.g., Woolnough, 1930; Krynine, 1936; Basu, 1976; Potter, 1978; James et al., 1981; Mack, 1981; Suttner & Basu, 1981; Kump et al., 2000; Jin et al., 2017). Antes de deixar a área fonte, o material detrítico já sofrera processos de intemperismo químico durante a pedogênese, portanto, sedimentos clásticos geralmente não são produzidos diretamente no embasamento, mas sim representam solos retrabalhados ao invés do embasamento propriamente dito (Johnsson, 1993).

Este estudo aborda a reconstrução da evolução climática durante a transição Jurássico-Cretáceo no Gondwana Ocidental (Depressão Afro-Brasileira, *sensu* Ponte, 1994; Garcia & Wilbert, 1994; Ponte & Ponte-Filho, 1996; Fambrini et al., 2011; Kückle et al., 2011; Scherer et al., 2014; Fambrini et al., 2017) através da análise petrográfica de arenitos da Formação Missão Velha, localizados em afloramentos no entorno do Geossítio Floresta Petrificada do

Cariri (GFPC), Geoparque Araripe, Milagres, Brasil. A evolução climática da transição Jurássico-Cretáceo é de particular interesse devido ao progressivo rifteamento do Gondwana neste período. Mudanças na rotação tectônica da placa sul-americana tiveram profunda influência nos movimentos tectônicos pré-rifte, que ocasionou profundas mudanças na paleogeografia e paleoclima durante a fase Início de Rifte do Gondwana (Souto & Fernandes, 2017).

O rifteamento do Gondwana associa-se com a formação de bacias do tipo rifte, abertura oceânica e geração de crosta, e importante atividade vulcânica no continente e no oceano, afetando significativamente a vida, o ambiente e o clima (Föllmi, 2012). Elevações da temperatura na superfície do mar neste período são bem definidas (e.g., Grocke et al., 2003; Litter et al., 2011), com as primeiras evidências de efeito-estufa durante o Eocretáceo (Lini et al., 1992), alcançando seu pico de temperaturas no Mesocretáceo (Frakes, 1979), com climas de monções ao longo do Mar de Tétis e proto-Atlântico Norte e condições áridas extremas nos continentes (Lloyd, 1982; Ufnar et al., 2002). Um registro de diagênese meteórica em arenitos continentais do Jurássico Superior pode acrescentar ao entendimento a evolução climática do Gondwana e ajudar a elucidar sobre os mecanismos que controlam mudanças em condições ambientais.

Os arenitos da Formação Missão Velha podem prover um importante registro de ecossistemas continentais do Gondwana. O GFPC preserva uma das mais espessas e contínuas sucessões verticais aflorantes da Formação Missão Velha, que consistem de espessas acumulações de arenitos de canais fluviais com menores quantidades de lamitos de planície de inundação e arenito fino portador de paleossolo. O quadro estratigráfico, a arquitetura deposicional, a evolução estratigráfica e os aspectos diagenéticos da área de estudo já foram bem abordados em estudos anteriores (e.g., Assine, 1992; Chagas, 2006; Freitas et al., 2008; Fambrini et al., 2009, 2011; Pires & Guerra-Sommer, 2011; Costa et al., 2014; Scherer et al., 2014; Fambrini et al., 2017).

Embora tenha-se contribuído para o entendimento do paleoclima através da análise de anéis de crescimento em coníferas fósseis da Formação Missão Velha (Pires & Guerra-Sommer, 2011) e da análise e descrição de feições diagenéticas (Costa et al., 2014), informações climáticas contidas em sedimentos clásticos grossos tem sido ignorados e a resposta destes sedimentos na unidade são pobremente conhecidos. A fim de ampliar o entendimento das variações climáticas durante a transição Jurássico-Cretáceo e a intensidade do intemperismo na Formação Missão Velha, este estudo investiga a preservação de indícios climáticos em rochas sedimentares clásticas continentais.

Durante a transição Jurássico-Cretáceo, a Bacia do Araripe encontrava-se na paleolatITUDE tropical entre 8° e 12° a sul do equador (Scotese, 2003; Scherer & Goldberg, 2007) e foi caracterizada sob áridas a semiáridas durante o Neojurássico (Scherer et al., 2014; Melo & Carvalho, 2017) que pontuaram condições tropicais úmidas e secas duradouras durante a sedimentação do Missão Velha (Pires & Guerra-Sommer, 2011; Scherer et al., 2014) (Figura 01). As deposições do GFPC estavam situadas longe do depocentro da paleobacia Depressão Afro-Brasileira (Kuchle et al., 2011) e receberam sedimentos clásticos dos crátons interiores, embora estudos mais detalhados de proveniência ainda sejam necessários devido ao complexo de paleodrenagem que migrou ao final do Jurássico de sentido sul, preferencialmente, para sentido noroeste. O complexo de drenagem da Depressão Afro-Brasileira fluía em direção ao “Atlântico Sul ancestral”, aproximadamente há 400 km da área de estudo (Fambrini et al., 2009; Costa, 2010; Fambrini et al., 2011; Kuchle et al., 2011).

Os sedimentos da Formação Missão Velha incluem arenitos fluviais com abundantes troncos silicificados em alguns intervalos, embora seja raro observar estes fósseis nas rochas. As litofácies foram geradas por sistemas de rios entrelaçados de alta energia e canais efêmeros. Corpos lenticulares de arenitos conglomeráticos grossos, localmente cascalhosos e várias estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte são presentes, feições de *cut and fill*, siltitos médios, laminados, intercalados com camadas de lamitos decimétricos com laminações horizontais estão presentes (Fambrini et al., 2009; 2011; 2017).

A exposição da Formação Missão Velha no GFPC (Figura 02) apresenta duas sequências, “inferior” e “superior” (*sensu* Fambrini et al., 2011, 2017), que deverão ser chamadas nesse trabalho de membros “Missão Velha Inferior” e “Missão Velha Superior”, respectivamente. O Membro Inferior é composto dos estratos superiores da Formação Brejo Santo, arenitos médios a finos interdigitando folhelhos, interpretados como pequenas planícies de inundação no meio do sistema entrelaçado, e o Membro Superior inclui litofácies mais grossas, descritas como arenitos conglomeráticos, por vezes feldspático, com abundantes troncos silicificados. O contato dos membros Inferior e Superior é observado por uma discordância erosiva perceptiva pela presença de arenitos conglomeráticos e conglomerados com presença de clastos de arenitos finos derivados diretamente da camada sotoposta, indicando maior competência do fluxo e depósito de carga de fundo.

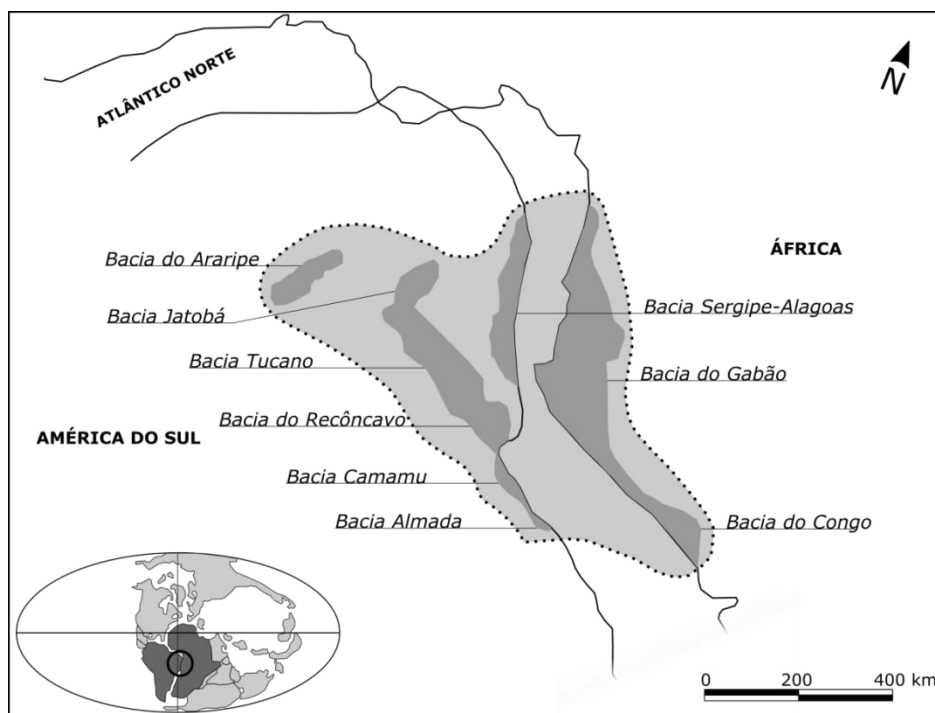


Figura 01. Reconstrução paleogeográfica da Gondwana Ocidental durante o Neojurássico, apresentando a área de estudo na Depressão Afro-Brasileira e localização das bacias remanescentes atuais. **Fonte:** modificado de Souto & Fernandes (2017)

METODOLOGIA

Este estudo utilizou oito amostras de arenitos que abrangem a principal exposição do intervalo que aflora no GFPC, na Serra do Espia, e no Alto de Abaiara (Figura 02). As imagens petrográficas foram coletadas utilizando um microscópio petrográfico ECLIPSE CI POL (Nikon, Tóquio, Japão) acoplado a uma câmera digital. A abundância de todos os componentes dos arenitos foi quantificada através de uma análise de contagem de pontos (McBride, 1963; Folk, 1974; Weltje, 2002). Os componentes das amostras de arenito incluindo grãos do arcabouço, cimento e abundância de matriz foram quantificados utilizando o método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985). A mineralogia das amostras foi verificada por análise de difração de raios-X (DRX) de amostras pulverizadas dispostas aleatoriamente operando a 40kV e 40 mA em varreduras de 0.02° por 1.2 segundos/varredura.

A reconstrução da composição original do arcabouço seguiu as recomendações de Jin et al. (2017), reatribuindo as abundâncias atuais de pseudomatriz, feldspatos intemperizados ou substituídos e poros de grandes dimensões à categoria de feldspatos.

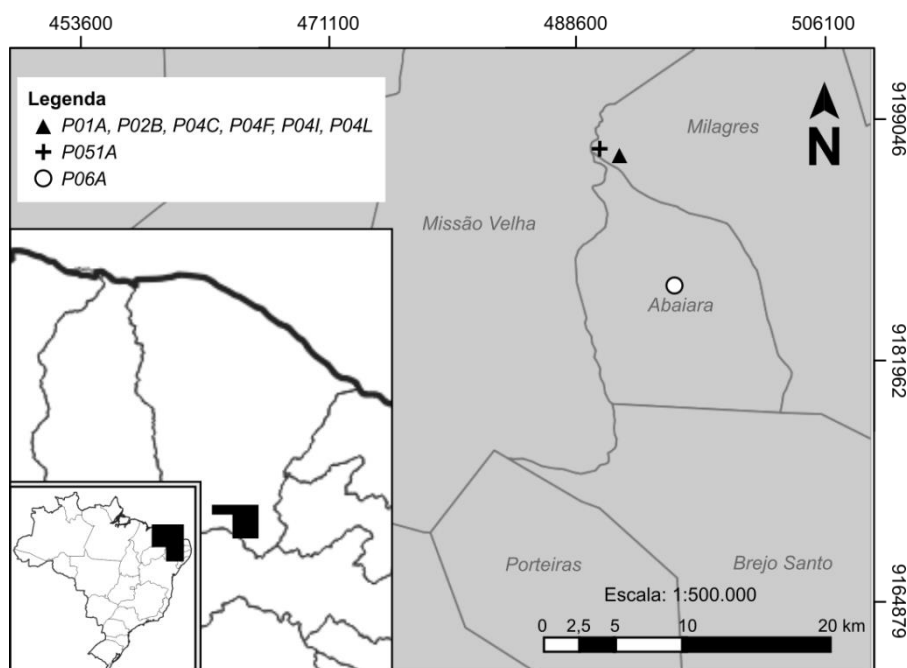


Figura 02. Localização do Geossítio Floresta Petrificada do Cariri (GFPC) no nordeste do Brasil, e os três afloramentos que compreendem a seção composta da Formação Missão Velha utilizada neste estudo: GFPC (amostras P01A, P02B, P04C, P04F, P04I e P04L); Serra do Espia (amostra P051A); e Alto de Abaiara (amostra P06A). **Fonte:** Autor (2020).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Petrografia

Os arenitos da Formação Missão Velha foram depositados em ambiente fluvial e apresentam uma variedade de características texturais incluindo grau de seleção ruim a moderadamente bom, grãos muito angulares a bem arredondados, dimensão de grãos de silte grosso a areia grossa com silte e argila preenchendo áreas intergranulares, e acamamentos pequenos (0,1 a 1 m) a médios (1 a 3 m). A análise petrográfica dos arenitos revela feições diagenéticas de soterramento raso, a serem descritas no item 3.2 *Discussão*.

A composição do arcabouço dos arenitos da Formação Missão Velha é diferente da composição na época de sua deposição (Figura 03). Este fenômeno é resultado da substituição parcial ou completa dos feldspatos ou fragmentos líticos ricos em feldspato por argilominerais de acordo com a dissolução dos feldspatos. A reconstituição do arcabouço original é alcançada reatribuindo-se a abundância moderna de pseudomatriz, feldspatos intemperizados ou alterados, e espaços de grandes dimensões entre os grãos à categoria de fragmentos líticos ou feldspatos, e esta reconstrução de composição é mostrada na Figura 03. A composição reconstituída do arcabouço apresenta maiores quantidades de feldspatos e fragmentos líticos e

indicam que os arenitos da Formação Missão Velha foram originalmente arenitos mais feldspáticos (Figura 03).

A presença primária de feldspatos é evidenciada por: (I) pacotes de matriz argilosa em forma de grão; (II) espaços entre grãos de grandes dimensões preenchidos por (III) pseudomatriz com limites distorcidos discerníveis que são interpretados como grãos de feldspatos dissolvidos. Áreas intergranulares de grandes dimensões preenchidas com matriz argilosa, embora geralmente estejam ausentes os limites do grão original, possivelmente foram formados através da substituição de grão de feldspato. Este é um processo comumente observado que ocorre durante o estágio eodiagenético da diagênese meteórica (McBride et al., 1987; Nesbitt & Young, 1989; Reed et al., 2005; Bertier et al., 2008; Williams et al., Jin et al., 2017). Além disso, feldspatos alterados na Formação Missão Velha normalmente exibem vários graus de dissolução com ou sem precipitação simultânea de argilas e isso resulta em feldspatos com cavidades esqueléticas.

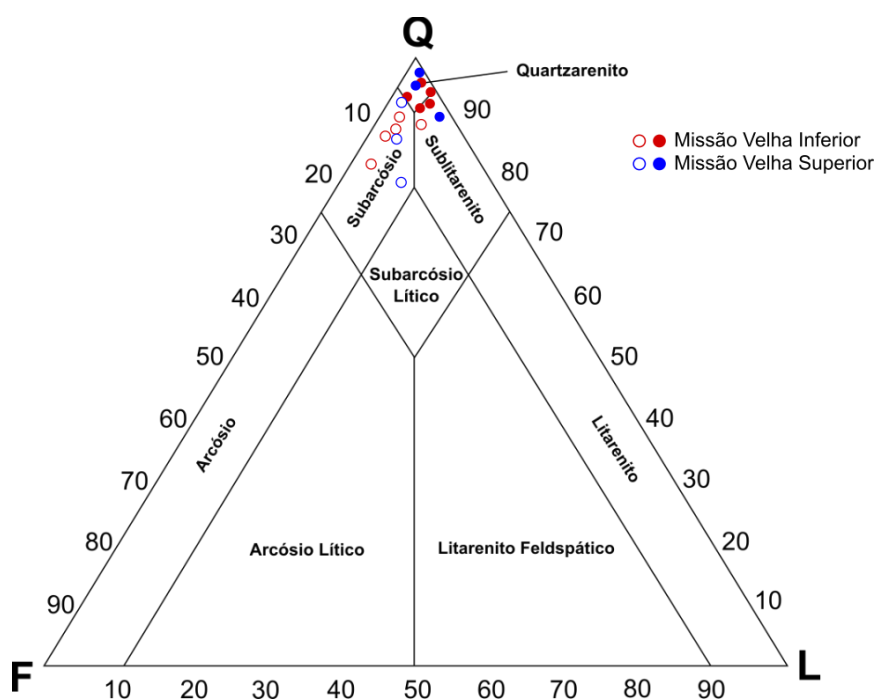


Figura 03. Diagrama de composição do arcabouço dos arenitos da Formação Missão Velha (sistema de classificação de McBride, 1963). Símbolos vazados representam o arcabouço reconstituído onde a pseudomatriz e áreas intergranulares de grandes dimensões foram atribuídas a grãos originalmente não-intemperizados.

Símbolos sólidos representam assembleia moderna do arcabouço. **Fonte:** autor (2020)

Composição do arcabouço dos arenitos da Formação Missão Velha

A composição dos grãos do arcabouço dos arenitos da Formação Missão Velha é apresentado na Tabela 01 e Figura 04. As amostras utilizadas para o estudo da seção correspondem a quartzarenitos e arenitos subarcóseos.

Quartzo compõe de 78 a 92% dos grãos do arcabouço com quartzo comum (monocristalino com extinção reta) compreendendo uma média de 84%, 4% de chert, e 6% de grãos de quartzo policristalinos (Tabela 01; Figura 04). Grãos de quartzo com limites suturados dos subgrãos e com estiramento mineral facilmente discernível foram observados e contados como fragmentos de rocha metamórfica (Fm) (Figura 05A), grãos de quartzo apresentando inclusões minerais foram observados e contados como fragmentos de rochas hidrotermais/ígneas (Fi) (Figura 05B), e grãos de chert de grandes dimensões foram contados como fragmentos de rochas sedimentares (Fs).

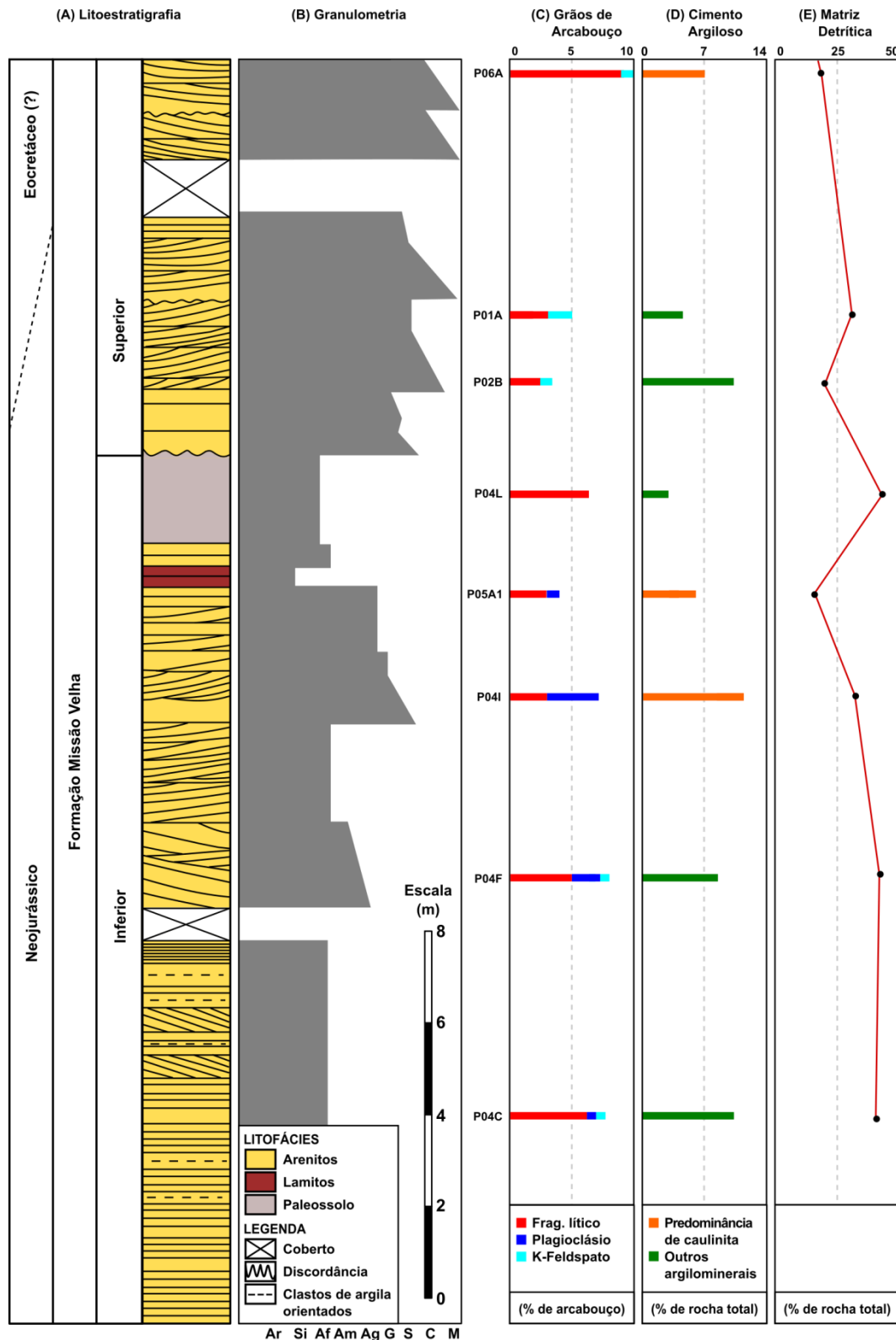


Figura 04. Distribuição de arenitos e lamitos e características associadas dos arenitos da Formação Missão Velha. (A) Litoestratigrafia e seção composta. (B) Média de tamanho de grãos. (C) Abundância de fragmentos líticos, plagioclásio e feldspato alcalino na composição de grãos de arcabouço. (D) Abundância e balanço de caulinita e assembleia complexa de argilominerais quanto ao seu grau de predominância nas amostras. (E) Abundância de matriz detrítica. **Fonte:** autor (2020)

Tabela 01. Abundância de grãos do arcabouço, matriz e cimento nos arenitos da Formação Missão Velha. Dados obtidos através análise de contagem de pontos (n = 300). Qm = Quartzo monocrystalino; Qp = Quartzo policristalino; Ch = Chert; Pl= Plagioclásio; K = Feldspato potássico; Fi = Fragmento ígneo/hidrotermal; Fm = Fragmento metamórfico; Fs = Fragmento sedimentar; Mp = Minerais pesados; M = Matriz; Ci = Cimento; O = Outros. Abundâncias de quartzo, feldspato e fragmentos líticos foram normalizados para 100%. Demais abundâncias representam porcentagem em volume total. **Fonte:** autor (2020).

Amostra	Membro	Grãos de arcabouço (%)								Volume total (%)				
		Quartzo			Feldspato		Frag. lítico			Mp	Mi	M	Ci	O
		Qm	Qp	Ch	Pl	K	Fi	Fm	Fs					
P04C	Inferior	83	7	2	1	1	0	6	0	0	0	40	11	1
P04F	Inferior	80	4	7	3	1	0	4	1	0	1	43	8	1
P04I	Inferior	88	3	2	4	0	0	3	0	1	1	33	12	1
P05A1	Inferior	92	3	1	1	0	0	3	0	0	1	15	6	0
P04L	Inferior	81	12	0	0	0	2	4	0	1	1	44	3	1
P02B	Superior	89	3	5	0	1	0	2	0	0	1	19	11	0
P01A	Superior	81	9	5	0	2	0	2	1	1	3	29	5	1
P06A	Superior	78	5	6	0	1	0	8	1	0	2	20	7	1

A abundância do teor de feldspato varia de 0 a 4% dos grãos de arcabouço e são mais abundantes na base da seção. Feldspatos alcalinos ocorrem de forma disseminada na seção e apresentam geminação pouco desenvolvida quando presente, tornando-se mais facilmente discerníveis pelo relevo e pelo aspecto esfumado devido a presença de inúmeros vacúolos relacionados a alteração extensiva (Figura 05C; Figura 06A). Plagioclásio, embora seja de ocorrência incomum no Membro Superior, é o feldspato mais abundante na seção estudada, e é identificado por sua clivagem e geminação (Figura 05D). Grãos de feldspato são comumente observados apresentando diferentes graus de substituição ou dissolução, e estes grãos intemperizados compõem mais de 60% do total de grãos de feldspato (Tabela 02). Espaços intergranulares de grandes dimensões foram interpretados como grãos de feldspato obliterados.

Fragmentos líticos podem compor até 9% dos grãos do arcabouço, embora em média constituam 5% dos grãos. Os fragmentos líticos dominantes são de origem metamórfica, como gnaisses, quartzitos e xistos, e estão presentes ao longo da seção, sendo mais abundantes no Membro Superior. Estes grãos exibem tipicamente sub-grãos de quartzo com bordas suturadas e cristais alongados em direções preferenciais (Figura 05A).

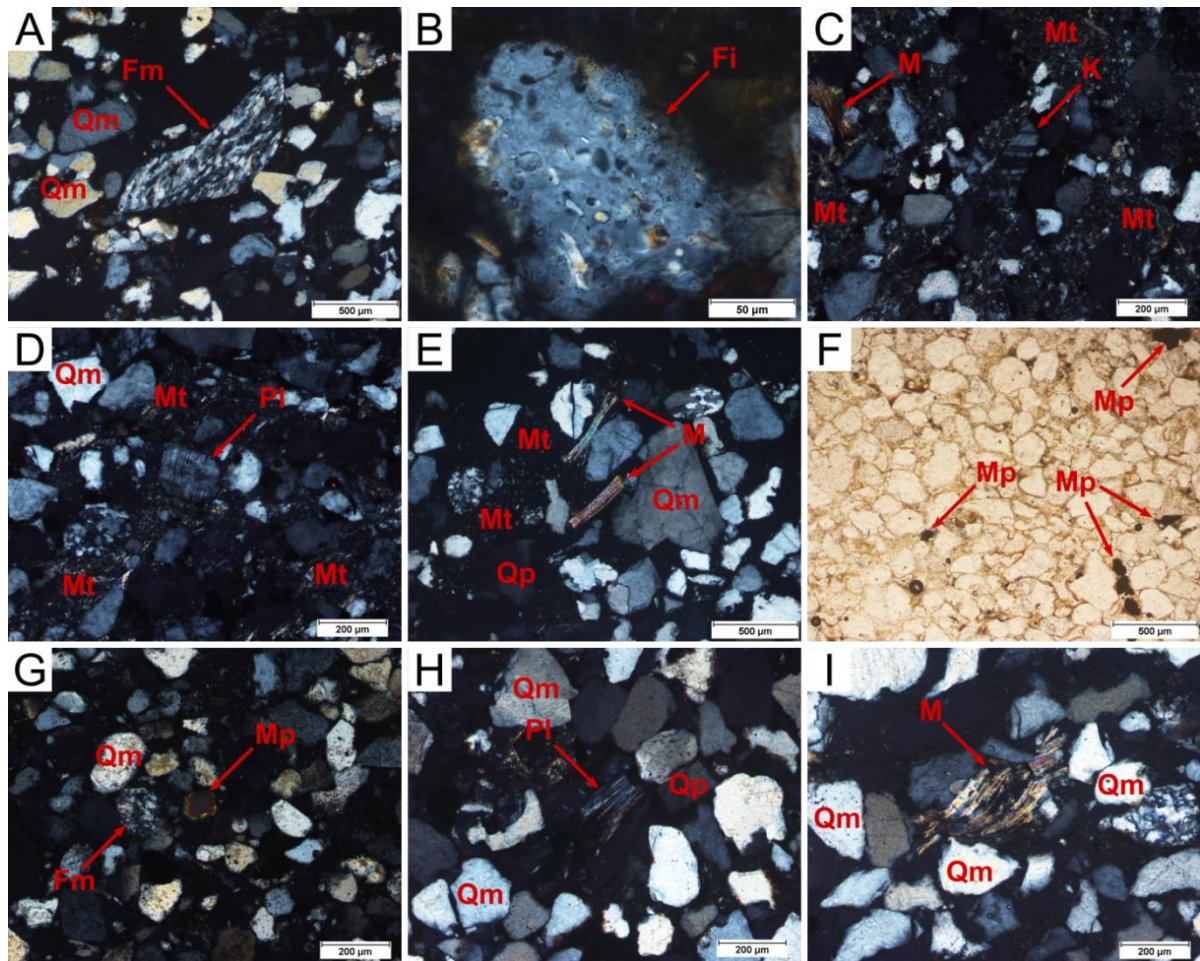


Figura 05. Fotomicrografia dos grãos do arcabouço nos arenitos da Formação Missão Velha. (A) P06A; grãos de fragmento lítico de origem metamórfica caracterizado por limites suturados dos subgrãos e estiramento mineral. Imagem sob nicóis cruzados (NC). (B) P06A; grão de quartzo com inclusões (NC). (C) P04C; grão de feldspato alcalino, apresentando pouco desenvolvimento de geminação (NC). (D) P04C; grão de plagioclásio com geminação, apresentando feições de alteração nas bordas (NC). (E) P06A; grãos de mica mecanicamente deformados e parcialmente compactados (NC). (F) P01A; grãos de minerais opacos interpretados como óxido de ferro. Imagens sob luz natural (LN). (G) P04L; grãos de turmalina (NC). (H) P05A1; grão de plagioclásio apresentando dissolução em planos de geminação e geração de argila autigênica (NC). (I) P01A; mica expansiva parcialmente substituída por caulinita (NC). Qm = Quartzo monocristalino; Qp = Quartzo policristalino; Pl = Plagioclásio; K = Feldspato potássico; Fi = Fragmento ígneo/hidrotermal; Fm = Fragmento metamórfico; Mp = Minerais pesados; Mt = Matriz. **Fonte:** autor (2020).

Os grãos acessórios mais abundantes são moscovita e biotita, muitas das quais passaram por diferentes graus de alteração. Micas ocorrem de forma esparsa ao longo de toda a seção, entretanto as maiores concentrações de micas ocorrem no Membro Superior. Em geral as micas apresentam-se mecanicamente deformadas por compactação e com

extremidades torcidas (Figura 05E). Minerais pesados estão presentes em pequenas quantidades e incluem óxidos de ferro (Figura 05F) e turmalina (Figura 05G).

Cimento

O cimento intergranular e intragranular observado é disseminado e volumetricamente significativo nos arenitos Missão Velha. Argila autigênica ocorre tipicamente como aros isópacos em torno de grãos detríticos, como cimento maciço de preenchimento de poros, ou substituição de grãos. Em arenitos com matriz abundante, grãos substituídos por argilas por vezes podem ser identificados pela preservação de bordas dos grãos, embora em muitos casos estas bordas de grãos estão ausentes e a localização do grão detrítico pode ser estimada apenas pelo tamanho e forma da área intergranular, sobretudo se for de grande dimensão com relação aos grãos. K-feldspato, plagioclásio e micas instáveis são os grãos de arcabouço substituídos por argilas mais facilmente identificáveis pois podem apresentar relictos (Figura 05H). Plagioclásio e mica expansiva ocorrem substituídos por parcialmente substituídos por argila autigênica (Figura 05H; Figura 05I; Figura 06A). Em áreas intergranulares, argila autigênica pode ser diferenciada de argila detrítica por várias texturas autigênicas típicas incluindo preenchimento e revestimento de poros, pontes entre grãos detríticos próximos a pontos de contato e pela textura em *booklets* (Figura 06B).

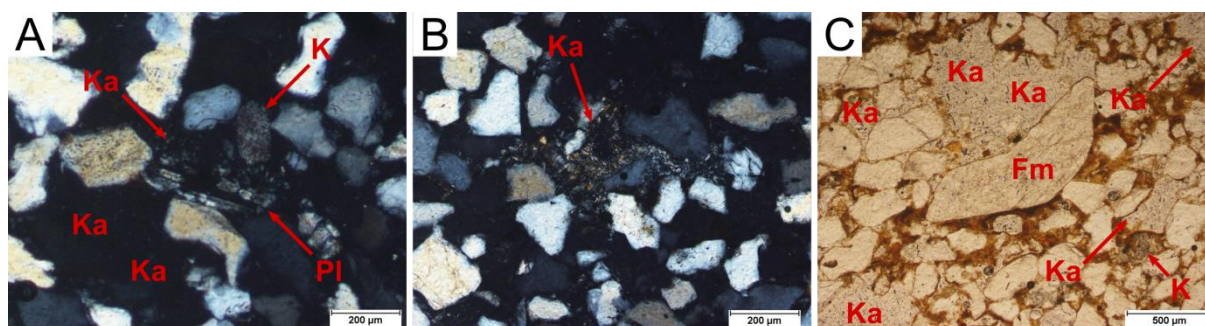


Figura 06. Fotomicrografia apresentando as principais feições diagenéticas dos arenitos da Formação Missão Velha. (A) P01A; plagioclásio esquelético intemperizado em planos de geminação e porosidade secundária preenchida por caulinita autigênica. Presença de feldspato alcalino, sem geminação, com presença de vacúolos relacionados a alteração extensiva (NC). (B) P01A; caulinita autigênica entre grãos de quartzo exibindo estrutura em *booklets* (NC). (C) P06A; caulinita como preenchimento de áreas intergranulares de grandes dimensões (LN). **Fonte:** autor (2020).

Argilas autigênicas abrangem entre 9 e 26% de abundância e estão presente em toda a sucessão, mas destacam-se preenchendo parcialmente ou completamente espaços de poros de grandes dimensões que caracterizam a transição do Membro Inferior para Membro Superior

(Figura 06C; Tabela 02). A análise de difração de raios-X sugere que a seção apresenta uma assembleia mista de argilominerais, com a caulinita destacando-se durante esta transição (Figura 07). Deve-se ressaltar o fato de cimento quartzoso ser incomum nestes depósitos (< 1%), considerando-se a abundância de troncos fósseis silicificados nos depósitos da unidade.

Matriz

Em média, a matriz ocupa 30% do volume de rocha dos arenitos da Formação Missão Velha (variando de 15 a 44%; Tabela 01). A matriz detrítica distingue-se do cimento argiloso pela ausência de hábitos cristalinos de crescimento, e a presença de partículas fração silte e outras texturas halogênicas (Wilson & Pittman, 1977). A abundância de matriz não apresenta uma distribuição estratigráfica sucessiva distintiva, porém seu volume no Membro Inferior aparenta ser mais expressivo e torna-se menos expressivo no Membro Superior de acordo com o aumento da granulação e má seleção do arcabouço (Figura 04). A matriz tem provável origem de argila e silte halogênicos composto primariamente de caulinita e uma assembleia complexa de argilominerais e quartzo transportado de planícies de inundação. A mineralogia de matriz argilosa tipicamente coincide com os cimentos argilosos.

Tabela 02. Estimativa média comparativa da abundância dos atributos sensíveis ao clima (intemperismo de feldspatos e argilominerais) nos arenitos dos membros Inferior e Superior da Formação Missão Velha. Modelos baseados na análise de contagem de pontos (n = 300). AIGD, áreas intergranulares de grandes dimensões; ACAM, assembleia complexa de argilominerais. **Fonte:** autor (2020).

		Fm. Missão Velha	
		Mb. Inferior	Mb. Superior
Plagioclásio	% de grãos de arcabouço	1.8	<1
K-Feldspato		0.4	1.3
Plagioclásio esquelético	% do total de feldspatos	12.5	22.2
K-Feldspato esquelético		0.0	0.0
Feldspato esquelético		12.5	22.2
Feldspato intemperizado		62.5	88.8
AIGD	% de volume total de rocha	5.2	8.2
Caulinita		8.7	13.6
ACAM		26.2	9.1
Matriz		35.0	22.7

Camada rica em ferro

Possíveis condições climáticas áridas a semiáridas levaram a condições de início de oxidação, sob as quais abundantes revestimentos de óxidos e hidróxidos de ferro se formaram, observados sobretudo intercalando-se com os arenitos do Membro Inferior. Entretanto, nenhum mineral de processos evaporíticos foi observado nos arenitos Missão Velha.

Tendências estratigráficas

Os arenitos Missão Velha apresentam nítidas variações estratigráficas na abundância de grãos de arcabouço, matriz detrítica, presença e tipos feldspáticos, mineralogia de cimentos argilosos e porosidade secundária associada com intemperismo de feldspatos (Tabela 01; Figura 04).

Plagioclásio é o feldspato mais abundante no Membro Inferior (em média 3% dos grãos de arcabouço) enquanto virtualmente não foram observados em seção delgada no Membro Superior (<1%), e feldspato alcalino distribui-se de modo mais uniforme ao longo da seção. A ocorrência estratigráfica de feldspatos é mais provável que esteja relacionada à intensidade do intemperismo. A intensidade de intemperismo no Membro Inferior aparenta ser baixa, resultando melhor preservação do plagioclásio, enquanto o aumento do intemperismo no Membro Superior resultou no intemperismo e geração de diferentes níveis de alteração ou formação de áreas intergranulares de grandes dimensões possivelmente a partir de grãos relativamente mais instáveis.

A abundância de matriz gradualmente decresce ao longo da seção, com um ponto de aumento anômalo referente à camada de paleossolo (Figura 04). Cimentos argilosos e matriz detrítica (em média 30% do volume de rocha) são dominados de modo geral por uma assembleia complexa mista de argilominerais, que passa a migrar para uma assembleia dominada por caulinita que destaca-se a partir da transição do Membro Inferior para Membro Superior (Figura 04). As observações mineralógicas podem ser verificadas através dos resultados da análise de DRX de amostras pulverizadas dos arenitos (Figura 07).

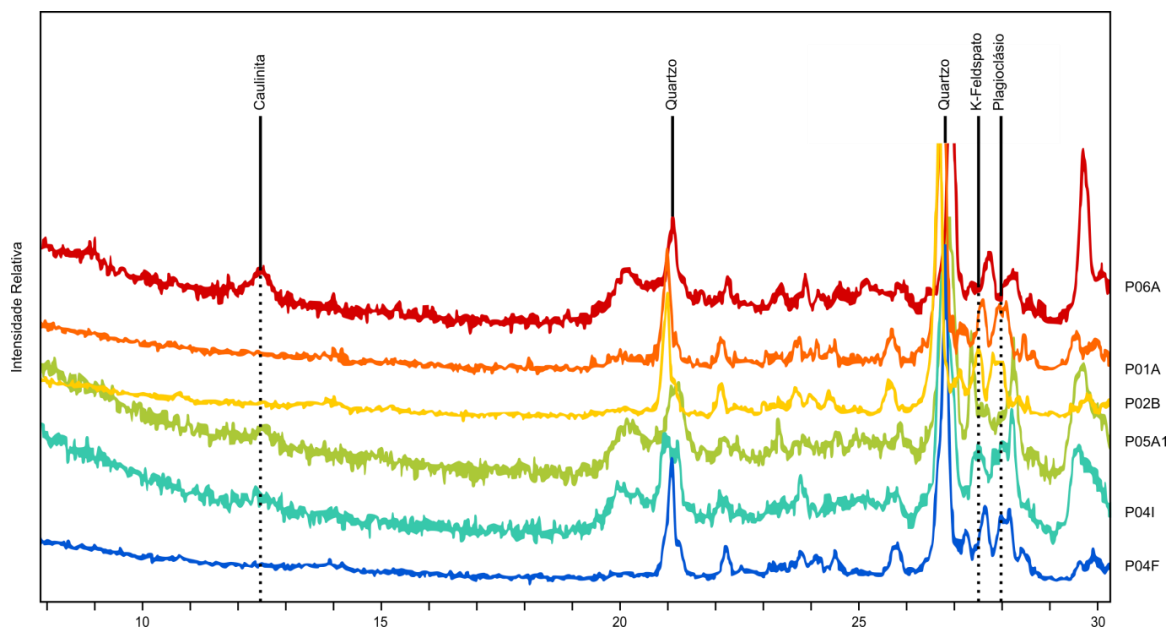


Figura 07. Padrões de difração de raios-X (DRX) de amostras de arenito apresentando distribuição mineral.

Fonte: autor (2020)

Discussão

Reações meteóricas de intemperismo eodiagenético ocorrem na superfície da Terra ou próximo dela, onde a química de fluidos em poros rasos é principalmente controlada por condições ambientais do que do soterramento efetivo (Moore, 1989), em outras palavras, arenitos no domínio eodiagenético sofrem preferencialmente diagênese influenciada por condições ambientais. Tais reações intempéricas são sensíveis à evolução de condições climática numa região e podem ser cineticamente realçadas ou suprimidas quando temperatura, fluxo hídrico, ou composição atmosférica mudam (Jin et al., 2017).

Os arenitos da Formação Missão Velha são compatíveis para um estudo climático baseado em diagênese meteórica por conta da presença de componentes instáveis que tem potencial para reagir e equilibrar com condições climáticas regionais. Baseando nas feições de início de diagênese discutidas abaixo, os arenitos da unidade foram divididos em três grupos que são interpretados como produto de mudanças climáticas na transição Jurássico-Cretáceo (Figura 8).

Intensidade de intemperismo

A superfície da Terra apresenta diferenças na temperatura, na pressão e nas condições químicas onde a maioria dos minerais encontrados em rochas foram originalmente formados (Johnsson, 1993). Como mostrado por Goldich (1938), minerais que se cristalizam em mais

altas temperaturas (e.g., olivina, anfibólios, piroxênios e plagioclásio cálcico) são menos estáveis sob condições de intemperismo químico do que minerais que se cristalizam em menores temperaturas (e.g., plagioclásio sódico, feldspato potássico, micas e quartzo). Não-silicatos como carbonatos, sulfatos, sulfetos e haletos, normalmente são mais suscetíveis a intemperismo químico do que silicatos.

Do ponto de vista geoquímico, o efeito que intemperismo químico tem na composição sedimentar é de empobrecer elementos dos minerais mais instáveis, causando um aumento relativo na proporção de minerais mais estáveis. A textura de rochas e minerais tem fortes efeitos no nível de alteração produzido por intemperismo químico. Fraturas no acamamento, que servem como condutos para fluidos, tornam-se facilitadores do intemperismo, enquanto que numa escala microscópica, a clivagem mineral possui um papel semelhante. Grãos polimíticos são particularmente suscetíveis a intemperismo químico devido às bordas entre os subgrão minerais servirem como eficientes condutos de água.

O grau de alteração alcançado depende tanto da intensidade como da duração do intemperismo. A intensidade do intemperismo aparenta ser controlada primariamente pelo clima (precipitação e temperatura) e vegetação (particularmente a natureza e atividade de ácidos orgânicos). A duração do intemperismo é controlada por fatores como relevo, declividade, disponibilidade de sedimentos e taxa de sedimentação. Mecanismos complexos de resposta ocorrem entre vários destes parâmetros.

Os resultados deste estudo sugerem que dois regimes climáticos afetaram a intensidade de intemperismo nos arenitos da Formação Missão Velha e coincidem com as variações climáticas esperadas para a transição Jurássico-Cretáceo (Frakes et al., 1992; Scotese et al., 1999; Carvalho et al., 2010). A extensão e estilo das mudanças de composição mineralógica dos arenitos da Formação Missão Velha ao longo de sua sucessão podem ser usadas como guia para entender climas do Neojurássico.

Intemperismo de feldspatos

Feldspatos são particularmente sensíveis à variabilidade climática (Johnsson, 1993). A presença de feldspatos não alterados indicam climas áridos, e a coexistência de feldspatos são e alterados indicam condições de intemperismo úmido. Neste segundo caso, feldspatos frescos podem ser erodido de paredes de cânions e soterrados antes de alteração significativa; enquanto feldspatos mais alterados podem ser produto do intemperismo em perfis de solo nos interflúvios (Krynine, 1950).

Os arenitos do Membro Inferior tem uma abundância de feldspatos de cerca de 2,2 % dos grãos do arcabouço e são dominados por plagioclásio (Tabela 01; Figuras 05D e 05H). Em contraste, as ocorrências de plagioclásio decrescem para < 1% nos arenitos do Membro Superior.

Intemperismo de feldspatos é expresso através da dissolução parcial de feldspatos em grãos esqueléticos (Figura 05H e 06A) e dissolução completa em áreas intergranulares de grande dimensão que podem representar o desenvolvimento de porosidade secundária, ou podem ser preenchidas com matriz ou cimento (Figura 06A e 06C). Em todos os casos, o intemperismo de feldspatos se manifesta em grãos que apresentam quantidades variáveis de substituição por argilominerais. Coletivamente, estas feições indicam que os arenitos do Membro Inferior em média apresentam níveis variáveis de alteração, deste grãos praticamente são, grãos levemente intemperizados a grãos parcialmente substituídos por matriz autigênica, enquanto no Membro Superior são virtualmente inexistentes devido ao alto grau de diagênese meteórica. As diferenças no intemperismo dos feldspatos estão provavelmente relacionadas à variação climática relativa à disponibilidade de água e do pCO_2 da atmosfera. Nas condições relativamente mais secas do Membro Inferior, estes grãos de feldspato tendem a serem mais resistentes ao intemperismo por conta da menor disponibilidade de água, enquanto nas condições relativamente mais úmidas do Membro Superior, os feldspatos tendem a ser mais facilmente intemperizados e sofrerem dissoluções extensas.

Os arenitos do Membro Inferior apresentam discretas áreas intergranulares de grande dimensão quando comparado com os arenitos do Membro Superior, mais frequentes, e estas áreas intergranulares podem haver se formado a partir de grãos detríticos de feldspatos instáveis. Estas áreas intergranulares de grande dimensão estão preenchidas com caulinita neoformada (Figura 06C). A destruição do plagioclásio nos arenitos do Membro Superior resultou numa assembleia feldspática dominada por grãos de feldspato potássico. Muitos destes feldspatos potássicos remanescentes apresentam vacúolos relacionados a alteração extensiva atestando para condições climáticas que resultaram num ataque nesta fase feldspática mais estável (Figura 06A).

Formação de argilominerais

Após o soterramento, sedimentos clásticos são mais suscetíveis a todo um diferente conjunto de processos de modificação. Mesodiagênese comumente resulta na destruição de feldspato e fragmentos líticos, dissolução de fases instáveis, crescimento de fases autigênicas e cimentação (Scholle & Schluger, 1979; McDonald & Surdam, 1984). Assim como

intemperismo químico, as principais alterações à composição dos sedimentos trazidas pela mesodiagênese resultam do reequilíbrio das fases originais aos seus respectivos ambientes físicos e químicos. Uma variabilidade muito maior ocorre em ambientes diagenéticos do que em ambientes intempéricos, entretanto, por conta de uma maior amplitude de temperatura e pressão. Portanto, alteração diagenética progressiva resulta num conjunto mais complexo de modificações composicionais quando comparado com intemperismo químico.

Em rochas clásticas de granulação grossa, a diagênese resulta na remoção de constituintes instáveis através da dissolução em sistema aberto, ou num rearranjo dos constituintes através de um mecanismo de dissolução-precipitação num sistema fechado. Talvez o aspecto de diagênese em arenitos mais bem estudado seja a geração de porosidade secundária através da dissolução dos constituintes instáveis do arcabouço (principalmente feldspato) num sistema aberto (e.g., Bjørlykke, 1984; Boles, 1984; Franks & Forester, 1984; Markert & Al-Shaieb, 1984; Moncure et al., 1984; Surdam et al., 1984; Nedkvitne and Bjorlykke, 1992). Adicionalmente à dissolução propriamente dita, feldspatos são vulneráveis à calcitização, albitização e zeolitização através de processos de dissolução-precipitação. Diagênese de arenitos normalmente resultam em dissolução de chert e alteração de assembleias de minerais pesados (Johnsson, 1993).

Argilominerais neoformados em ambientes continentais apresentam potencial para carregar informações climáticas e ambientais (Curtis, 1990; Wilson, 1999; Thiry, 2000). Solos modernos e mapas climáticos dão informação da distribuição de solos caulíníticos e esmectíticos e os climas modernos associados em paisagens modernas. Solos esmectíticos formam cerca de 39% das massas continentais comparados com 32% de solos caulíníticos (Thiry, 2000). Caulinita é o cimento argiloso mais abundante nos arenitos do Membro Superior, enquanto no Membro Inferior apresenta-se numa assembleia mista de argilas (Figura 08). A abundância de caulinita autigênica no Membro Superior sugere níveis altos de precipitação anual, baixo pH e subsequente remoção de cátions-base (Keller, 1970), atestado pela ausência de feldspatos. Solos caulíníticos modernos formam-se em climas tropicais a subtropicais onde a pluviosidade é superior à evaporação (Thiry, 2000). Em contraste, os arenitos do Membro Inferior, com cimento argiloso deficiente em caulinita e presença de feldspatos preservados sugerem condições ambientais similares a solos esmectíticos modernos, que formam-se em climas relativamente mais secos e de baixo relevo, em áreas de drenagem insipiente onde cátions-base podem se acumular (Borchardt, 1989). Solos esmectíticos modernos são restritos principalmente a climas subtropicais com precipitação anual entre 500 to 800 mm e uma estação seca bem definida (Thiry, 2000).

Esta resposta eodiagenética da mineralogia de argilas às condições climáticas é similar às reações de intemperismo observadas atualmente entre o Norte-Nordeste (caulinítico) e Centro-Oeste (esmectítico) brasileiro ou Sudeste (caulinítico) e Centro-Sul (esmectítico) estadunidense. O clima brasileiro exibe uma variação considerável desde o Norte tropical ao Sul mais temperado. Exceto pelo sertão, a variação de níveis de precipitação varia amplamente de Norte a Sul. Embora a Região Amazônica seja notoriamente úmida com precipitação anual superior a 2000 mm, a maior parte do Brasil apresenta médias anuais de 1000 mm por ano. Solos ricos em caulinita cobrem cerca de 65% da superfície; especialmente na Região Amazônica e da Mata Atlântica (Melfi et al., 1988; Valetton et al., 1997). Numa tendência similar, no continente norte-americano, ocorrem extensos depósitos de caulinita (Gordon et al., 1958; Lukas et al., 1983) juntamente com solos cauliníticos relacionados às zonas climáticas tropicais a sub-tropicais. Como a área de maiores precipitações nos Estados Unidos é a região sudeste, solos dominados por caulinita (por exemplo, andissolos) tem-se desenvolvido em áreas de alta lixiviação e regimes intempéricos intensos. Solos ricos em esmectita são mais comuns no Centro-Sul norte-americano, em áreas com precipitação significativamente baixa. Em áreas de solos principalmente temperados (por exemplo, vertissolos) onde lixiviação é mais limitada, os solos tendem a ser dominados por esmectita.

Formação de pseudomatriz

Os componentes finos dos arenitos da Formação Missão Velha incluem lama remobilizada de planície de inundação e pseudomatriz preenchendo espaços de grandes dimensões entre os grãos, sugerindo-se serem produto de total obliteração de grãos de feldspato relacionada ao clima, pois a alta capacidade fluvial de regimes de rios entrelaçados influenciam negativamente na deposição de argilas, enquanto resultam no baixo grau de seleção que caracteriza os depósitos do Missão Velha.

A ocorrência de áreas intergranulares preenchidas por caulinita torna-se frequente nos arenitos da transição do Membro Inferior para Membro Superior, destacando-se nesta última por seu maior volume com relação à rocha total (Tabela 02; Figura 08). Estas estruturas podem ser interpretadas como em função da disponibilidade de água meteórica relacionada às diferentes médias de precipitação anual relativas a diferentes regimes climáticos quente e seco, transicional, e quente e úmido (Figura 08).

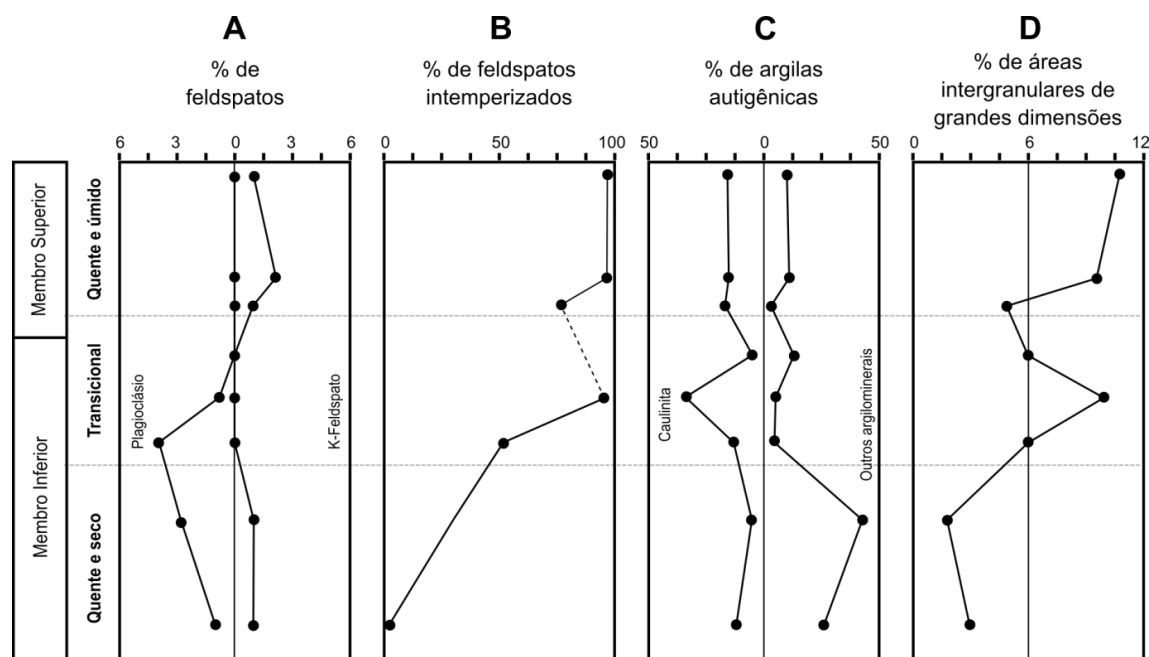


Figura 08. (A) Proporção de plagioclásio e feldspato potássico (volume de grãos de arcabouço). (B) Distribuição de presença de feldspatos intemperizados preservados (volume de feldspato total). (C) Volume de argilas autigênicas (volume cimentos e matriz total). (D) Abundância de áreas intergranulares de grandes dimensões. **Fonte:** autor (2020)

Assinatura climática da transição Jurássico-Cretáceo

A divisão da Pangea e subsequentemente do Gondwana durante o Eocretáceo está associado com a formação de bacias do tipo rifte, atividade tectônica, importante vulcanismo no continente e no oceano e geração de crosta, afetando significativamente a vida, o ambiente e o clima (Föllmi, 2012). Durante este período, o clima global oscilava entre efeito estufa, com condições áridas predominantes, afetando a vida continental, como através do limite Tithoniano/Berriasiano (145 m.a.), e efeito estufa intensificado, com condições úmida predominantes, levando a fases de acelerada extinção nos oceanos devido à sua tendência correspondente de desenvolver condições disóxicas a anóxicas em águas oceânicas profundas, mas podem ter levado a uma cobertura vegetal mais exuberante nos continentes, como durante o Valanginiano (139 m.a. a 132 m.a.).

O panorama conhecido de paleotemperaturas durante o Neojurássico e a transição Jurássico-Cretáceo revela um aquecimento durante o Oxfordiano-Kimmeridgiano (157.3 m.a.), paleotemperaturas mais frias no Tithoniano (152 m.a. a 145 m.a.) e um gradual aumento para condições mais quentes no limite Jurássico-Cretáceo. O clima semiárido associado com o Neojurássico deve ter intercalado com fases de climas mais frios ou o declínio de uma fase fria principal associada com o desenvolvimento de uma camada de gelo

no Hemisfério Sul. O aumento de suprimento de nutrientes para os oceanos e subsequente produtividade oceânica (principais eventos de isótopo de carbono positivo) deve ser relacionado ao aumento de intemperismo continental (Grocke et al., 2003). Os autores, em revisão, apresentaram paleotemperaturas de 16-17°C, 12-16°C e 13-15°C para o Kimmeridgiano (157.3 m.a. a 152.1 m.a.) da Alemanha, Espanha e Índia respectivamente, e 14-21°C para o Tithoniano da Ásia Central (latitude 40°N). Os autores sugerem ainda que temperaturas negativas deveriam predominar partir de latitudes superiores a 80°N.

A ocorrência em sedimentos da transição Jurássico-Cretáceo de depósitos glaciais e nódulos de glendonita na Austrália indicam que a Terra pode ter passado por condições de glaciação branda durante este período, com condições glaciais sazonais e sem desenvolvimento de geleiras continentais extensivas (Scotese et al., 1999).

O Cretáceo é considerado um período de altas temperaturas, com condições tropicais-subtropicais prevalecentes entre as latitudes 45°N e 70°S, e climas frios-temperados estendendo-se aos polos. Temperaturas médias anuais eram significativamente mais altas e de gradientes meridionais marcadamente inferiores aos atuais (Frakes, 1979).

Littler et al. (2011) ao estudarem a abertura do proto-Atlântico Norte, propuseram paleotemperaturas para baixas e médias latitudes durante o intervalo Berriasiano-Barremiano (142 m.a. a 128 m.a.). Os autores apontam intervalos de paleotemperatura que excedem substancialmente as temperaturas modernas em latitudes equivalentes, com dados de 26°C para a latitude 53°S, e dados entre 33°C e 37°C para o proto-Atlântico Norte (latitude 15°N-20°N), gradiente este 5°C superior ao atual na latitude equivalente. Considera-se que estas elevadas temperaturas são explicadas pela geometria confinada do proto-Atlântico Norte durante o Cretáceo Inferior, de forma análoga ao Mar Mediterrâneo moderno, que apresenta temperaturas de 1-2°C superiores ao Atlântico em latitudes equivalentes.

Embora haja registros de depósitos de transporte glacial em altas latitudes (Gregory et al., 1989), o período Cretáceo é frequentemente considerado um dos intervalos mais quentes da história da Terra, evidenciando-se ser um período de extremo efeito estufa. Lini et al. (1992), através do estudo de isótopos de carbono num intervalo de transição de fácies carbonáticas nos Alpes, sugerem que as primeiras evidências de efeito estufa durante o Cretáceo ocorreram durante o Valanginiano (139 m.a. a 132 m.a.).

No registro geológico marinho, um intervalo frio no Cretáceo Inferior é seguido de temperaturas elevadas com máximo durante o Albiano (Carvalho et al., 2010). Já circulação oceânica e temperaturas propostas para o Cretáceo Médio indicam uma grande sazonalidade atmosférica, levando a climas extremos, com regimes climáticos de monções nas regiões

proximais ao Mar de Tétis e o Atlântico Central, enquanto que nas massas continentais ocorriam faixas áridas nas paleolatitudes 20-40° e 60-80° (Lloyd, 1982; Ufnar et al., 2002).

As tendências estratigráficas observadas nos depósitos da Formação Missão Velha apontam para uma evolução de um clima árido em transição para clima úmido. Regimes de ventos de monções são compreendidos para as baixas latitudes do Gondwana no Neojurássico (Scherer & Goldberg, 2007, 2010; Kuchle et al., 2011). Deste modo, entende-se que os depósitos da Formação Missão Velha que compreendem clima árido podem estar relacionados às altas temperaturas de efeito estufa durante o Tithoniano/Berriasiano (145 m.a.), e migraria para regimes de monções, caracterizados por condições mais úmidas predominantes durante o Valanginiano (139 m.a. a 132 m.a.).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os arenitos da Formação Missão Velha apresentam nítidas variações na distribuição estratigráfica dos grãos de arcabouço, matriz, ocorrência de feldspatos, intensidade de intemperismo de feldspatos e da mineralogia de cimentos argilosos, que por sua vez confirmam a divisão da unidade em Membro Missão Velha Inferior e Membro Missão Velha Superior. Plagioclásio é o feldspato dominante nos depósitos do Membro Inferior, enquanto esta assembleia encontra-se depletada no Membro Superior devido ao alto grau de intemperismo, destacando-se teores de feldspatos alcalinos mais estáveis.

A intensidade de intemperismo de feldspatos no Missão Velha Inferior é baixa, como indicado por sua abundância e preservação devido a seu baixo grau de alteração, em contraste com os depósitos do Membro Superior, marcado pela dissolução de plagioclásios e substituição por caulinita. Embora a abundância de matriz tenda a decrescer ao longo da sucessão estratigráfica da unidade, esta é marcada pela presença de grandes áreas intergranulares no Membro Superior, classificadas como pseudomatriz e composta por caulinita e sugerindo-se ser produto da alteração de grãos de plagioclásio. A ocorrência de matriz e pseudomatriz é caracterizada por uma assembleia mista de argilominerais, e apresenta uma tendência para caulinita em direção ao topo da seção, relacionada à zona de transição de Membro Inferior para Membro Superior, e Membro Superior em si.

A ocorrência de áreas intergranulares preenchidas por caulinita torna-se frequente nos arenitos da transição do Membro Inferior para Membro Superior, destacando-se nesta última por seu maior volume com relação à rocha total. Estas estruturas podem ser interpretadas como em função da disponibilidade de água meteórica relacionada às diferentes médias de

precipitação anual relativas a a um regime climático quente e seco em transição para quente e úmido.

Os atributos sensíveis ao clima observados na seção possivelmente representam um intervalo de deposição que compreende um regime climático quente e seco em transição para um regime quente e úmido, podendo estarem estes regimes relacionados às altas temperaturas de efeito estufa durante o Tithoniano/Berriasiano (145 m.a.), e migração para regimes de monções, caracterizados por condições mais úmidas predominantes durante o Valanginiano (139 m.a. a 132 m.a.).

REFERÊNCIAS

- ASSINE, M.L. Análise Estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.22, n.3. p.289-300, 1992.
- BAKER, V. R. Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. *In* **Fluvial Sedimentology**. 1ª ed. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 1978. 859 p.
- BASU, A. Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: Implications to palaeoclimatic interpretation. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.46, p.694-709, 1976.
- BERTIER, P.; SWENNEN, R.; LAGROU, D.; LAENEN, B.; KEMPSA, R. Palaeo-climate controlled diagenesis of the Westphalian C & D fluvial sandstones in the Campine Basin (north-east Belgium). **Sedimentology**, v.55, p.1375–1417, 2008.
- BJØRLYKKE, K. Formation of secondary porosity: How important is it? *In* **Clastic Diagenesis**. 1ª ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 37, 1984, p.277-286.
- BOLES, J. R. Secondary porosity reactions in the Stevens Sandstone, San Joaquin Valley, California. *In* **Clastic Diagenesis**. 1ª ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 37, 1984, p.217-224.
- BORCHARDT, G. A. Smectites. *In* **Minerals in Soil Environments**. 1ª ed. Madison: Soil Scientific Society of America, 1989, p.293–330.
- CARVALHO, I. S.; GASPARINI, Z. B.; SALGADO, L.; VASCONCELLOS, F. M.; MARINHO, T. S. Climate's role in the distribution of the Cretaceous terrestrial Crocodyliformes throughout Gondwana. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.297, p.252-262, 2010.

- CHAGAS, D.B. **Litoestratigrafia da Bacia do Araripe: Reavaliação e Propostas para Revisão**. Dissertação de mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional da Universidade Estadual Paulista, 2006. 127 p.
- COSTA, A.B.S. **Diagênese e proveniência dos arenitos da Tectonossequência Rifte nas bacias Rio do Peixe e do Araripe, NE do Brasil**. Dissertação de mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica na Universidade Federal do Rio Grandes do Norte, 2010. 117 p.
- COSTA, A.B.S.; CÓRDOBA, V.C.; JARDIM DE SÁ, E.F.; SCHERER, C.M.S. Diagênese dos arenitos da Tectonossequência Rifte na Bacia do Araripe, NE do Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v.44, n.3, p.457-470, 2014.
- CURTIS, C. D. Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, paleosols and clastic sedimentary rocks. **Journal of the Geological Society**, v.147, p.351–357, 1990.
- FAMBRINI, G. L.; ARAÚJO, J. T.; LEMOS, D. R.; NEUMANN, V. H. M. L.; TESSER JR., S.; SOUZA, B. Y. C.; SILVA FILHO, W. F. A Formação Missão Velha na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Fácies e Sistemas Depositionais. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 23. In **Boletim**, v.1, n.21. Fortaleza, CE, 2009.
- FAMBRINI, G. L.; LEMOS, D. R.; TESSER JR., S.; ARAÚJO, J. T.; SILVA FILHO, W. F.; SOUZA, B. Y. C.; NEUMANN, V. H. M. L. Estratigrafia, Arquitetura Depositional e Faciologia da Formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: exemplo de sedimentação de Estágio de Início de Rifte a Clímax de Rifte. **Geologia USP**, v.11, n.2, p.55-87, 2011.
- FAMBRINI, G. L.; NEUMANN, V. H. M. L.; MENEZES FILHO, J.A.B.; SILVA FILHO, W. F.; OLIVEIRA, E.V. Facies architecture of the fluvial Missão Velha Formation (Late Jurassic–Early Cretaceous), Araripe Basin, Northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications. **Acta Geologica Polonica**, v.67, n.4, p.515-545, 2017.
- FRAKES, L. A. **Climates Through Geologic Time**. 1ª ed. Amsterdã: Elsevier, 1979. 310 p.
- FRAKES, L. A.; FRANCIS, J. E.; SYKTUS, J. I. **Climate Modes of the Phanerozoic**. 1ª ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1992, 274 p.
- FRANKS, S. G.; FORESTER, R. W. Relationships among secondary porosity, pore-fluid chemistry and carbon dioxide, Texas Gulf Coast. In **Clastic Diagenesis**. 1ª ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 37, 1984, p.63-79.

- FREITAS, F. I.; HESSEL, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. Troncos fósseis da Formação Missão Velha na porção leste da Bacia do Araripe, Ceará. **Revista de Geologia**, v.21, n.2, p.193-206, 2008.
- FÖLLMI, K. B. Early Cretaceous life, climate and anoxia. **Cretaceous Research**, v.35, p.230-257, 2012.
- GARCIA, A. J. V.; WILBERT, A. Palaeogeography evolution of Mesozoic pre-rift sequences in coastal and interior basins of northeastern Brazil. In **Pangea: global environments and resources**, Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 17, p.123–130, 1994.
- GOLDICH, S. S. A study in rock-weathering. **The Journal of Geology**, v.46, n.1, p.17-58, 1938.
- GORDON, M.; TRACEY, J. J.; ELLIS, M. W. Geology of the Arkansas bauxite region. **USGS Professional Papers**, v.99, p.1-268, 1958.
- GREGORY, R. T.; DOUTHITT, C. B.; DUDDY, I. R.; RICH, P. V.; RICH, T. H. Oxygen isotopic composition of carbonate concretions from the lower Cretaceous of Victoria, Australia: implications for the evolution of meteoric waters on the Australian continent in a paleopolar environment. **Earth and Planetary Science Letters**, v.92, p.27-42, 1989.
- GRÖCKE, D. R., PRICE, G. D., RUFFELL, A. H., MUTTERLOSE, J., BARABOSHKIN, E. Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.202, p.97-118, 2003.
- JAMES, W. C.; MACK, G. H.; SUTTNER, L. J. Relative alteration of microcline and sodic plagioclase in semi-arid and humid climates. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.51, p.151-164, 1981.
- JIN, C.; DWORKIN, S.; ATCHLEY, S.; NORDT, L. Eogenetic diagenesis of Chinle sandstones, Petrified Forest National Park (Arizona, USA): A record of Late Triassic climate change. **Sedimentology**, v.65, n.4, p.1277–1300, 2017.
- JOHNSSON, M. J. The system controlling the composition of clastic sediments. In **Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments**. 1^a ed. Boulder: Geological Society of America Special Paper, 1993. 284 p.
- KRYNINE, P. D. Geomorphology and sedimentation in the humid tropics. **American Journal of Science**, v.32, p.297-306, 1936.
- KRYNINE, P. D. Petrology, stratigraphy, and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. **Connecticut Geological And Natural History Survey Bulletin**, v.73, p.1-239, 1950.

- KUCHLE, J.; SCHERER, C. M. S.; BORN, C. C.; ALVARENGA, R. S.; ADEGAS, F. A. Contribution To Regional Stratigraphic Correlations Of The Afro-Brazilian Depression – The Dom João Stage (Brotas Group And Equivalent Units - Late Jurassic) In Northeastern Brazilian Sedimentary Basins. **Journal South American Earth Sciences**, v.31, p.358-371, 2011.
- KUMP, L. R.; BRANTLEY, S. L.; ARTHUR, M. A. Chemical weathering, atmospheric CO₂, and climate. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v.28, p.611-667, 2000.
- LINI, A.; WEISSERT, H.; ERBA, E. The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. **Terra Nova**, v.4, p.374-384, 1992.
- LITTLER, K.; ROBINSON, S.A.; BOWN, P.R.; NEDERBRAGT, A.J.; PANCOST, R.D. High seasurface temperatures during the Early Cretaceous epoch. **Nature (Geoscience)**, v.4, p.169-172, 2011.
- LLOYD, C.R. The mid-Cretaceous Earth: paleogeography, ocean circulation, temperature, and atmospheric circulation. **Journal of Geology**, v.90, p.393–413, 1982.
- LUKAS, T.C.; LOUGHMAN, F.C.; EADES, J. L. Origin of bauxite at Eufaula, Alabama, USA. **Clay Mineralogy**, v.18, p.127–138, 1983.
- MACK, G. H. Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of north Georgia. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.51, p.1247-1258, 1981.
- MARKERT, J. C.; Z. AL-SHAIEB. Diagenesis and evolution of secondary porosity in Upper Minnelusa sandstones, Powder River Basin, Wyoming. In **Clastic Diagenesis**. 1^a ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 37, 1984, p.367-389.
- MCBRIDE, E. F. A classification of common sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.33, p.664–669, 1963.
- MCBRIDE, E. F.; LAND, L. S.; MACK, L. E. Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.71, p.1019–1034, 1987.
- MCDONALD, D. A.; SURDAM, R. C. **Clastic Diagenesis**. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v.37, p.1-434, 1984
- MELFI, A. J.; TRESCASES, J. J.; CARVALHO, A.; BARROS DE OLIVEIRA, S. M.; RIBEIRO FILHO, E.; LAQUINTINE FORMOSO, M. L. The lateritic ore deposits of Brazil. **Science Geologique Bulletin**, v.41, p.3–36, 1998.

- MELO, B. G. V., CARVALHO, I. S. A Fauna da Formação Brejo Santo, Neojurássico da Bacia do Araripe, Brasil: Interpretações Paleoambientais. **Anuário do Instituto de Geociências**, v.40, n.3, p.62-74, 2017.
- MONCURE, G. K.; LAHANN, R. H. ; SIEBERT, R. M. Origin of secondary porosity and cement distribution in a sandstone/shale sequence from the Frio Formation (Oligocene). *In* **Clastic Diagenesis**. 1ª ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 37, 1984, p.151-161.
- MOORE, C. H. **Carbonate Diagenesis and Porosity**. 1ª ed. Amsterdã: Elsevier, 1989, 337 p.
- NEDKVITNE, T.; BJØRLYKKE, K. Secondary porosity in the Brent Group (Middle Jurassic), Huldra field, North Sea: Implication for predicting lateral continuity of sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.62, p.23-34, 1992.
- NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **Journal of Geology**, v.97, p.129–147, 1989.
- PIRES, E. F.; GUERRA-SOMMER, M. Growth ring analysis of fossil coniferous woods from early cretaceous of Araripe Basin (Brazil). **Revista da Academia Brasileira de Ciências**, v.83, n.2, p.409-423, 2011.
- PONTE, F. C. Extensão Paleogeográfica da Bacia do Araripe no Mesocretáceo. SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3. *In* **Anais...** p.131-135. Rio Claro, SP, 1994.
- PONTE, F. C.; PONTE FILHO, F. C. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe**. 1ª ed. Recife: DNPM, 4º e 10º Distritos Regionais, Delegacias do Ministério das Minas e Energia em Pernambuco e Ceará, 1996.
- POTTER, P. E. Petrology and chemistry of modern big river sands. **Journal of Geology**, v.86, p.423-449, 1978.
- REED, J.S.; ERIKSSON, K.A.; KOWALEWSKI, M. Climatic, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods. **Sedimentary Geology**, v.176, p.225–246, 2005.
- SCHERER, C. M. S., GOLDBERG, K. Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.250, n.1-4, p.89-100, 2007.
- SCHERER, C. M. S., GOLDBERG, K. Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: inferences about the wind regime. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.296, p.103-110, 2010.
- SCHERER C.M.S.; JARDIM DE SÁ E.F.; CÓRDOBA V.C.; SOUSA D.C.; AQUINO M.M., CARDOSO F.M.C. Tectono-stratigraphic evolution of Upper Jurassic-Neocomian rift

- succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.49, p.106-122, 2014.
- SCHOLLE, P. A.; SCHLUGER, P. R. Aspects of diagenesis. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, v.26, p.1-443, 1979.
- SCOTese, C. R.; BOUCOT, A. J.; MCKERROW, W. S. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. **Journal of African Earth Sciences**, v.28, n.1, p.99–114, 1999.
- SCOTese, C. R. Jurassic palaeomap. In **Earth History**. 2003. Disponível em <http://www.scotese.com/jurassic.htm>. Acesso em: 11/09/2019.
- SOUTO, P. R. F.; FERNANDES, M. A. Paleobiogeographical significance of the Late Jurassic continental fauna from western Gondwana. **Palaeoworld**, v.26, p.230-240, 2017.
- SURDAM, R. C.; BOESE, S. W.; CROSSEY, L. J. The chemistry of secondary porosity. In **Clastic Diagenesis**. 1ª ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 37, 1984, p.127-161.
- SUTTNER, L. J.; BASU, A. Climate and the origin of quartz arenites. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.51, p.1235-1246, 1981.
- SUTTNER, L. J., DUTTA, P. K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.56, p.329-345, 1986.
- THIRY, M. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. **Earth-Science Reviews**, v.49, p.201–221, 2000.
- UFNAR, D. F.; GONZÁLEZ, L. A.; LUDVIGSON, G. A.; BRENNER, R. L.; WITZKE, B. J. The mid-Cretaceous water bearer: isotope mass balance quantification of the Albian hydrologic cycle. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.188, p.51–71, 2002.
- VALETON, I.; VINX, R.; SCHUMANN, A.; WIENEKE, M. Supergene alteration since the Upper Cretaceous on alkaline igneous and metamorphic rocks of the Pocos de Calda ring complex, Minas Gerais, Brazil. **Applied Geochemistry**, v.12, p.119–131, 1997.
- WILSON, M. D.; PITTMAN, E. D. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. **Journal Of Sedimentary Petrology**, v.47, p.3–31, 1977.
- WILSON, M. J. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. **Clay Minerals**, v.34, n.1, p.7–25, 1999.
- WOOLNOUGH, W. G. The influence of climate and topography in the formation and distribution of products of weathering. **Geological Magazine**, v.67, p.123-132, 1930.

WELTJE, G. J. Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. **Earth-Science Reviews**, v.57, p.211-253, 2002.

WILLIAMS, J.Z.; BANDSTRA, J.Z.; POLLARD, D.; BRANTLEY, S. L. The temperature dependence of feldspar dissolution determined using a coupled weathering–climate model for Holocene-aged loess soils. **Geoderma**, v.156, p.11–19, 2010.

WILSON, M. D.; PITTMAN, E. D. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.47, p.3–31, 1977.

ZUFFA, G. G. **Optical analysis of arenites: Influence of methodology on compositional results. In Provenance of arenites.** 1ª ed. Dordrecht: Springer, 1985. 408 p.

5.2 SIGNIFICADO GEOLÓGICO DOS TRONCOS FÓSSEIS DA FORMAÇÃO MISSÃO VELHA (BACIA DO ARARIPE)

AERSON MOREIRA BARRETO JUNIOR

GELSON LUIS FAMBRINI

VIRGÍNIO HENRIQUE DE MIRANDA LOPES NEUMANN

WELLINGTON FERREIRA DA SILVA FILHO

EDISON VICENTE OLIVEIRA

Significado geológico dos troncos fósseis da Formação Missão Velha (Bacia do Araripe)

Geologic meaning of the Missão Velha Formation fossil trunks, Araripe Basin

Aerson Moreira Barreto Junior; Gelson Luís Fambrini; Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann; Wellington Ferreira da Silva Filho & Edison Vicente Oliveira

RESUMO

O presente trabalho versa sobre novas localidades de exposição de troncos fósseis nos municípios de Missão Velha, Abaiara e Milagres, e investiga suas características tafonômicas e sedimentológicas. Os elementos coletados podem ser categorizados em quatro estágios sequenciais de exposição: (i) troncos *in situ*; (ii) troncos pouco transportados; (iii) troncos transportados; e (iv) troncos transportados e degradados. Os troncos *in situ* podem ser “primários”, correspondendo a uma assembleia alóctone, ou “secundários”, troncos silicificados retrabalhados que se comportam como seixos nos depósitos da unidade. Troncos de grande porte foram pouco transportados e estão próximos aos sítios de fossilização. Fragmentos de troncos muito degradados confundem-se com cascalho e um estudo sistemático destes pode revelar novos sítios fossilíferos da unidade.

Palavras-chave: Bacia do Araripe; Jurássico Superior; troncos silicificados.

ABSTRACT

The present study discusses on new localities of fossil trunks occurrence in the counties of Missão Velha, Abaiara e Milagres, and investigates taphonomic and sedimentologic characteristics. The fossils are exposed in four stages: (i) *in situ* trunks; (ii) little carried trunks; (iii) carried trunks; and (iv) carried and degraded trunks. *In situ* trunks are “primary”, corresponding to an allochthonous assembly, or “secondary”, silicified reworked trunks as pebbles in the unit. Large trunks are little carried and are close to the fossilization sites. Very degraded trunk fragments are usually taken as rock pebbles and lack of a systematic study, which could reveal new fossil sites for the unit.

Keywords: Araripe Basin; Upper Jurassic; silicified trunks.

INTRODUÇÃO

Quando se refere à Bacia do Araripe, o contexto paleontológico é quase automaticamente vinculado aos peixes e pterossauros fósseis do Grupo Santana (*sensu* Neumann & Cabrera, 1999), e raramente aos troncos silicificados que ocorrem nos depósitos jurássicos. A presença dos troncos fósseis na Formação Missão Velha foi escassamente relatada na literatura durante o Séc. XX, vindo a tomar papel de algum destaque apenas com a concepção do *Geopark* Araripe, reconhecido em 2006 pela Organização das Nações Unidas para Ciência e Cultura (UNESCO) originando, dentre os nove geossítios existentes, o geossítio Floresta Petrificada do Cariri, notório pela abundância dos troncos silicificados e por ser seção-tipo da Formação Missão Velha (Ponte & Appi, 1990; Freitas *et al.*, 2008; Silveira *et al.*, 2012; Ferreira *et al.*, 2015, Fambrini *et al.*, 2017).

A primeira menção dos troncos silicificados da Formação Missão Velha remonta ao tempo da Comissão Científica do Império, que explorou os recursos geológicos, botânicos, faunísticos e etnográficos da Província do Ceará entre 1859 e 1861 (Alemão & Alemão, 1862). O cronista daquela viagem e poeta notável da literatura brasileira, Antônio Gonçalves Dias, foi o primeiro a reportar a existência de certo afloramento na localidade chamada de São Pedro, situada entre as vilas do Crato e Milagres, em que se encontrava “madeira petrificada” juntamente aos arenitos (Sousa-Brasil, 1863; Hartt & Agassiz, 1870).

Branner (1890), ao fazer um panorama da geologia da Bacia Sergipe-Alagoas, menciona a exposição em abundância de troncos silicificados transportados juntos aos arenitos desta bacia. Neste mesmo trabalho o autor proporia de que as rochas da região do Crato e Jardim (Ceará), Tacaratu (Pernambuco) e a Bacia Sergipe-Alagoas tratavam-se de uma só bacia interligada em tempos pretéritos. Apenas quase um século depois, Beurlen (1963) mencionaria os troncos silicificados da Bacia do Araripe, e Braunn (1966) correlacionaria estes fósseis aos troncos aos presentes na Formação Sergi da Bacia de Tucano-Jatobá.

A gênese comum destas bacias mencionadas e outras bacias interiores do Nordeste está relacionada ao estágio inicial do rifteamento do Gondwana durante o Jurássico. Esta fase é marcada pela formação de uma longa, estreita e rasa calha de estiramento, com extensão desde o sul da Bahia e limitada ao norte pelo Lineamento da Paraíba. Esta paleobacia foi designada por Viana *et al.* (1971) como Depressão Afro-Brasileira. O início da sedimentação nesta bacia se deu no Neotriássico (Silva *et al.*, 2012), tendo seu desenvolvimento durante o Jurássico e

prossequindo durante o clímax de rifte no Cretáceo. Esta fase da bacia compõe-se exclusivamente de depósitos continentais, com sistemas fluviais, lacustres e eólicos (Ghignone, 1979). A área de abrangência deste depósito estendia-se do Brasil, na porção meridional da região Nordeste, à África, nas porções equatoriais de Guiné, Gabão, Congo e Angola, compreendendo um depósito original com área superior a 300.000 km² (Kuchle *et al*, 2011).

A deposição sedimentar sobre esta vasta extensão territorial corresponde a uma sequência de folhelhos e siltitos vermelhos recobertos por arenitos médios a grossos, representados no Brasil pelas formações Aliança e Sergi na Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá, e seus equivalentes: formações Bananeiras e Serraria (Bacia Sergipe-Alagoas), Brejo Santo e Missão Velha (Bacia do Araripe), e Agoula, M'Vonne e N'Dombo (Bacia do Gabão) (Kuchle *et al.*, 2011). Estes depósitos correspondem às camadas fossilíferas mais antigas da sequência continental mesozoica, de idade neojurássica. Tais camadas contém ostracodes lacustrinos onde *Bisulcocypris* e *Metacypris* são predominantes, onde os dois espécimes mostram dimensões reduzidas fora do normal. Lado a lado com *B. Pricei*, o principal fóssil guia, são encontrados *Darwinula* cf.; *D. Oblonga* (Roemer), razoavelmente frequente e de dimensões normais; conchostráceos e restos de peixes são também encontrados e, na porção superior da sequência, onde a presença de microfósseis é rara, são encontrados troncos silicificados de coníferas em algumas localidades, distribuídos dentro de uma espessa camada arenosa (Viana, 1980).

Embora a presença de troncos silicificados nos arenitos da Formação Missão Velha tenha sido relatada desde o séc. XIX são escassos trabalhos que investiguem sua distribuição estratigráfica e significado paleoambiental (*e.g.* Freitas *et al.*, 2008; Pires & Guerra-Sommer, 2009, 2011). O presente trabalho discute através de novas evidências de campo as características tafonômicas e sedimentológicas dos troncos silicificados da Formação Missão Velha, baseando-se na análise de sua distribuição estratigráfica e formas de exposição.

AFLORAMENTOS

A área de exposição dos troncos silicificados está praticamente em todos os municípios da região do Vale do Cariri (Figura 1), extremo sudoeste do Estado do Ceará. Quatro novos sítios de exposição de troncos silicificados compreendendo os municípios de Missão Velha, Milagres e Abaiara são reportados, nomeados e descritos a seguir neste trabalho com relação à sua

localização e descrição breve descrição dos afloramentos e suas condições fisiográficas. Todas as coordenadas UTM apresentadas correspondem à zona 24S (DATUM Sirgas 2000).

“Cachoeira do Macêdo”

As exposições da localidade Cachoeira do Macedo (485822/9198044; 485697/9197828) situam-se 1 km a leste de Missão Velha, acessadas à saída leste deste município por via carroçável a partir da CE-293. Nesta localidade afloram sucessões de arenitos finos a médios intercalados com pelitos avermelhados, ocorrendo no topo da sequência um pacote arenítico grosso a conglomerático, com estratificações cruzadas e de aspecto laterítico. É comum haverem no afloramento matacões dos níveis areníticos e grande abundância de cascalhos silicosos e quartzosos, não observados nos estratos conglomeráticos. No interior desta sucessão ocorre uma camada arenosa fina, de aspecto metálico, de continuidade lateral observável.

“Serra do Espia”

Os afloramentos da Serra do Espia (490463/9197263; 490500/9197325; 490566/9197278) estão situados menos de 1 km a oeste do geossítio Floresta Petrificada do Cariri, acessado a partir da CE-293, 5 km a leste de Missão Velha. Por tratar-se de um pasto numa colina, os afloramentos rochosos são escassos nesta localidade, em forma de pequenas escarpas ou em ravinamentos, embora blocos de arenitos sejam abundantes junto ao regolito. A sucessão sedimentar nesta localidade se expressa de forma distinta em suas seções basal e superior. Na seção inferior afloram arenitos, médios a finos, estratificados e raramente apresentando porções conglomeráticas, intercalados com níveis milimétricos de pelitos arroxeados e esbranquiçados. As porções conglomeráticas, quando ocorrem, trazem fragmentos líticos dos estratos pelíticos e raramente seixos quartzosos são observados. São abundantes cascalhos no substrato. Na seção superior ocorrem arenitos grossos a muito grossos, conglomeráticos, bem estratificados, impregnados em ferro, e com presença de nódulos metálicos.

Linhas de alta tensão

O afloramento das linhas de alta tensão (491629/9195760) está situado no município de Abaiara, tendo seu acesso percorrendo 0,5 km em uma estrada carroçável que parte da CE-293, 8,5 km a leste de Missão Velha. Esta localidade trata-se de aberturas artificiais de vias, expondo

rochas que estavam sob vegetação e solo. Ocorrem arenitos arcóseos, médios e médios a grossos, com níveis conglomeráticos, com a presença de um nível de arenitos médios de aspecto laterítico no interior da sequência.

“Alto de Abaiara”

O afloramento no Alto de Abaiara (494981/9187441) é acessado percorrendo 500 m em uma via que parte da estrada para Abaiara, a 8 km do seu início na CE-293, a menos de 1 km das exposições da Formação Missão Velha no Morro do Cruzeiro (Fambrini *et al.*, 2011, 2017). Esta localidade trata-se de um patamar escarpado em que afloram sucessões de arenitos médios a grossos, predominantemente arroxeados com variação de cores esbranquiçadas e amareladas, e lentes delgadas de arenitos grossos conglomeráticos a conglomerados.

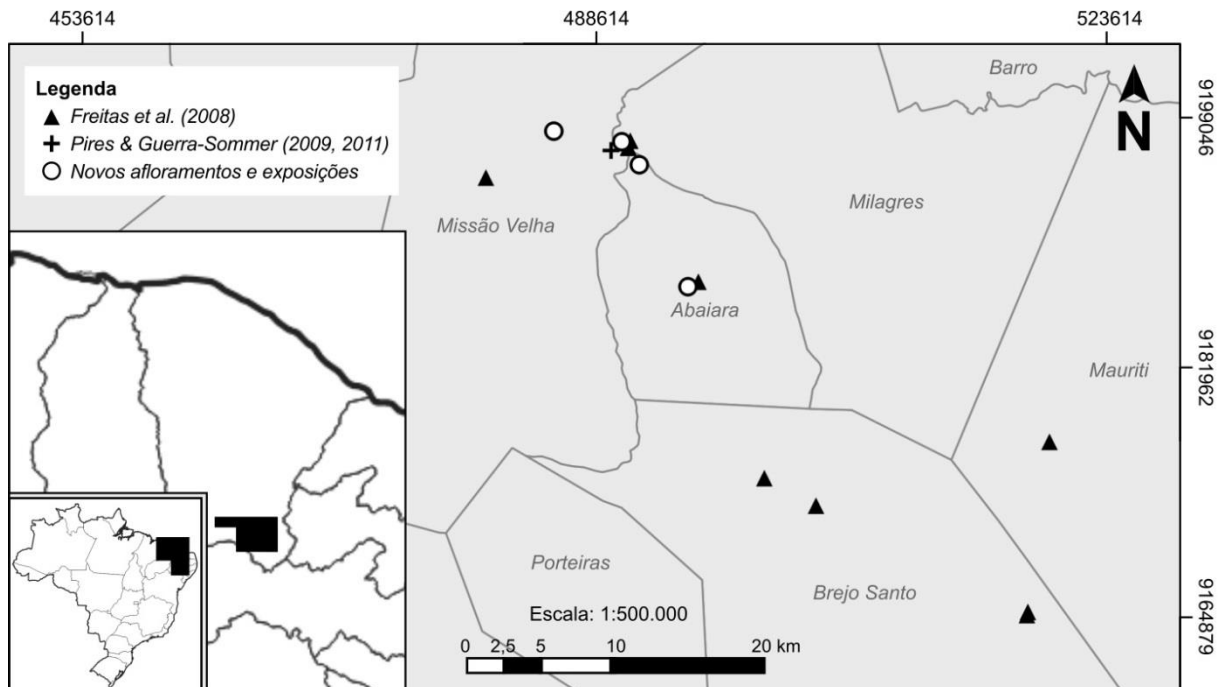


Figura 1 – Mapa da região do Vale do Cariri, com localização de novos afloramentos de troncos silicificados da Formação Missão Velha reportados e os anteriormente publicados.

REVISÃO FACIOLÓGICA

O estudo faciológicos e estratigráfico da Formação Missão Velha é descrito e tem suas principais fácies reconhecidas por Fambrini *et al.* (2009, 2011, 2017), expressos na Tabela 1.

Tabela 1 – Fácies sedimentares da Formação Missão Velha (Fambrini *et al.*, 2009,2011,2017).

Fácies	Descrição
<i>Ce</i>	Fácies de conglomerados estratificados composta por conglomerados com estratificação plano-paralela.
<i>Ca</i>	Fácies de conglomerados com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares.
<i>Acg</i>	Fácies de arenitos conglomeráticos formada de arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralela e presença de troncos silicificados.
<i>Aa</i>	Fácies de arenitos com estratificação cruzada acanalada composta de arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas acanaladas.
<i>At</i>	Fácies de arenitos com estratificação cruzada tabular composta de arenitos médios com seixos esparsos, mal selecionados, com estratificações cruzadas tabulares.
<i>Ap</i>	Fácies de arenitos com estratificação plano-paralela constituída de arenitos médios com seixos esparsos, mal selecionados, com estratificação plano-paralela.
<i>Ac</i>	Fácies de arenitos com laminações cruzadas cavalgantes formada por arenitos finos a muito finos, silticos, tabulares, bem estratificados, intercalados com horizontes pelíticos, camadas decimétricas, com estratificação plano-paralela e com laminações cruzadas cavalgantes.
<i>Ar</i>	Fácies de arenitos finos a médios silticos, com estratificações cruzadas truncantes de baixo-ângulo gerados por retrabalhamento de sedimentos fluviais.
<i>Ad</i>	Fácies de arenitos finos com estruturas de deformação (laminações convolutas)
<i>Sl</i>	Fácies de siltitos e arenitos finos laminados composta por interestratificações de arenitos finos a muito finos bem laminados e siltitos.
<i>Fl</i>	Fácies de argilitos laminados.
<i>Fsm</i>	Fácies de argilitos maciços.
<i>P</i>	Fácies de paleossolo.

FORMAS DE EXPOSIÇÃO

Os troncos silicificados que ocorrem nas localidades previamente apresentadas foram observados em quatro formas de exposição: (i) Troncos *in situ*; (ii) Troncos pouco transportados; (iii) Troncos transportados; (iv) Troncos transportados e degradados, a serem descritos a seguir

neste capítulo. Assume-se que as exposições correspondam às porções do xilema secundário dos troncos, em conformidade Freitas *et al.* (2008) e Pires & Guerra-Sommer (2009, 2011).

Troncos *in situ*

Correspondem aos troncos fósseis preservados nos arenitos conglomeráticos da Formação Missão Velha. Os exemplos observados apresentam dimensões variáveis entre 1,5 cm a 20 cm. Na maioria dos casos preservam o eixo principal do tronco, estando este sempre concordante paralelamente aos estratos, porém de direções dispostas aleatoriamente. No afloramento do Alto de Abaiara ocorrem dois exemplares de troncos *in situ*, ambos de dimensões reduzidas (< 2 cm). O primeiro ocorre disposto aleatoriamente em um horizonte conglomerático (fácies *Acg*), apresentando arestas arredondadas, sub-esférico, de coloração ocre, em meio a seixos sub-arredondados quartzosos e de rochas do embasamento, este diagnosticado pela presença de estriações típicas dos fragmentos de troncos silicificados (Figura 2A). O segundo ocorre horizontalizado, prolato devido eixo maior preservado, disperso em um nível arenítico médio a grosso (Fácies *At*) ocorrendo de forma proeminente com relação ao afloramento e apresentando estriações características (Figura 2B).

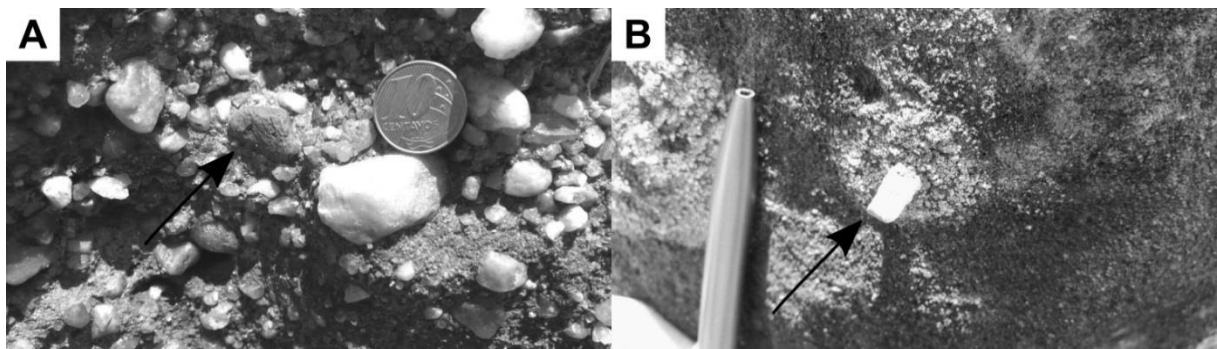


Figura 2 – Troncos silicificados *in situ* (indicados por setas) na localidade do Alto de Abaiara.

No afloramento das linhas de alta tensão foram observados troncos *in situ* ocorrendo de duas formas. O primeiro caso ocorre de forma protuberante com relação ao substrato, com aproximadamente 20 cm de comprimento em seu maior eixo, posicionado horizontalmente entre arenitos médios (Fácies *At*) e um nível centimétrico de aspecto laterítico observado na sucessão da unidade (Figura 3A). O segundo corresponde a uma família de exposições de pequenos fragmentos de troncos, de dimensões inferiores a 2 cm, ocorrendo em uma lente conglomerática

em meio aos arenitos (Fácies *Acg*). Destaca-se nesta exposição, o fraturamento de ângulo reto nas extremidades dos fragmentos de tronco (Figura 3B).

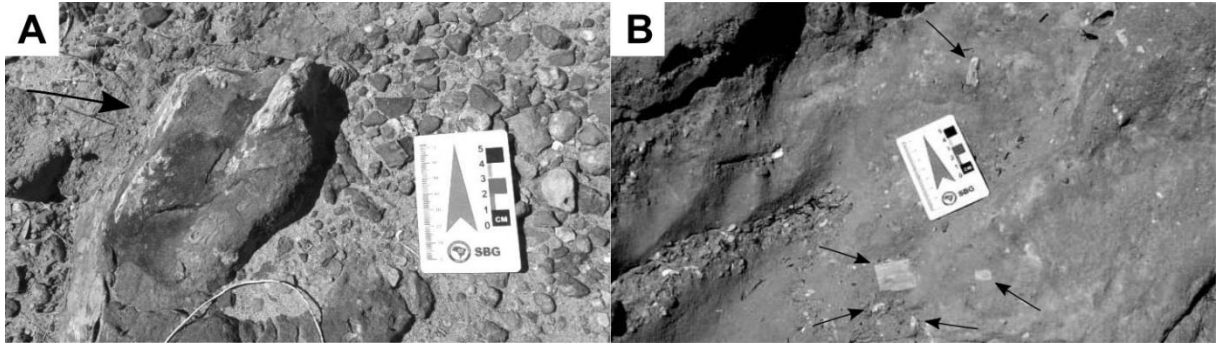


Figura 3 – Troncos silicificados *in situ* (indicados por setas) nas exposições das linhas de alta tensão.

Troncos poucos transportados

Correspondem aos troncos que ocorrem juntos ao substrato, parcialmente soterrados pelo regolito, e relacionados à exposição de blocos de arenitos conglomeráticos da Formação Missão Velha nos entornos, sotopostos ou sobrepostos, sendo o transporte pouco efetivo para transportar os troncos de maior porte. Os troncos observados apresentam dimensões variando de 0,3 m a 1 m, sendo frequente a exposição de segmentos fraturados em duas, três, ou quatro partes, com planos de quebra preferencialmente diagonais com relação ao eixo de crescimento do tronco. Os segmentos mais alongados apresentam direções preferenciais aproximadamente para W-E. Os troncos com esta forma de jazimento foram observados apenas nas exposições da seção inferior da Serra do Espia (Figura 4A e Figura 4B). Na seção superior dos afloramentos desta localidade foi observado um fragmento de tronco de 60 cm em seu maior eixo, superficialmente impregnado em ferro, apresentando “encrustado” em sua superfície um fragmento de arenito grosso, com estratificação cruzada preservada (Fácies *Acg*) e pervasivamente impregnado em ferro (Figura 4C), de paleocorrente a aproximadamente 60° positivos com relação ao maior eixo do tronco, tal como são observados moldes de troncos nos blocos de arenitos impregnados em ferro que caracterizam esta seção do afloramento (Figura 4D). Nesta localidade foi observada a porção basal silicificada de um tronco, de formato trapezoide, com 50 cm em sua maior base, 30 cm em sua menor base, e 30 cm de altura.

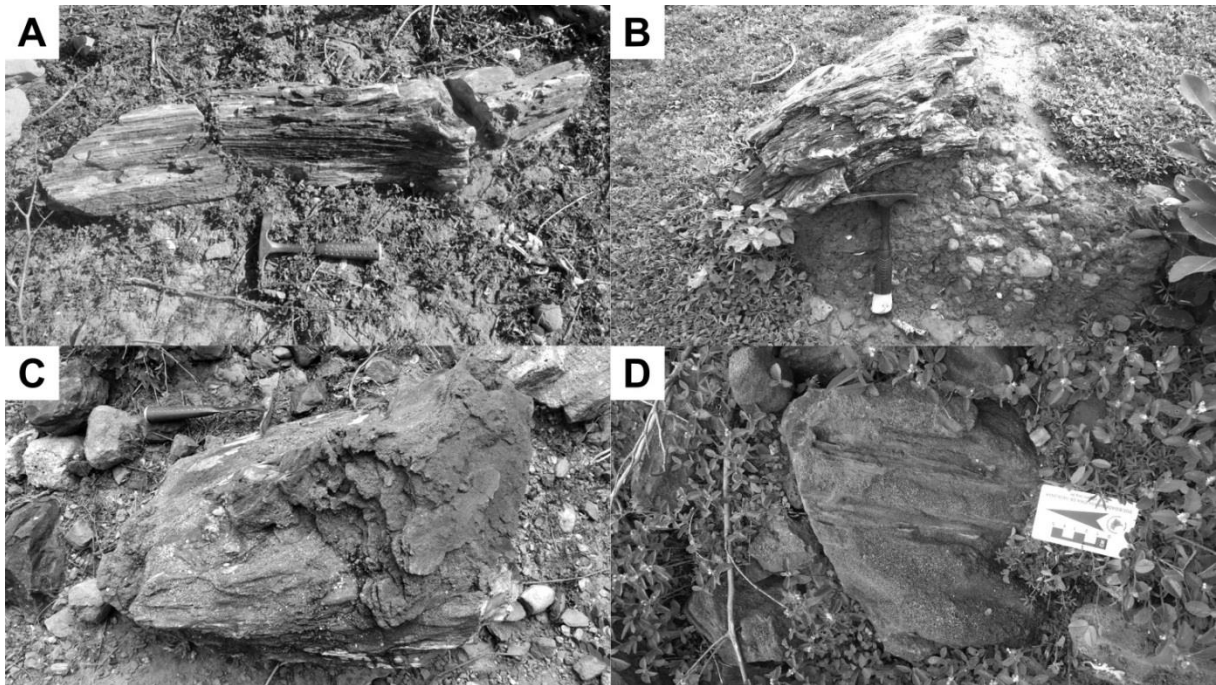


Figura 4 – (A) Segmento de tronco silicificado fraturado; (B) fragmento de tronco ocorrendo sobre blocos de arenito; (C) tronco silicificado com fragmento de arenito preservado em sua superfície; (D) molde de tronco em bloco de arenito.

Troncos transportados

Ocorrem juntamente aos afloramentos de arenitos conglomeráticos da Formação Missão Velha, totalmente remobilizados ao substrato, e suas dimensões podem variar de poucos centímetros a 1 m, havendo sido reportadas exposições com mais de 2 m de comprimento (*e.g.* Freitas *et al.*, 2008). Esta forma de jazimento é caracterizada por não serem visualizados troncos “encalhados” no regolito ou moldes de troncos nos afloramentos, tornando difícil deduzir a distância a qual foram transportados de seu sítio de fossilização. Esta forma de jazimento caracteriza a forma como os troncos são amplamente conhecidos, tão como a forma que ocorrem no Geossítio Floresta Petrificada do Cariri. Ocorrem e de forma restrita nas exposições da Cachoeira do Macêdo e impregnados em ferro quando ocorrem na seção superior das exposições da Serra do Espia.

Troncos transportados e degradados

Consistem em fragmentos de pequenas dimensões (< 4 cm em seu maior eixo), geralmente prolatos, que podem ocorrer nos leitos de denudação das rochas da Formação Missão

Velha, de aspecto silicoso criptomorfo, de coloração marrom na superfície, não reconhecidos como madeira silicificada por tanto tempo por serem facilmente confundidos com seixos de rochas metamórficas estriadas ou seixos de quartzo de preenchimento de veios que jaziam nos níveis conglomeráticos da unidade. Com um olhar mais metuculoso é possível identificar estriações diagnósticas para os fragmentos de troncos silicificados, característica causada pela tendência dos traqueídeos (estrutura da anatomia vegetal que transporta água no tronco das gimnospermas) de intemperizar-se paralelamente à sua posição no tronco. Esta forma de jazimento ocorre em todas as exposições estudadas, porém de abundância notável nas exposições da Cachoeira do Macêdo e no topo da seção inferior da Serra do Espia, confundindo-se por seixos de dimensões não observadas nos conglomerados que ali afloram.

DISCUSSÃO

Amplitude estratigráfica

Os troncos silicificados observados *in situ* aparecem nos arenitos grossos a conglomeráticos relacionados ao topo da sucessão da Formação Missão Velha, em concordância com descrições de trabalhos anteriores (*e.g.* Braun, 1966; Brito, 1987; Ponte & Appi, 1990; Assine, 1992, 2007; Freitas *et al.*, 2008; Fambrini *et al.*, 2009, 2011; Fambrini *et al.*, 2017), característica compartilhada por todas as formas de jazimento. A presença dos troncos foi um dos critérios empregados por estes autores na definição da unidade, além de critérios sedimentológicos, estratigráficos, paleontológicos, mineralógicos e estruturais. Estudos estratigráficos e faciológicos compreendendo as formações Brejo Santo (Fambrini *et al.*, 2012a) e Abaiara (Fambrini *et al.*, 2012b), respectivamente sotoposta e sobreposta à Formação Missão Velha, não constataam a presença dos troncos silicificados, tornando confiável a afirmação de que podem ser exclusivos da unidade, restritos ao Missão Velha Superior (*sensu* Fambrini *et al.*, 2011, 2017).

Caráter tafonômico

A definição de caráter tafonômico de Behrensmeyer & Hook (1992) divide a exposição de assembleias vegetais fósseis em três grupos, descritos por Martin-Closas & Gomez (2004) de acordo com suas características bioestratinômicas: (i) tafoflora autóctone – conjuntos de vegetais fósseis conservados em seu local de crescimento e morte; (ii) tafoflora hipoautóctone – conjuntos

florísticos transportados a uma certa distância de seu local de crescimento, porém dentro dos arredores de seu habitat natural; (iii) taoflora alóctone – fósseis de restos vegetais deslocados do seu habitat natural ou dos seus arredores.

Os troncos silicificados *in situ* observados na Formação Missão Velha são fragmentos de dimensões variadas dispersos na matriz arenítica e conglomerática, não havendo sido observados verticalizados, nem relacionados a raízes ou ao paleossolo presente na unidade, embora este se encontre sotoposto aos níveis estratigráficos portadores dos troncos. Correspondem à porção do xilema secundário de caules de coníferas (Freitas *et al.*, 2008; Pires & Guerra-Sommer, 2009, 2011), apresentando portanto fragmentação e seleção de órgãos, tornando pouco provável que esta assembleia fóssilífera trate-se de uma taoflora autóctone ou hipoaútoctone, e que deva ter sofrido transporte significativo do seu local de vida, tendo sido injetados no interior dos canais fluviais, tratando-se, sob o ponto de vista de caráter tafonômico, de uma assembleia alóctone, embora características intrínsecas aos aspectos sedimentológicos dos troncos *in situ*, a serem discutidas em adiante, abram questionamentos com relação ao processo de silicificação dos troncos.

Os fragmentos pouco transportados de troncos que ocorrem na Serra do Espia jazem numa região desmatada, portanto tratando-se de denudação intensificada, o que pode ser observado pela coexistência de troncos silicificados e blocos de arenito parcialmente soterrados por um neossolo regolítico. É provável que a direção preferencial W-E dos troncos de maior dimensão esteja relacionada com a denudação da Serra do Espia e não com a sua disposição original *in situ* propriamente dita, ainda que o transporte deste tipo de jazimento não deva ser superior a poucos metros para a seção inferior, e centímetros para a seção superior, evidenciado pela presença de um tronco com um fragmento de arenito “encrustado” no seu topo, portanto, não sofrendo sequer rolamento em torno de seu eixo.

Adicionalmente, deve-se ser mencionado que a angulação entre o eixo principal do tronco e o sentido da paleocorrente do fragmento “encrustado” apresenta angulação de 60° positivos, evidenciando uma posição diagonal do tronco com relação ao sentido do fluxo. A uniformidade de direções estáveis de transporte de troncos em leitos fluviais está relacionada à largura e profundidade dos canais fluviais, ou a eventos catastróficos sobre áreas florestadas (Wnuk & Pfefferkorn, 1987; Gurnell *et al.*, 2002; Abbe & Montgomery, 2003). A pequena amostragem de troncos de grande porte *in situ* ou pouco transportados inviabiliza quaisquer proposições a

respeito da direção preferencial dos troncos com relação ao sentido da paleocorrente, embora, considerando que a orientação de troncos tornando-se gradativamente paralela à corrente à medida que o canal se torna mais profundo (Gurnell et al., 2002), pode-se supor que os canais fluviais da Formação Missão Velha poderiam ser amplos e rasos. McKnight *et al.* (1990) e Keller & Hendrix (1997) descrevem troncos silicificados de coníferas paralelizados ao sentido da corrente em depósitos do Jurássico Superior na Ásia Central, comportamento regional esperado para depósitos fluviais de alta energia em climas de monções, com grandes tempestades provocando morte e sepultamento dos vegetais (Capretz, 2010).

Sedimentologia

As feições observadas no tronco de pequeno porte das linhas de alta tensão (Figura 3B) são semelhantes às observadas nos troncos *in situ* presentes no Morro do Cruzeiro (Figura 5), tratando-se de planos de fratura ortogonais à estriação do tronco. A presença destes planos de fratura dá a entender que ocorrem simultaneamente fragmentos de maior dimensão e troncos silicificados retrabalhados se comportando como clastos na matriz arenosa, logo, neste segundo caso, os troncos provêm do retrabalhamento de sua fonte original de fossilização. Já feições observadas nos troncos *in situ* de pequeno porte no afloramento do Alto de Abaiara levam à interpretação de que provêm também de retrabalhamento das camadas fossilíferas, e por serem fragmentos menores foram transportados a maiores distâncias e tiveram a superfície mais abradada.

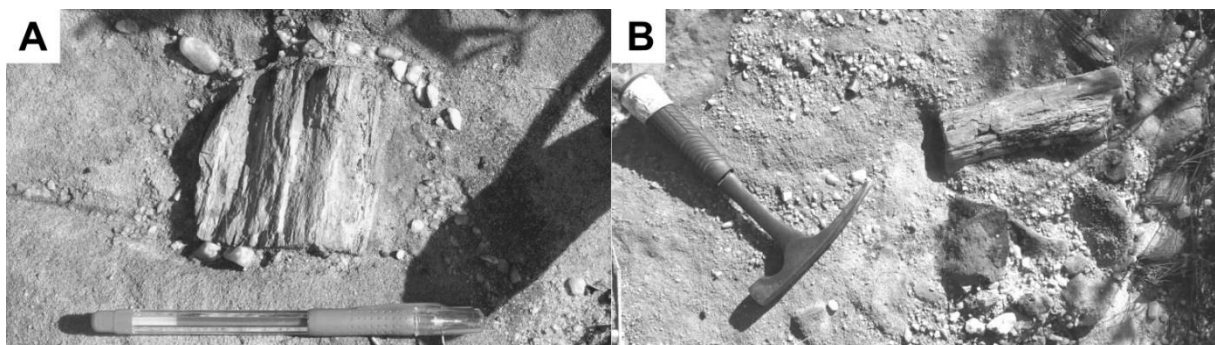


Figura 5 – Troncos silicificados *in situ* no Morro do Cruzeiro, Abaiara-CE, apresentando planos de fratura ortogonais ao maior eixo dos troncos.

Significado geológico

As formas de jazimento dos troncos silicificados na Formação Missão Velha revelam estágios sequenciais de exposição dos mesmos. Inicialmente, (1) os troncos ocorrem *in situ* em seu leito de deposição e silicificação, representado pela exposição nas linhas de alta tensão (Figura 3A) e possivelmente no interior dos depósitos entre Serra do Espia e Geossítio Floresta Petrificada; (2) através de processos de processos iniciais de denudação, os troncos já silicificados permanecem quase intactos expostos à superfície por serem mais resistentes à erosão que as rochas portadoras (Figura 2B), e que devido ao grande porte, sofrem apenas breve transporte e faturamento (Figura 4A), como é constatado na Serra do Espia; (3) com a continuidade dos processos erosivos, os troncos são reduzidos a fragmentos cada vez menores e passam a comportar-se como blocos e matacões (Figura 4C), como jazem no Geossítio Floresta Petrificada, e (4) com a continuidade da degradação, são cominuídos à fração seixo e dispersam-se em forma de cascalheiras, como é observado na Cachoeira do Macêdo, tornam-se de difícil identificação ou indetectáveis a olho nu à medida que as estriações originais dos troncos são degradadas; ainda durante a deposição da unidade, é provável que através de processos tectônicos relacionados aos estágios iniciais de rifte, tenha havido a exposição de sequências com os troncos já silicificados e retrabalhamento destes nos estágios 3 (Figura 5) e 4 (Figura 2A, Figura 3B).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Através da observação das formas de jazimento dos troncos silicificados da Formação Missão Velha em suas características tafonômicas e sedimentológicas, foi possível chegar às seguintes considerações:

- 1) Os troncos *in situ* observados são fragmentos de dimensões variadas dispersos na matriz arenítica e conglomerática relativa à Formação Missão Velha Superior, não havendo sido observados verticalizados, nem relacionados a raízes ou ao paleossolo presente na unidade;
- 2) Apresentam fragmentação e seleção de órgãos (xilema secundário), sugerindo terem sofrido transporte significativo do seu local de vida e tendo sido injetados no interior dos canais fluviais, tratando-se de uma assembleia alóctone;
- 3) As formas de jazimento observadas podem ser categorizadas nos seguintes estágios sequenciais de exposição: (i) troncos *in situ*; (ii) troncos pouco transportados; (iii) troncos transportados; e (iv) troncos transportados e degradados;

- 4) É possível que os troncos presentes na Serra do Espia tenham sofrido transporte apenas da ordem de centímetros, tornando provável que nesta localidade hajam ainda um grande volume de troncos *in situ* de grande porte no interior de seus depósitos, reforçado pela presença de moldes de troncos no arenito e exposição de porção basal de tronco silicificado;
- 5) A comparação da paleocorrente da unidade com a direção do eixo do tronco tem exposição única, com diferença de 60° positivos, demonstrando que este tronco não teve acomodação para transporte na lâmina d'água, possivelmente devido aos canais serem rasos, apesar da alta energia de descarga, reforçando o caráter efêmero do sistema fluvial;
- 6) Fragmentos “secundários” de troncos *in situ* comportando-se como seixos, relativos a retrabalhamento das camadas fossilíferas, ocorrem tanto de forma restrita e esparsa, como observado no Alto de Abaiara, como podem coexistir com fragmentos de troncos *in situ* de maiores dimensões, como ocorre nas linhas de alta tensão. É possível que o mecanismo deposicional esteja relacionado à atividade tectônica dos estágios iniciais de rifte, embora esta questão careça de mais estudos;
- 7) As cascalheiras que ocorrem nas exposições da Formação Missão Velha apresentam muitos fragmentos degradados de troncos que frequentemente se confundem com cascalhos de rochas metamórficas ou quartzo de veios. Os autores sugerem que uma investigação sistemática petrográfica deste material poderia revelar novos sítios fossilíferos da unidade.

REFERÊNCIAS

- Abbe, T.B. & Montgomery, D.R. 2003. Patterns and processes of wood debris accumulation in the Queets rivers basin, Washington. *Geomorphology*, 51(1): 81-107.
- Alemão, F.F. & Alemão, M.F. 1862. *Trabalhos da Comissão scientifica de exploração*. Rio de Janeiro, Typographia Universal de Laemmert, 170p.
- Behrensmeyer, A.K. & Hook, R.W. 1992. Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes in the terrestrial fossil record. In: BEHRENSMEYER, A.K.; DAMUTH, A.K.; DiMICHELE, W.A. & POTTS, R. (eds.). *Terrestrial Ecosystems Through Time. Evolutionary paleoecology of terrestrial plants and animals*. University of Chicago, p. 15-138.
- Beurlen, K. 1963. Geologia e Estratigrafia da Chapada do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 17, Recife, 1963. *Anais* (suplemento), Recife, SUDENE, 47p.

- Branner, J.C. 1890. The Cretaceous and Tertiary Geology of the Sergipe-Alagoas Basin of Brazil. *Transactions of the American Philosophical Society*, 1(1): 369-434.
- Braunn, O.P.G. 1966. *Estratigrafia dos Sedimentos da Parte Inferior da Região Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe)*. Rio de Janeiro, DNPM, 75p.
- Capretz, R.L. 2010. *Paleoecologia e tafonomia da Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional (Bacia do Parnaíba, Permiano)*. Programa de Pós-graduação em Geologia Regional, Universidade Estadual de São Paulo, Tese de Doutorado, 172p.
- Fambrini, G.L.; Tesser Junior., S.; Neumann, V.H.M.L.; Souza, B. Y.C. & Silva Filho, W.F. 2009. Facies e sistemas deposicionais na área-tipo da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, 19 (1): 161-190.
- Fambrini, G.L.; Lemos, D.R.; Tesser Junior., S.; Araújo, J.T.; Silva Filho, W.F.; Souza, B.Y.C. & Neumann, V.H.M.L. 2011. Estratigrafia, arquitetura deposicional e faciologia da Formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na área-tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: exemplo de sedimentação de estágio de início de rifte a clímax de rifte. *Geologia USP*, 11(2): 55-87.
- Fambrini, G.L.; Buarque, B.V.; Menezes Filho, J.A.B.; Valença, L.M.M.; Araújo, J.T. & Neumann V.H.M.L. 2012a. Análise estratigráfica da Formação Abaiara (Neocomiano), Bacia do Araripe, NE do Brasil: implicações para a implantação da fase rifte das bacias fanerozóicas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, Santos, 2012. Anais, Santos, SBG, disponível em CD-ROM.
- Fambrini, G.L.; Neumann, V.H.M.L.; Barros, C.L.; Agostinho, S.M.; Galm, P.C.; Araújo, J.T. & Menezes Filho, J.A.B. 2012b. Análise de fácies da Formação Brejo Santo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: implicações paleodeposicionais. *Estudos Geológicos*, 22(1): 131-155.
- Fambrini, G.L., Neumann, V.H.M.L., Menezes-Filho, J.A.B, Silva-Filho, W.F., Oliveira, E.V. 2017. Facies architecture of fluvial Missão Velha Formation (Neojurassic-Eocretaceous), Araripe Basin, Northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications. *Acta Geologica Polonica*, 4: 515-545.
- Ferreira, L.A.N.; Silva Filho, W.F.S.; Barreto Junior, A.M & Nogueira Neto, J.A. 2015. Valor científico, potencial de uso e risco de degradação do geossítio Floresta Petrificada do Cariri no Geopark Araripe, Milagres – CE. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PATRIMÔNIO

GEOLÓGICO, 3 / GEOBRHERITAGE, 3, Lençóis, UEFS, 2015. Anais, Lençóis, UEFS, p. 340-343.

Freitas, F.I.; Hessel, M.H. & Nogueira Neto, J.A. 2008. Troncos fósseis da Formação Missão Velha na porção leste da Bacia do Araripe, Ceará. *Revista de Geologia*, 21(2): 193-206.

Ghignone, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H.A. (ed.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Secretaria do Estado e Energia da Bahia, p. 24-117.

Gurnell, A.M.; Piégay, H.; Swanson, F.J. & Gregorys, S.V. 2002. Large wood and fluvial processes. *Freshwater Biology*, 47(1): 601-619.

Hartt, C.F. & Agassiz, L. 1870. *Geology and physical geography of Brazil*. Boston, Osgood & Co., 620p.

Keller, A. & Hendrix, M. 1997. Palaeoclimatologic analysis of a Late Jurassic Petrified Forest, Southeastern Mongolia. *Palaaios*, 12(1): 282-291.

Kuchle, J.; Scherer, C.M.S.; Born, C.C.; Alvarenga, R.S. & Adegas, F.A. 2011. A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression - The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units - Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(4): 358-371.

Martín-Closas, C. & Gomez, B. 2004. Taphonomie des plantes et interprétations paléoécologiques: une syntèse. *Geobios*, 37(1): 65-88.

Mcknight, C.; Graham, S.; Carroll, A.; Gan, Q.; Dilcher, D.; Zhao, M. & Liang, Y. 1990. Fluvial sedimentology of an Upper Jurassic Petrified Forest assemblage, Shishu Formation, Jungarr Basin, Xinjiang, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79(1): 1-9.

Neumann, V.H. & Cabrera, L. 1999. Una nueva propuesta estratigrafica para la tectonosecuencia post-rift de la Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5 / SIMPOSIO SOBRE EL CRETACICO DE AMERICA DEL SUR, 1, Serra Negra, 1999. Boletim, Serra Negra, UNESP, p. 279-285.

Pires, E.F. & Guerra-Sommer, M. 2009. Plant–arthropod interaction in the Early Cretaceous (Berriasian) of the Araripe Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1): 50-59.

- Pires, E.F. & Guerra-Sommer, M. 2011. Growth ring analysis of fossil coniferous woods from early cretaceous of Araripe Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(2): 409-423.
- Ponte, F.C. & Appi, C.J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais, Natal, SBP, p. 211-226.
- Silva, D.R.; Mizusaki, A.M.P.; Milani, E.J. & Pimentel, M. 2012. Depositional ages of Paleozoic and Mesozoic pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil: A Rb/Sr radiometric study of sedimentary rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 37(1): 13-24.
- Silva Filho, W.F.; Ferreira, L.A.N.; Barreto Junior, A.M. & Nogueira Neto, J.A. 2015. Representações da pedra-pau e do Geopark Araripe na área do geossítio Floresta Petrificada do Cariri no Geopark Araripe, Milagres – Ceará. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PATRIMÔNIO GEOLÓGICO, 3 / GEOBRHERITAGE, 3, Lençóis, UEFS, 2015. Anais, Lençóis, UEFS, p. 336-339.
- Silveira, A.C.; Silva, A.C.; Cabral, N.R.A.J. & Schiavetti, A. 2012. Análise de efetividade de manejo do Geopark Araripe-Estado do Ceará. *Geociências*, 31(1): 117-128.
- Sousa-Brasil, T.P. 1863. *Ensaio estatístico da província do Ceará*. São Luiz, Typographia de B. de Mattos, 839p.
- Viana, C.F.; Gama Junior, E.G.; Simões, I.A.; Mourea, J.A.; Fonseca, J.R. & Alves, R.J. 1971. Revisão Estratigráfica da Bacia do Recôncavo-Tucano. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 14(3): 157-192.
- Wnuk, C. & Pfefferkorn, H.W. 1987. A Pennsylvanian-age terrestrial storm deposit: using plant fossils to characterize the history and process of sediment accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(1): 212-221.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os arenitos da Formação Missão Velha apresentam nítidas variações na distribuição estratigráfica dos grãos de arcabouço, matriz, ocorrência de feldspatos, intensidade de intemperismo de feldspatos e da mineralogia de cimentos argilosos, que por sua vez confirmam a divisão da unidade em Membro Missão Velha Inferior e Membro Missão Velha Superior. Plagioclásio é o feldspato dominante nos depósitos do Membro Inferior, enquanto esta assembleia encontra-se depletada no Membro Superior devido ao alto grau de intemperismo, destacando-se teores de feldspatos alcalinos mais estáveis.

A intensidade de intemperismo de feldspatos no Missão Velha Inferior é baixa, como indicado por sua abundância e preservação devido a seu baixo grau de alteração, em contraste com os depósitos do Membro Superior, marcado pela dissolução de plagioclásios e substituição por caulinita. Embora a abundância de matriz tenda a decrescer ao longo da sucessão estratigráfica da unidade, esta é marcada pela presença de grandes áreas intergranulares no Membro Superior, classificadas como pseudomatriz e composta por caulinita e sugerindo-se ser produto da alteração de grãos de plagioclásio. A ocorrência de matriz e pseudomatriz é caracterizada por uma assembleia mista de argilominerais, e apresenta uma tendência para caulinita em direção ao topo da seção, relacionada à zona de transição de Membro Inferior para Membro Superior, e Membro Superior em si.

A ocorrência de áreas intergranulares preenchidas por caulinita torna-se frequente nos arenitos da transição do Membro Inferior para Membro Superior, destacando-se nesta última por seu maior volume com relação à rocha total. Estas estruturas podem ser interpretadas como em função da disponibilidade de água meteórica relacionada às diferentes médias de precipitação anual relativas a a um regime climático quente e seco em transição para quente e úmido.

Os atributos sensíveis ao clima observados na seção possivelmente representam um intervalo de deposição que compreende um regime climático quente e seco em transição para um regime quente e úmido, podendo estarem estes regimes relacionados às altas temperaturas de efeito estufa durante o Tithoniano/Berriasiano (145 m.a.), e migração para regimes de monções, caracterizados por condições mais úmidas predominantes durante o Valanginiano (139 m.a. a 132 m.a.).

Os troncos *in situ* observados são fragmentos de dimensões variadas dispersos na matriz arenítica e conglomerática relativa à Formação Missão Velha Superior, não havendo sido observados verticalizados, nem relacionados a raízes ou ao paleossolo presente na unidade.

Os troncos apresentam fragmentação e seleção de órgãos (xilema secundário), sugerindo terem sofrido transporte significativo do seu local de vida e tendo sido injetados no interior dos canais fluviais, tratando-se de uma assembleia alóctone.

As formas de jazimento observadas podem ser categorizadas nos seguintes estágios sequenciais de exposição: (i) troncos *in situ*; (ii) troncos pouco remobilizados; (iii) troncos remobilizados; e (iv) troncos remobilizados e degradados.

É possível que os troncos presentes na Serra do Espia tenham sofrido remobilização apenas da ordem de centímetros, tornando provável que nesta localidade hajam ainda um grande volume de troncos *in situ* de grande porte no interior de seus depósitos, reforçado pela presença de moldes de troncos no arenito e ocorrência de porção basal de tronco silicificado.

A comparação da paleocorrente da unidade com a direção do eixo do tronco tem ocorrência única, com diferença de 60° positivos, demonstrando que este tronco não teve acomodação para transporte na lâmina d'água, possivelmente devido aos canais serem rasos, apesar da alta energia de descarga, reforçando o caráter efêmero do sistema fluvial.

Fragmentos “secundários” de troncos *in situ* comportando-se como seixos, relativos a retrabalhamento das camadas fossilíferas, ocorrem tanto de forma restrita e esparsa, como observado no Alto de Abaiara, como podem coexistir com fragmentos de troncos *in situ* de maiores dimensões, como ocorre nas linhas de alta tensão. É possível que o mecanismo deposicional esteja relacionado à atividade tectônica dos estágios iniciais de rifte, embora esta questão careça de mais estudos.

As cascalheiras que ocorrem nas exposições da Formação Missão Velha apresentam muitos fragmentos degradados de troncos que frequentemente se confundem com cascalhos de rochas metamórficas ou quartzo de veios. Os autores sugerem que uma investigação sistemática petrográfica deste material poderia revelar novos sítios fossilíferos da unidade.

REFERÊNCIAS

- Abreu, S.F. 1924. Schisto bituminoso da Chapada do Araripe. *Revista Trimestral do Instituto do Ceará*, 38:363-377.
- Arai, M., Coimbra, J.C., Telles Junior., A.S. 2001. Síntese Bioestratigráfica da Bacia do Araripe (Nordeste do Brasil). In: Barros, L.M., Nuvens, P.C., Filgueira, J.B.M. (Eds.), *Coleção Chapada do Araripe*. DNPM, Crato, 1:109-124.
- Arai, M. 2006. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências*, 25(1):7-15.
- Assine, M.L. 1990. Sedimentação e Tectônica da bacia do Araripe (Nordeste do Brasil). Dissertação de Mestrado em Geociências – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidades Estadual Paulista, Rio Claro, 124 p.
- Assine, M.L. 1992. Análise Estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3):289-300.
- Beurlen, K. 1962. A geologia da Chapada do Araripe. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 24(3):365-370.
- Beurlen, K. 1963. *Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe*. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 17, Recife. Anais..., 47 p.
- Beurlen, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43:411-415.
- Braun, O.P.G. 1966. Estratigrafia dos Sedimentos da Parte Inferior da Região Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). *Boletim DNPM/DGM*, 236:1-75.
- Brito, I.M., Campos, D.A. 1983. The Brazilian Cretaceous. *Zitteliana, Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie*, 10:277-283.
- Carvalho, M.S.S., Santos, M.E.C.M. 2005. Histórico das pesquisas paleontológicas na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 28(1):15-34.
- Carvalho, I.S., Gasparini, Z.B., Salgado, L., Vasconcellos, F.M., Marinho, T.S. 2010. Climate's role in the distribution of the Cretaceous terrestrial Crocodyliformes throughout Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297:252–262.
- Chagas, D.B. 2006. Litoestratigrafia da Bacia do Araripe: Reavaliação e Propostas para Revisão.. Dissertação de Mestrado em Geologia Regional – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 127 p.
- Coimbra, J.C., Arai, M., Carreño, A.L. 2002. Lower Cretaceous microfossils from Araripe basin, Northeastern Brazil: an stratigraphical approach. *Geobios*, 35(6):687-698.

- Costa, A.B.S., Córdoba, V.C., Jardim De Sá, E.F., Scherer, C.M.S. 2014. Diagênese dos arenitos da Tectono sequência Rifte na Bacia do Araripe, NE do Brasil. *Brazilian Journal Of Geology*, 44(3):457-470.
- Ducke, A. 1910. Explorações botânicas e entomológicas no Estado do Ceará. *Revista Trimestral do Instituto do Ceará*, 24:3-61.
- Fambrini, G.L., Neumann, V.H.M.L., Menezes Filho, J.A.B., Silva Filho, W.F., Oliveira, E.V. 2017. Facies architecture of the fluvial Missão Velha Formation (Late Jurassic–Early Cretaceous), Araripe Basin, Northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications. *Acta Geologica Polonica*, 67(4):515-545.
- Fambrini, G.L., Araújo, J.T., Lemos, D.R., Neumann, V.H.M.L., Tesser Junior, S., Souza, B.Y.C., Silva Filho, W.F. 2009. *A Formação Missão Velha na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Fácies e Sistemas Depositionais*. In: Simpósio De Geologia Do Nordeste, 23, Fortaleza. Disponível em CD-ROM.
- Fambrini, G.L., Lemos, D.R., Tesser Junior, S., Araújo, J.T., Silva Filho, W.F., Souza, B.Y.C., Neumann, V.H.M.L. 2011. Estratigrafia, Arquitetura Depositional e Faciologia da Formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: exemplo de sedimentação de Estágio de Início de Rifte a Clímax de Rifte. *Geologia USP – Série Científica*, 11(2):55-87.
- Fernandes, M.A., Ghilardi, A.M., Carvalho, I.S. 2014. Paleodeserto Botucatu: inferências ambientais e climáticas com base na ocorrência de icnofósseis. In: Carvalho, I.S., Garcia, M.J., Lana, C.C., Strohschoen Junior, O. (Eds.), *Paleontologia: Cenários de Vida*, Editora Interciência, Rio de Janeiro, 5:71-80.
- Föllmi, K.B. 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35:30-257.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Editors, Austin, 182 p.
- Frakes, L.A. 1979. *Climates through Geologic Time*, Elsevier, Amsterdam, 322 p.
- Freitas, F.I., Hessel, M.H., Nogueira Neto, J.A. 2008. Troncos fósseis da Formação Missão Velha na porção leste da Bacia do Araripe, Ceará. *Revista de Geologia*, 21(2):193-206.
- Gaspar, J., Anjos, N.F.R. 1964. Estudo hidrogeológico de Juazeiro do Norte – Ceará. SUDENE. Recife, 25 p.
- Ghignone, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: Inda, H.A. (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Secretaria do Estado e Energia da Bahia, Salvador, 1:24-117.
- Gröcke, D.R., Price, G.D., Ruffell, A.H., Mutterlose, J., Baraboshkin, E. 2003. Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202:97-118.

Hashimoto, A.T., Appi, C.J., Soldan, A.L., Cerqueira, J.R. 1987. O neo-Alagoas nas Bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2):118-122.

Johnsson, M.J. 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. *Geological Society of America*, 284:1-20.

Kuchle, J., Scherer, C.M.S., Born, C.C., Alvarenga, R.S., Adegas, F.A. 2011. Contribution To Regional Stratigraphic Correlations Of The Afro-Brazilian Depression – The Dom João Stage (Brotas Group And Equivalent Units - Late Jurassic) In Northeastern Brazilian Sedimentary Basins. *Journal South American Earth Sciences*, 31:358-371.

Lima, M.R., Perinotto, J.A.J. 1984. Palinologia de sedimentos da parte superior da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe. *Geociências*, 3:67-76.

Lini, A., Weissert, H., Erba, E. 1992. The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova*, 4(3):374-384.

Little, K., Robinson, S.A., Bown, P.R., Nederbragt, A.J., Pancost, R.D. 2011. High sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience*, 4:169-172.

Lloyd, C.R. 1982 The mid-Cretaceous Earth: paleogeography, ocean circulation, temperature, and atmospheric circulation. *Journal of Geology*, 90:393–413.

Mcbride, E.F. 1963. A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33:664–669.

Matos, R.M.D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, Londres, 1:55–73.

Mussa, D. 1959. Contribuição à paleoanatomia vegetal. Madeira fóssil do Cretáceo de Sergipe. DNPM, Rio de Janeiro, 15 p.

Neumann, V.H.M.L. 1999. Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de lá Cuenca de Araripe (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado em Geologia – Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, 225 p.

Pires, E.F., Guerra-Sommer, M. 2011. Growth ring analysis of fossil coniferous woods from early cretaceous of Araripe Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(2):409-423.

Ponte, F.C.; Appi, C.J. 1990. *Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe*. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 36, Natal. Anais..., 211-226.

Ponte, F. C. 1991. Arcabouço estrutural e evolução tectônica da bacia mesozoica do Araripe, Nordeste do Brasil. In: Ponte, F.C., A.T. Hashimoto, A.T., Dino, R. (Eds.), *Geologia das Bacias*

Sedimentares Mesozoicas do Interior do Nordeste do Brasil. Petrobrás, Rio de Janeiro, Relatório Interno.

Ponte F. C.; Ponte Filho F. C. 1996. *Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe*. In: Simpósio Sobre O Cretáceo Do Brasil, 4, Águas de São Pedro. Boletim..., 123 - 133.

Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras*, 12(1):21-86.

Scherer, C.M.S., Jardim de Sá E.F., Córdoba, V.C., Sousa, D.C., Aquino, M.M., Cardoso, F.M.C. 2012. *Evolução Estratigráfica da Seção Juro-Neocomiana da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil*. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 46, Santos, Anais...

Scherer, C.M.S., Jardim de Sá E.F., Córdoba, V.C., Sousa, D.C., Aquino, M.M., Cardoso, F.M.C. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of Upper Jurassic-Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 49:106-122.

Silva, D.R., Mizusaki, A.M.P., Milani, E.J., Pimentel, M. 2012. Depositional ages of Paleozoic and Mesozoic pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil: A Rb/Sr radiometric study of sedimentary rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 37:13-24..

Small, H.I. 1913. Geologia e Suprimento de Água Subterrânea no Piauí e Parte do Ceará. Insp. Obras Contra Secas, Recife, 80 p.

Suguio, K. 2003. *Geologia Sedimentar*. Editora Blucher, São Paulo, 400 p .

Suttner, L.J., Basu, A., Mack, G.H. 1981. Climate and the origin of quartz-arenites. *Journal Of Sedimentary Petrology*, 51(4):1235-1246.

Teixeira, W., Toledo, M.C.M., Fairchild, T.R., Taioli, F. 2009. *Decifrando a Terra*. Editora Nacional, São Paulo, 624 p.

Ufnar, D.F., González, L.A., Ludvigson, G.A., Brenner, R.L., Witzke, B.J. 2002. The mid-Cretaceous water bearer: isotope mass balance quantification of the Albian hydrologic cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188:51–71.

Veiga, P.M.O. 1966. Geologia da quadrícula Juazeiro do Norte (E-082) Folha Crato-Ceará. SUDENE/DRN, Recife, 57 p.

Viana, C.F. 1980. *Cronoestratigrafia dos sedimentos da margem continental brasileira*. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 31, Balneário do Camboriú, Anais..., 832-843.

Viana, C.F., Gama Junior, E.G., Simões, I.A., Mourea, J.A., Fonseca, J.R., Alves, R.J. 1971. Revisão Estratigráfica da Bacia do Recôncavo-Tucano. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 14(3):157-192.

Weltje, G.J. 2002. Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Science Reviews*, 57:211-253.