



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

EMMANUEL FRANCO NETO

**ANÁLISE ICNOTAXONÔMICA, PALEOAMBIENTAL, PETROGRÁFICA E
DIAGENÉTICA DE DUAS SEÇÕES DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA, DEVONIANO
DA BACIA DO PARNAÍBA**



Recife

2022

EMMANUEL FRANCO NETO

**ANÁLISE ICNOTAXONÔMICA, PALEOAMBIENTAL, PETROGRÁFICA E
DIAGENÉTICA DE DUAS SEÇÕES DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA, DEVONIANO
DA BACIA DO PARNAÍBA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho

Coorientadora: Dra. Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva

Recife

2022

Catálogo na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

- F825a Franco Neto, Emmanuel.
Análise icnotaxonômica, paleoambiental, petrográfica e diagenética de duas seções da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba / Emmanuel Franco Neto, 2023.
110 f.: il.
- Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.
Coorientadora: Profa. Dra. Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2023.
Inclui referências e apêndice.
1. Geociências. 2. Piauí. 3. Rio Sambito. 4. Icnofácies *Cruziana*. 5. Icnofácies *Skolithos*. I. Lima Filho, Mário Ferreira (Orientador). II. Silva, Sonia Maria Oliveira Agostinho da. III. Título.

UFPE

551CDD (22. ed.)

BCTG / 2023 - 199

EMMANUEL FRANCO NETO

**ANÁLISE ICNOTAXONÔMICA, PALEOAMBIENTAL, PETROGRÁFICA E
DIAGENÉTICA DE DUAS SEÇÕES DA FORMAÇÃO PIMENTEIRA, DEVONIANO
DA BACIA DO PARNAÍBA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental, submetido à Banca Examinadora.

Banca Examinadora

Prof. Dra. Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva (PPGeoc/UFPE)

Orientador

Prof. Dr. Antonio Carlos Sequeira Fernandes (Museu Nacional/UFRJ)

Membro Externo

Prof. Dr. Sandro Marcelo Scheffler (Museu Nacional/UFRJ)

Membro Externo

Aprovado em: 06/09/2022

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço ao Programa de Formação de Recursos Humanos UFPE/ANP/FINEP 47 pela bolsa concedida e todos os auxílios que foram fundamentais para execução deste trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE, Capes e UFPE pelo auxílio nos trabalhos de campo e concessão das passagens aéreas para o Congresso Brasileiro de Paleontologia realizado em Cuiabá em 2022 (Código de Financiamento 001).

Ao Laboratório da Universidade Federal Rural de Pernambuco, campus Garanhuns, pela realização da análise de Difractometria de Raios-X (DRX)

À minha mãe Tânia Franco e meu pai Marcos Franco pelos conselhos, ajuda, carinho que foram fundamentais para aliviar a ansiedade e o estresse.

Às professoras Sonia Agostinho e Edilma Andrade que foram realmente verdadeiras mães, orientando, dando conselhos, sugestões, brincadeiras, puxão de orelha que fizeram acreditar ser possível terminar o mestrado.

Ao professor Mario Lima Filho pelo ensinamento, orientação, sugestão, risadas que foram fundamentais para finalização deste trabalho.

Ao professor Daniel Sedorko pela orientação, sugestão, novos ensinamentos tanto na parte estratigráfica como também da icnologia (durante o campo e pós campo).

À professora Zenilda Batista pela grande ajuda durante a elaboração do artigo.

Às amigas de apartamento Valdielly Silva e Alexssandra Souza que foram importantes tanto na elaboração deste trabalho, como também nos momentos de lazer, que foram fundamentais para aliviar a ansiedade e o estresse.

Aos amigos Mateus Santana, Carlos Moreira Junior, João Pedro, Ítalo Arruda, Winston Holanda e Thamara Barbosa pela grande ajuda na execução deste trabalho.

À Dona Maria e seu Euclides pelo auxílio nos trabalhos de campo.

Ao secretario da pós-graduação Krishnamurti Andrade pela ajuda burocrática que foi importante para o andamento do trabalho.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

A Bacia do Parnaíba é caracterizada por uma extensa e complexa história geológica, apresentando uma coluna sedimentar com rochas paleozoicas e mesozoicas, que abrange cerca de 3.500 m no depocentro, cortadas por rochas ígneas intrusivas e extrusivas relacionadas a eventos magmáticos. Essa bacia ocupa uma área em torno de 600 mil km² nas regiões Nordeste e Norte do Brasil. A Formação Pimenteira (Eifeliano-Frasniano), que está inserida no Grupo Canindé, foi depositada durante a maior ingressão marinha da Bacia do Parnaíba. Sua litologia é definida por folhelhos cinza escuro a preto ou esverdeados, radioativos, com níveis ricos em estruturas de bioturbação e um elevado teor de matéria orgânica. Registra-se também a intercalação dos folhelhos com siltitos e arenitos. O ambiente deposicional é interpretado como uma plataforma dominada por tempestades. Este trabalho tem como objetivo analisar os icnofósseis, petrografia, diagênese e interpretar o paleoambiente em duas seções da Formação Pimenteira. O presente estudo baseou-se em descrições *in loco* e em amostras coletadas no município de Pimenteiras (Piauí) e São Miguel do Tapuio (Piauí). O estudo dos icnofósseis se concentrou na seção do Rio Sambito. Esta seção é caracterizada pela intercalação de arenitos fino a muito fino, folhelhos e siltitos. São observadas as seguintes estruturas sedimentares: marcas de onda (intervalo mais abundantes em estruturas de bioturbação), estratificação cruzada *swaley*, *hummocky* e estratificação planar. Na seção de São Miguel do Tapuio são observados a intercalação de arenito e folhelhos. Observa-se as seguintes estruturas sedimentares: estratificação planar e estratificação plano-paralela. Em relação a petrografia, a assembleia de minerais presentes nos arenitos de São Miguel do Tapuio é constituída predominantemente por quartzo, enquanto os arenitos do Rio Sambito são compostos por quartzo, plagioclásio (albita), muscovita, rutilo, turmalina e magnetita. Tanto as rochas de São Miguel do Tapuio, quanto as do Rio Sambito, foram afetadas por vários processos diagenéticos, alguns desses processos alteraram a porosidade original dessas rochas. A análise petrográfica e petrológica mostraram que os arenitos das seções de São Miguel do Tapuio e Rio Sambito compreendem quartzarenitos e subarcóseos. A composição primária das rochas estudadas, bem como a porosidade, foram modificadas por processos e constituintes diagenéticos durante os estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Ressalta-se que a petrografia e os processos diagenéticos das duas seções são similares, diferenciando apenas a intensidade de atuação de cada processo. Foram identificados 28 icnotáxons no Rio Sambito. Esses icnotáxons concentram-se em estratos associados à deposição em contexto de *offshore* transicional a *shoreface* inferior, com predomínio de estruturas biogênicas horizontalizadas, além de estruturas verticais ocorrendo de modo subordinado. A partir dessa icnoassociação foi possível

caracterizar as suítes *Bifungites*, *Lophoctenium* e *Palaeophycus*, que representam uma icnofauna residente geralmente atribuível à icnofácies *Cruziana* e uma icnofauna pós-tempestade atribuível à icnofácies *Skolithos* e representada pela suíte homônima. A icnofauna pós-tempestade apresenta dominância de escavações verticais com intensidades variáveis e estão associadas às condições de alta energia resultantes do evento de tempestade. Por outro lado, o topo dos leitos de tempestade pode ser retrabalhado pela fauna bentônica, resultando em expressões comuns à icnofácies *Cruziana*.

Palavras-chave: Piauí; rio Sambito; icnofácies *Cruziana*; icnofácies *Skolithos*.

ABSTRACT

The Parnaíba Basin has an extensive and complex geological history, presenting a sedimentary column with Paleozoic and Mesozoic rocks, covering about 3,500 m at the depocenter, cut by intrusive and extrusive igneous rocks related to magmatic events. This basin occupies an area of around 600,000 km² in the Northeast and North regions of Brazil. The Pimenteiras Formation (Eifelian-Frasnian), part of the Canindé Group, was deposited during the largest marine ingression of the Parnaíba Basin. Its lithology is defined by dark gray to black or greenish shales, radioactive, with rich levels of bioturbation structures, besides a high content of organic matter. There is also intercalation of shales with siltstones and sandstones. The depositional environment is interpreted as a storm-dominated shelf. This work aims to analyze trace fossils, petrography and diagenesis, and interpret the paleoenvironment in two sections of the Pimenteiras Formation. The study uses in loco descriptions of samples collected in the municipalities of Pimenteiras (Piauí), and São Miguel do Tapuio (Piauí). We concentrated the study of trace fossils on the Sambito River section, characterized by the intercalation of fine to very fine sandstones, shales and siltstones. We also observed the following sedimentary structures: wave marks (most abundant interval in bioturbation structures), swaley cross bedding, hummocky and planar bedding. In the São Miguel do Tapuio section, we observed interbedded sandstone and shales with the following sedimentary structures: planar stratification and plane-parallel stratification. The Parnaíba Basin has an extensive and complex geological history, presenting a sedimentary column with Paleozoic and Mesozoic rocks, covering about 3,500 m at the depocenter, cut by intrusive and extrusive igneous rocks related to magmatic events. This basin occupies an area of around 600,000 km² in the Northeast and North regions of Brazil. The Pimenteiras Formation (Eifelian-Frasnian), part of the Canindé Group, was deposited during the largest marine ingression of the Parnaíba Basin. Its lithology is defined by dark gray to black or greenish shales, radioactive, with rich levels of bioturbation structures, besides a high content of organic matter. There is also intercalation of shales with siltstones and sandstones. The depositional environment is interpreted as a storm-dominated shelf. This work aims to analyze trace fossils, petrography, diagenesis and interpret the paleoenvironment in two sections of the Pimenteiras Formation. The study uses in loco descriptions of samples collected in the municipalities of Pimenteiras (Piauí), and São Miguel do Tapuio (Piauí). We concentrated the study of trace fossils on the Sambito River section, characterized by the intercalation of fine to very fine sandstones, shales and siltstones. We also observed the following sedimentary structures: wave marks (most abundant interval in

bioturbation structures), swaley cross bedding, hummocky and planar bedding. In the São Miguel do Tapuio section, we observed interbedded sandstone and shales with the following sedimentary structures: planar stratification and plane-parallel stratification. In terms of petrography, the assemblage of minerals present in the sandstones of São Miguel do Tapuio consists predominantly of quartz, while the sandstones of the Rio Sambito are composed of quartz, plagioclase (albite), muscovite, rutile, tourmaline and magnetite. Both rocks from São Miguel do Tapuio and Sambito River were affected by several diagenetic processes, some of which altered the original porosity of these rocks. The petrographic and petrological analysis showed that the sandstones of the São Miguel do Tapuio and Rio Sambito sections comprise quartzarenites and subarchoses. The primary composition of the studied rocks and their porosity were modified by diagenetic processes and constituents during eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis. It should be noted that the petrography and diagenetic processes of the two sections are similar, differing only in the intensity of action of each process. We identified Twenty-eight ichnotaxa in the Sambito River, concentrated in the strata associated with a transitional offshore to lower shoreface deposition, with a predominance of horizontalized biogenic structures, besides subordinated vertical structures. From this ichnoassociation, we characterized the *Bifungites*, *Lophoctenium* and *Palaeophycus* suites, which represent a resident ichnofauna generally attributable to *Cruziana* ichnofacies and a post-storm ichnofauna attributable to *Skolithos* ichnofacies and represented by the homonymous suite. The post-storm ichnofauna shows dominance of vertical excavations with variable intensities and are associated with high energy conditions resulting from the storm event. On the other hand, the top of the storm beds can be reworked by the benthic fauna, resulting in expressions common to the *Cruziana* ichnofacies.

Keywords: Piauí; Sambito River; *Cruziana* Ichnofacies; *Skolithos* Ichnofacies.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

DISSERTAÇÃO

- Figura 1 – Localização da Bacia do Parnaíba com seus respectivos limites geológicos. A figura também demonstra a profundidade do embasamento dessa bacia (I.C. = Inclinação da curva). 22
- Figura 2 – Carta litoestratigráfica simplificada do Grupo Canindé, Bacia do Parnaíba. 26
- Figura 3 – Comparação da terminologia das classificações estratinômica de Seilacher (1953; 1964a e b) e Martinsson (1965 e 1970). 32
- Figura 4 – Esquema etológico para os traços fósseis com base no comportamento dos seus organismos produtores. Os nomes das categorias são abreviados (sem o sufixo –ichnia). As setas mostram transições entre categorias etológicas. Os traços fósseis dados como exemplos são os seguintes: 1 *Asteriacites* von Schlotheim, 1820; 2 *Rusophycus* Hall, 1852; 3 *Cruziana* d’Orbigny, 1842; 4 pista de vertebrados bípedes; 5: traço de decolagem de um pássaro; 6 *Oichnus* BROMLEY, 1981; 7 *Helminthopsis* Heer 1877 ou *Planolites* Nicholson, 1873; 8 *Helminthoida* Schafhautl 1851; 9 *Cosmorhapse* Fuchs, 1895; 10 *Paleodictyon* Menghini, 1850; 11 *Chondrites* von Sternberg, 1833; 12 *Phycosiphon* Fischer-Ooster, 1858; 13 *Spongeliomorpha* Saporta, 1887 ou *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944; 14 *Spongeliomorpha* ou *Ophiomorpha* Lundgren, 1891; 15 *Skolithos* Haldeman, 1840; 16: *Arenicolites* Salter, 1857; 17: *Centrichnus* Bromley et Martinell, 1991 num braquiópode; 18 *Podichnus* Bromley et Surlyk, 1973 num braquiópode; 19: escavação de abrigo de besouro ; 20 estrutura de escape; 21 *Rebuffoichnus* Roselli, 1987; 22 traço de muda de decápode; 23 *Rusophycus morgati* Baldwin, 1977; 24 *Lumbricaria* Münster, 1831; 25 *Favreina* Brönnimann, 1955; 26 estrutura de regurgitação; 27 gastrólito. 34
- Figura 5 – A. *Arenicolites* isp., B. *Arthraria* isp., C. *Beaconites* isp., D. *Bifungites cruciformis*, E-F. *B. piauiensis*, F. Interseção transversal 40

	entre vários espécimes de <i>B. piauiensis</i> . G. <i>Cruziana</i> isp., H <i>Cylindrichnus</i> isp. (Cy) e <i>Skolitos</i> isp. (Sk), I. <i>Didymaulichnus</i> isp.	
Figura 6 –	A-B. <i>Diplichnites</i> isp. (Di) e <i>Palaeophycus tubularis</i> (Pa) (em B, 43 detalhe do <i>Diplichnites</i>), C. <i>Diplocraterion</i> isp., D. <i>Granularia</i> isp. (Gr) sobrepondo <i>P. tubularis</i> , E. espécimes de <i>Lockeia siliquaria</i> (Lo), F. <i>Gyrophyllites</i> isp., G-H. <i>Halimedes annulate</i> , I. <i>Helminthopsis</i> isp., J. espécimes de <i>Lockeia siliquaria</i> (Lo).	
Figura 7 –	A-C <i>Lophoctenium haudimineri</i> (Lp), e <i>Palaeophycus tubularis</i> 46 em A (Pa), D. <i>Nereites</i> isp., E-F. <i>Palaeophycus tubularis</i> , com detalhe de um espécime em seção transversal (E), G. <i>Psammichnites</i> isp., H-J. <i>Planolites</i> isp., K-L. <i>Protopaleodictyon spinata</i> (Pr) e <i>L.</i> <i>haudimineri</i> . L. Detalhe do <i>Arenicolites</i> isp. (Ar), <i>Granularia</i> isp. (Gr), <i>P. spinata</i> e <i>L. haudimineri</i> .	
Figura 8 –	A. <i>Rosselia</i> isp., B. <i>Rusophycus</i> isp. (Ru) e <i>Palaeophycus tubularis</i> 48 (Pa), C. <i>Schaubcylindrichnus</i> isp., D-E. <i>Teichichnus rectus</i> , com detalhe do spreiten no plano da camada (E), F. <i>Taenidium barretti</i> , G. <i>Thalassinoides</i> isp.	

ARTIGO 1 – Análise petrográfica e diagenética na Formação Pimenteira: estudo comparativo em diferentes contextos deposicionais

Figura 1 –	Localização dos afloramentos estudados (São Miguel do Tapuio e 54 Rio Sambito). Extraído de Angelim et al. (2004) e IBGE (2021).	
Figura 2 –	Perfil do afloramento do Rio Sambido. Modificado de Franco Neto 57 et al. (2023).	
Figura 3 –	Perfil do afloramento de São Miguel do Tapuio. 57	
Figura 4 –	Litofácies Sh de arenito muito fino a fino com estratificação plano- 59 paralela (A); Litofácies de folhelho laminado em contato irregular com a Litofácies Sh (B); Litofácies Sp de arenito muito fino a fino com estratificação planar em geometria aparentemente lenticular (C); Litofácies Ssp de siltito com estratificação planar em contato concordante com a Litofácies Ssw (D); Litofácies Ssw de arenito	

- muito fino a fino com estratificação cruzada Swaley (E); Litofácies Shcs de arenito fino com estratificação cruzada *hummocky* (F).
- Figura 5 – Litofácies Sw de arenito muito fino a fino com marcas de onda e fraturado (A); Litofácies Sfc de Siltitos Finos com marcas de onda (B); Litofácies Sw de calcário maciço (seta em azul) (C); Litofácies de folhelhos laminados (D). 60
- Figura 6 – Aspectos texturais, estruturais e composicionais dos arenitos de São Miguel do Tapuio. Grãos moderadamente selecionados, subarredondados a subangulosos (PX) (A); Estratificação paralela irregular marcada pela concentração de muscovita orientada e minerais opacos (setas; P//) (B); Feldspato microclínio com macha do tipo xadrez (seta vermelha), e zircão prismático euédrico (seta amarela; PX) (C); Plagioclásio com macla do tipo polissintética (seta vermelha; PX) (D); *Chert* (seta amarela), zircão arredondado euédrico (seta vermelha) e muscovita (seta laranja; PX) (E); Biotita se alterando (seta amarela) e piroxênio (seta vermelha; PX) (F). 62
- Figura 7 – Petrotrama, porosidade e estrutura das rochas de São Miguel do Tapuio. Contatos retos (setas amarelas) e côncavo-convexos (setas vermelhas) entre os grãos (PX) (A); Porosidade primária intergranular (P//) (B); Folhelho laminado com muscovitas e biotitas orientadas (PX) (C); Folhelho laminado com minerais opacos e muitas fraturas (P//) (D). 63
- Figura 8 – Aspectos texturais, estruturais e composicionais dos arenitos do Rio Sambito. Arenito muito fino a fino na base (abaixo da linha vermelha) e silito micáceo em direção ao topo (acima da linha vermelha; PX) (A); Grãos de quartzo bem a moderadamente selecionados, subarredondados (setas vermelhas) a angulosos (setas azuis; PX) (B); Estratificação planar com orientação, minerais opacos e matéria orgânica (PX) (C); Feldspato plagioclásio com macla polissintética (seta vermelha) e muscovitas estiradas alteradas para argila (setas amarelas; PX) (D); Grãos de rutilo (setas brancas; P//) (E); Zircão prismático euédrico (seta vermelha) e muscovita estirada (seta amarela; PX) (F). 65

Figura 9 –	Cristais de pirita euédrica sob luz refletida (seta azul; P//polarizadores paralelos) (A); Cimento de hematita vista em luz transmitida (setas brancas) e inclusões fluidais (setas vermelhas; PX) (B).	66
Figura 10 –	Diagrama composicional de Folk (1968).	66
Figura 11 –	Aspectos texturais, estruturais e composição das rochas do Rio Sambito: Siltito fino a muito fino micáceo com laminações plano-paralelas (PX) (A); Siltito fino com alternância de laminações plano-paralelas com níveis micáceos e argilosos (seta vermelha; P//) (B); Siltito argiloso com lentes de silte e argila intercaladas (setas vermelhas), minerais opacos e fratura sem preenchimento (P//) (C); Siltito fino a muito fino micáceo, com quartzo e plagioclásio com macla do tipo polissintética (seta vermelha; PX) (D); Siltito fino com matéria orgânica estirada, provável alga verde da classe <i>Prasinophyceas</i> (setas vermelhas) e opacos (P//) (E). Arenito fino com pulsos de argila e planos de estratificação planar e minerais opacos de forma descontínua (setas vermelhas; P//) (F).	67
Figura 12 –	Difratograma de raio-x da amostra de rocha total representativo da Sessão São Miguel do Tapuio, sem tratamento (<i>in natura</i>). Legenda: Qtz – quartzo.	69
Figura 13 –	Difratograma representativo da Sessão Rio Sambito, sem tratamento (<i>in natura</i>). Legenda: Qtz – quartzo; Pl – Plagioclásio; Kfs – Feldspato potássico; Mus – Muscovita; Tur – Turmalina; Mag – Magnetita (A); Difratograma de raio-x da amostra de rocha total representativo da Sessão Rio Sambito, sem tratamento (<i>in natura</i>). Legenda: Qtz – quartzo; Mus – Muscovita (B).	70
Figura 14 –	Evolução diagenética para as duas seções estudadas: São Miguel do Tapuio e Rio Sambito.	71
Figura 15 –	Feições diagenéticas. Muscovita dobrada entre grãos (seta vermelha) e plagioclásio albita bem preservado (seta amarela; PX) (A); Fratura do tipo estilólito (seta e linha vermelha; PX) (B); Cimento de óxido/hidróxido de ferro (setas azuis; P//) (C); Cimento de sílica na forma de crescimento contínuo de quartzo (seta	73

amarela) e projeções prismáticas de quartzo (setas vermelhas; PX) (D); Alteração e substituição de feldspatos para illita (setas amarelas) e de muscovitas para caulinita (seta vermelha); as setas azuis mostram precipitação de óxido/hidróxido de ferro (PX) (E); Biotita alterada e sendo substituída por cimento de óxido/hidróxido de ferro (seta amarela) e feldspato sendo substituído por caulinita (seta vermelha; PX) (F).

LISTA DE TABELAS

ARTIGO 1 – Análise petrográfica e diagenética na Formação Pimenteira: estudo comparativo em diferentes contextos deposicionais

Tabela 1 –	Tabela 1: Síntese das principais litofaceis das seções do Rio Sambito e São Miguel do Tapuio, Formação Pimenteira. Esquema de litofaceis com base em Miall (1977 e 1996), Clement e Tackett (2021) e Franco Neto et al. (2023).	56
------------	---	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
2	OBJETIVO GERAL	18
2.1	OBJETIVO ESPECÍFICOS	18
2	MATERIAL E MÉTODOS	19
3	REVISÃO DA LITERATURA	21
3.1	ASPECTOS GERAIS DA BACIA DO PARNAÍBA	21
3.2	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	23
3.2.1	Formação Pimenteira	25
3.3	SISTEMA PETROLÍFERO	27
3.4	O ESTUDO DOS ICNOFÓSSEIS	29
3.4.1	Nomenclatura e Classificação dos icnofósseis	30
3.4.2	Icnofácies	34
3.4.3	Histórico das pesquisas icnológicas na Formação Pimenteira	35
4	RESULTADOS	38
4.1	Icnotaxonomia	38
4.2	Artigo 1 – Análise petrográfica e diagenética na Formação Pimenteira: estudo comparativo em diferentes contextos deposicionais	49
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	83
	REFERÊNCIAS	84
	APÊNDICE A – Ichnology in storm and fair-weather beds of an epeiric sea (Pimenteira Formation, Devonian, Brazil)	99

1 INTRODUÇÃO

A Bacia intracratônica do Parnaíba é caracterizada por uma extensa e complexa história geológica, apresentando uma coluna sedimentar com rochas paleozoicas a mesozoicas, além de magmatismo básico associado (GÓES; FEIJÓ, 1994; ALMEIDA; CARNEIRO, 2004; VAZ *et al.*, 2007; PONCIANO; DELLA FÁVERA, 2009; MILOSKI *et al.*, 2020). Vaz *et al.* (2007) caracterizou cinco supersequências para a bacia: Siluriana (Grupo Serra Grande), Mesodevoniana-Eocarbonífera (Grupo Canindé, foco do presente trabalho), Neocarbonífera-Eotriássica (Grupo Balsas), Jurássica (Formação Pastos Bons) e Cretácea (formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru). O desenvolvimento do Grupo Canindé ocorre a partir de processos termiais iniciados, ainda na deposição do Grupo Serra Grande (Supersequência Siluriana), acompanhado da influência dos efeitos flexurais que resultaram em uma maior expressão do corpo aquoso (GÓES *et al.*, 1990; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007). A Formação Pimenteira (Eifeliano-Frasniano) é a segunda unidade depositada no Grupo Canindé e marca a principal ingressão marinha que ocorreu na Bacia do Parnaíba (RODRIGUES, 1995; RODRIGUES *et al.*, 1995; LOBOZIAK; CAPUTO; MELO, 2000; GRAHN; LOBOZIAK; MELO, 2001; YOUNG, 2003; MELO; LOBOZIAK, 2003; FERNANDES; FONSECA, 2005; GRAHN; YOUNG; BORGHI, 2008; VAZ *et al.*, 2007; TRINDADE; CARVALHO; BORGHI, 2015; DE CASTRO *et al.*, 2016). Essa formação também é caracterizada pela grande ocorrência e diversidade de icnofósseis e fósseis (FERNANDES; FONSECA, 2005), com isso, vários estudos paleontológicos e icnológicos foram desenvolvidos nessa unidade litoestratigráfica.

A icnologia é uma ciência de interface entre a paleontologia, biologia e geologia, que se ocupa em estudar os traços recentes (neoicnologia) e os traços fósseis (paleoicnologia), também denominados de icnofósseis (FREY, 1973; BROMLEY, 1996; BUATOIS; MÁNGANO, 2011). Os icnofósseis refletem comportamentos de organismos em resposta às condições paleoambientais (e.g. energia do sistema, tipo de substrato, oxigenação, salinidade, taxa de sedimentação, suprimento de alimentos, batimetria, turbulência da água, clima, posição do lençol freático, grau de umidade do substrato, entre outros fatores). Ademais, as icnofácies (associação dos icnofósseis associadas à determinadas condições paleoambientais e recorrentes no tempo) são importantes nas interpretações paleoambientais e análises estratigráficas (SEILACHER, 1964a; SEILACHER, 1964b; SEILACHER, 1967; EKDALE; BROMLEY; PEMBERTON 1984; EKDALE, 1985; ABREU *et al.*, 1993; BROMLEY, 1996; MÁNGANO

et al., 2002; GENISE; BELLOSI; GONZALEZ, *et al.*, 2004; CATUNEANU, 2006; MACEACHERN *et al.*, 2007; BUATOIS; MÁNGANO, 2011).

Este estudo aplicou uma análise icno-sedimentológica em uma seção representativa (afloramento do Rio Sambito) da Formação Pimenteira, associada à depósitos de tempestade em um mar epírico, buscando compreender a resposta da icnofauna às variações paleoecológicas do meio. Além disso, este estudo caracterizou as icnofaunas relacionadas a tempestades da Formação Pimenteira. Este tipo de trabalho foi pouco aplicado na Formação Pimenteira e forneceu uma interpretação robusta sobre a paleoecologia do afloramento do rio Sambito. O afloramento em estudo constitui um dos afloramentos mais rico e diversos no conteúdo icnológico da Bacia do Parnaíba.

Além disso, o presente trabalho também teve como objetivo completar os conhecimentos já existentes sobre os arenitos da unidade, que são de interesse acadêmico e para indústria petrolífera, bem como subsidiar o melhor entendimento das características texturais, mineralógicas e diagenéticas desses arenitos reservatório. Ressalta-se ainda que estes dados são importantes à adequada exploração dessa unidade. Embora tenha sido estudado uma pequena região (afloramento do Rio Sambito e São Miguel do Tapuio), o presente estudo ajudará na evolução do conhecimento geológico da bacia, assim como para a geologia do petróleo e, conseqüentemente, para a indústria petrolífera (subsidiando futuros trabalhos ou projetos exploratórios na Bacia do Parnaíba).

2 OBJETIVO GERAL

Este trabalho tem como principal objetivo analisar o paleoambiente de duas seções da Formação Pimenteira (Devoniano) da Bacia do Parnaíba a partir de uma abordagem icnológica, sedimentológica, petrográfica e diagenética.

1.1.1 Objetivo Específicos

- Fazer a caracterização petrográfica e diagenética dos arenitos, folhelhos e siltitos dos afloramentos do Rio Sambito e São Miguel do Tapuio (Formação Pimenteira, Bacia do Parnaíba);
- Caracterizar a icnotaxonomia no afloramento do Rio Sambito;
- Definir as fácies sedimentares das seções em análise;
- Definir as icnofácies da seção do Rio Sambito;

2. MATERIAL E MÉTODOS

O material do estudo foi baseado em descrições *in loco* e amostras coletadas de uma seção no leito do Rio Sambito onde afloram estratos da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba. A maior parte das amostras utilizadas neste estudo encontram-se depositadas no Departamento de Geologia do Centro de Tecnologia e Geociências (DG-CTG), da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) sob a numeração DGEO-CTG-UFPE 7680.

O presente trabalho foi dividido em três etapas que se interligam, as quais são: pré-campo, campo e pós-campo.

A etapa de pré-campo englobou a revisão bibliográfica sobre a estratigrafia, petrografia, diagênese e paleoicnologia da área de estudo (Formação Pimenteira), a partir de artigos científicos, trabalhos de conclusão de curso, dissertações e teses, livros e anais de congressos especializados (SILVA, 2005).

As atividades de campo consistiram na observação e estudo da geologia e estratigrafia na área do projeto e no registro de ocorrências de afloramentos icnofossilíferos da Formação Pimenteira. Ao mesmo tempo foram realizadas coletas sistemáticas de amostras e fotografias do material que não pode ser removido. Selecionou-se a seção no leito do Rio Sambito e São Miguel do Tapuio devido ao rico conteúdo icnológico, além de que esta seção possibilitou a aplicação de métodos estratigráfico, diagnético e petrográfico.

A etapa de pós-campo consistiu em trabalhos desenvolvidos em laboratório, tais como a preparação mecânica utilizando-se cinzeis e pinceis de várias dimensões, bem como o estudo das amostras com auxílio de lupa binocular e fotografias (SILVA, 2005). Posteriormente, foram produzidas lâminas petrográficas, na GEOLAB-Soluções em geologia, a partir das amostras coletadas e selecionadas algumas dessas para realização de análises de Difractometria de Raios-X (DRX) no Laboratório da Universidade Federal Rural de Pernambuco, campus Garanhuns. Com isso, foram integradas as interpretações dos dados obtidos em campo e laboratório (amostras de mão), a partir da comparação desses dados com os existentes na literatura.

A análise taxonômica dos icnofósseis foi realizada utilizando-se as classificações sistemática, estratinômica e etológica (ou ecológica), baseadas na comparação com o amplo conjunto de informações existente na literatura (SEILACHER, 1953; SEILACHER, 1964a; SEILACHER, 1964b; EKDALE *et al.*, 1984; EKDALE, 1985; ABREU *et al.*, 1993; BROMLEY, 1996; BERTLING *et al.*, 2006; SEILACHER, 2007; BUATOIS; MÁNGANO, 2011; KNAUST; BROMLEY, 2012; VALLON; RINDSBERG; BROMLEY, 2016; KNAUST, 2017; entre outros). Os principais resultados foram redigidos em formato de artigo científico,

publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences* e submetido na Revista Brasileira de Geografia Física

3. REVISÃO DA LITERATURA

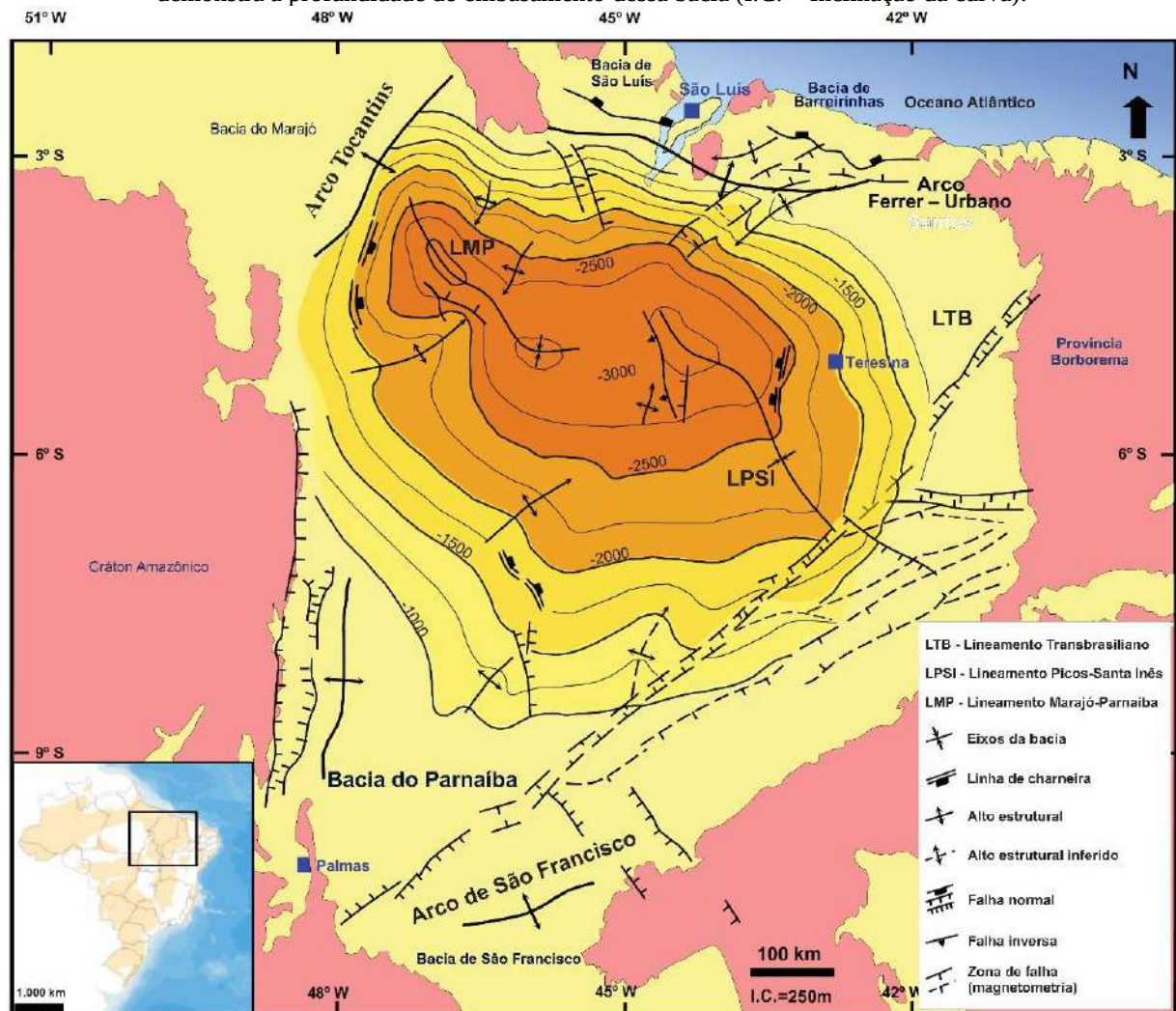
3.1 ASPECTOS GERAIS DA BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba é uma bacia intracratônica com uma extensa e complexa história geológica, apresentando uma coluna sedimentar com rochas paleozoicas e mesozoicas que são cortadas por rochas ígneas intrusivas e extrusivas relacionadas a eventos magmáticos. Esta bacia cobre uma área de cerca de 600 mil km² nas regiões Nordeste e Centro-Norte do Brasil entre os estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (MESNER; WOOLDRIDGE, 1964; GHIGNONE, 1972; MABESOONE, 1977; CAPUTO, 1984; GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1993; GÓES; FEIJÓ, 1994; SILVA, 1999; BACOCOLI, 2001; ALMEIDA; CARNEIRO, 2004; CUNHA; MELO; SILVA, 2007; VAZ *et al.*, 2007; PONCIANO; DELLA FÁVERA, 2009; MILOSKI *et al.*, 2020). Essa unidade sedimentar intracratônica também é definida como uma bacia circular do tipo *sag* com 3.500 m de espessura em seu depocentro (GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1993; KINGSTON; MATZKO, 1995; MILANI; ZALAN, 1999; MILANI; THOMAZ FILHO, 2000).

O desenvolvimento da Bacia do Parnaíba situou-se sobre um embasamento continental durante o Estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana, que também possibilitou o desenvolvimento de outras bacias intracratônicas e bacias menores, dentro e fora do território brasileiro (ALMEIDA, 1969; ALMEIDA, 2000; BRITO NEVES; CARNEIRO, 2000; ALMEIDA; CARNEIRO, 2004; VAZ *et al.*, 2007). Esta bacia está situada entre o Cráton Amazônico e a Província Borborema (Figura 1). A compartimentação estrutural é caracterizada pela presença do Arco do Tocantins, localizado na porção oeste e separando-a da Bacia do Marajó e do Cráton Amazônico; já o Arco Ferrer-Urbano Santos está localizado a norte e a separando das bacias do Barreirinhas e São Luís; o Arco de São Francisco está posicionado a sul e sudeste, separando-a da Bacia de São Francisco (MESNER; WOOLDRIDGE, 1964; CAPUTO, 1984; DELLA FAVERA, 1990; RODRIGUES, 1995; MILANI; ZALAN, 1999; MILANI; THOMAZ FILHO, 2000; BACOCOLI, 2001; SOARES JÚNIOR *et al.*, 2008; SANTOS; CARVALHO, 2009; PEREIRA *et al.*, 2012; MIRANDA *et al.*, 2018). Particularmente, o Arco Ferrer-Urbano Santos é uma feição flexural positiva relacionada à abertura, no Mesozoico, do Oceano Atlântico Equatorial, onde o rifteamento do Atlântico rompeu as várias conexões do depocentro da Bacia do Parnaíba com bacias análogas no noroeste da África (MILANI; ZALAN, 1999; MILANI; THOMAZ FILHO, 2000).

Estruturalmente, os Lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Transbrasiliano são as três feições morfo-estruturais mais significativas da Bacia do Parnaíba, sendo essa última a mais proeminente, atravessando toda sua porção nordeste e sul-sudeste. As mais importantes fraturas e falhas herdadas do embasamento foram relevantes não somente na fase inicial da bacia, mas também em sua evolução, em razão de terem controlado as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero. Durante o Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia e a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico, modificando a fisionomia da bacia para ovalada, típica de uma sinéclise interior (CAPUTO, 1984; GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1993; MILANI; ZALAN, 1999; MILANI; THOMAZ FILHO, 2000; VAZ *et al.*, 2007).

Figura 1 – Localização da Bacia do Parnaíba com seus respectivos limites geológicos. A figura também demonstra a profundidade do embasamento dessa bacia (I.C. = Inclinação da curva).



Fonte: Modificado de Góes; Souza; Teixeira (1990) e Miranda *et al.* (2018).

3.2 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

A coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba foi dividida em cinco sequências ou supersequência, depositadas do Siluriano ao Cretáceo. Estas supersequência são delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas (GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1993; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007). No contexto da Plataforma Sul-Americana, as três primeiras supersequência encontram-se no Estágio de Estabilização e as discordâncias que as separam têm suas gêneses em parte relacionadas às flutuações eustáticas dos mares epicontinentais do Eopaleozoico (ALMEIDA, 1969; ALMEIDA; CARNEIRO, 2004; VAZ *et al.*, 2007). A evolução tectonossedimentar da sinéclise da Bacia do Parnaíba, o Lineamento Transbrasiliiano, afetou a sedimentação desde a implantação da bacia, no Ordoviciano Superior, até provavelmente o Carbonífero (CORDANI *et al.*, 1984; MILANI; SZATMARI, 2020).

As transgressões têm sua origem relacionada ao oceano adjacente à margem ativa do sudoeste do supercontinente Gondwana e de bacias do atual norte da África, inundadas pelo Oceano Tethys. As regressões originaram-se também de ascensões epirogênicas, em resposta às orogêneses ocorridas na borda ativa do Gondwana próxima à plataforma, que resultaram em discordâncias erosivas decorrentes da exposição das camadas preexistentes. A forma do registro sedimentar da Bacia do Parnaíba também é relacionada ao afundamento causado pelo estiramento litosférico, à sobrecarga representada pelos depósitos que nelas se acumulavam e outros processos mal conhecidos ou desconhecidos da dinâmica continental. Desta forma, as ascensões eustáticas só em parte respondem pelas sucessivas inundações marinhas na bacia (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004; VAZ *et al.*, 2007).

A Supersequência Siluriana foi a primeira a ser depositada e representa um ciclo transgressivo-regressivo completo. Essa supersequência está assentada sobre rochas proterozoicas ou sobre depósitos cambrianos. As rochas da Supersequência Siluriana correspondem litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande, que se desenvolveu a partir da evolução termo-mecânica da Bacia do Parnaíba, estabelecendo uma grande depressão ordoviciana, sobre a qual se depositaram sedimentos flúvio-deltaicos a marinho raso. O Grupo Serra Grande é dividido em três formações: Ipu, Tianguá e Jaicós. O término do ciclo deposicional Serra Grande é relacionado aos efeitos da Orogenia Caledoniana, que tem como resultado uma discordância (Eodevoniana) de caráter regional (CAROZZI *et al.*, 1975; CAPUTO, 1984; CAPUTO; LIMA, 1984; GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; GÓES;

TRAVASSOS; NUNES, 1993; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007; SANTOS; CARVALHO, 2009).

Posteriormente, o prosseguimento dos processos termais, acompanhado da influência dos efeitos flexurais, resultou em uma maior expressão do corpo aquoso, representada pela presença dos sedimentos do Grupo Canindé (Supersequência Mesodevoniana-Eocarbonífera). O Grupo Canindé é representado pelas formações Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá e Poti. O final da deposição desse grupo é marcado por uma grande discordância regional (Mesocarbonífera) associada aos efeitos da Orogenia Eo-herciniana (AGUIAR, 1971; CAPUTO, 1984; CAPUTO; LIMA, 1984; GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1993; GÓES; FEIJÓ, 1994; SILVA *et al.*, 2003; VAZ *et al.*, 2007; SANTOS; CARVALHO, 2009; AGOSTINHO *et al.*, 2012, DE CASTRO *et al.*, 2016).

A Supersequência Neocarbonífera-Eotriássica foi a terceira a ser depositada e é representada pelo Grupo Balsas. Nessa fase nota-se um progressivo processo de desertificação em toda a bacia, acompanhado de um sensível deslocamento dos depocentros para a parte central da área. Numa seção oeste-leste, foi constatado que o depocentro da supersequência se situa a oeste daqueles das duas supersequências subjacentes. O Grupo Balsa está dividido em quatro formações: Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba (CAPUTO, 1984; GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1993; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007; SANTOS; CARVALHO, 2009; DE CASTRO *et al.*, 2016). A discordância regional Neotriássica marca o fim da deposição da Supersequência Neocarbonífera-Eotriássica e provavelmente é relacionada a Orogenia Allegheniana (VAZ *et al.*, 2007).

A penúltima supersequência foi depositada no Jurássico e corresponde a Formação Pastos Bons. A subsidência que culminou com essa deposição jurássica teve como origem peso da carga litostática das rochas básicas Mosquito, que se somou ao da carga sedimentar então existente. O final dessa fase sedimentar teria sido uma consequência das atividades tectônicas concernentes à abertura do Atlântico Equatorial (CPRM, 1978; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007).

Por último, ocorreu a sedimentação da Supersequência Cretácica. Essa supersequência sobrepõe-se discordantemente às rochas do Jurássico e às mais antigas. É caracterizada pelas seguintes formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007).

Resumidamente, o preenchimento da Bacia do Parnaíba constitui-se principalmente de sedimentos siliciclásticos, com ocorrências subordinadas de calcário, sílex e anidrita. Além destas sequências sedimentares ocorreu derrames basálticos, e localmente soleiras e diques,

ocasionalmente intercalados com arenitos, que representa a Formação Mosquito (Eojurássico). Trata-se de um evento magmático Mesozoico na Bacia do Parnaíba definido como parte da extensa Província Magmática do Atlântico Central (PMAC), que também é representado nas bacias intracratônicas do Solimões e Amazonas. A PMAC é caracterizada por uma extensa atividade magmática que precedeu o principal rifte relacionado com a quebra da Pangeia e a abertura do Atlântico central (AGUIAR, 1971; CUNHA; CARNEIRO; 1972; CAPUTO, 1984; GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1993; GÓES; FEIJÓ, 1994; BAKSI; ARCHIBALD, 1997; MARZOLI *et al.*, 1999; MILANI; ZALAN, 1999; OLSEN, 1999; DE MIN *et al.*, 2003; SILVA, 2005; CUNHA *et al.*, 2007; VAZ *et al.*, 2007; MERLE *et al.*, 2011; BALLÉN *et al.*, 2013; DE CASTRO *et al.*, 2014; DE CASTRO *et al.*, 2016; HEILBRON *et al.*, 2018; OLIVEIRA *et al.*, 2018).

Diques e soleiras de rochas diabásicas e pequenos fluxos basálticos caracterizam o evento magmático da Formação Sardinha (AGUIAR, 1971; OLIVEIRA *et al.*, 2018). Este evento magmático Eocretácio é contemporâneo ao magmatismo da Formação Serra Geral (Província Magmática Paraná-Etendeka) Bacia do Paraná, ambas formações são relacionadas a abertura do Atlântico Sul e a ruptura de Gondwana (CORDANI, 1970; SIAL, 1976; CALDASSO; HAMA, 1978; WHITE; MCKENZIE, 1989; FODOR *et al.*, 1990; PEATE *et al.*, 1990; PEATE *et al.*, 1992; GÓES; TRAVASSOS; NUNES, 1993; GÓES; FEIJÓ, 1994; TURNER, *et al.*, 1994; FERNANDES; COIMBRA, 1996; BAKSI; ARCHIBALD, 1997; PEATE, 1997; MILANI; ZALAN, 1999; MIZUSAKI; THOMAZ FILHO, 2004; MILANI *et al.*, 2007a; MILANI *et al.*, 2007b; FRANK; GOMES; FORMOSO *et al.*, 2009; JANASI, FREITAS, HEAMAN, 2011; MERLE *et al.*, 2011; POLO, 2014; POLO; JANASI, 2014; MOCITAIBA; DE CASTRO; OLIVEIRA, 2017; HEILBRON *et al.*, 2018). Por último, ocorreu a deposição dos sedimentos aluviais cenozoicos e eólicos que cobrem grandes áreas da Bacia do Parnaíba (CPRM, 1978; DE CASTRO *et al.*, 2016).

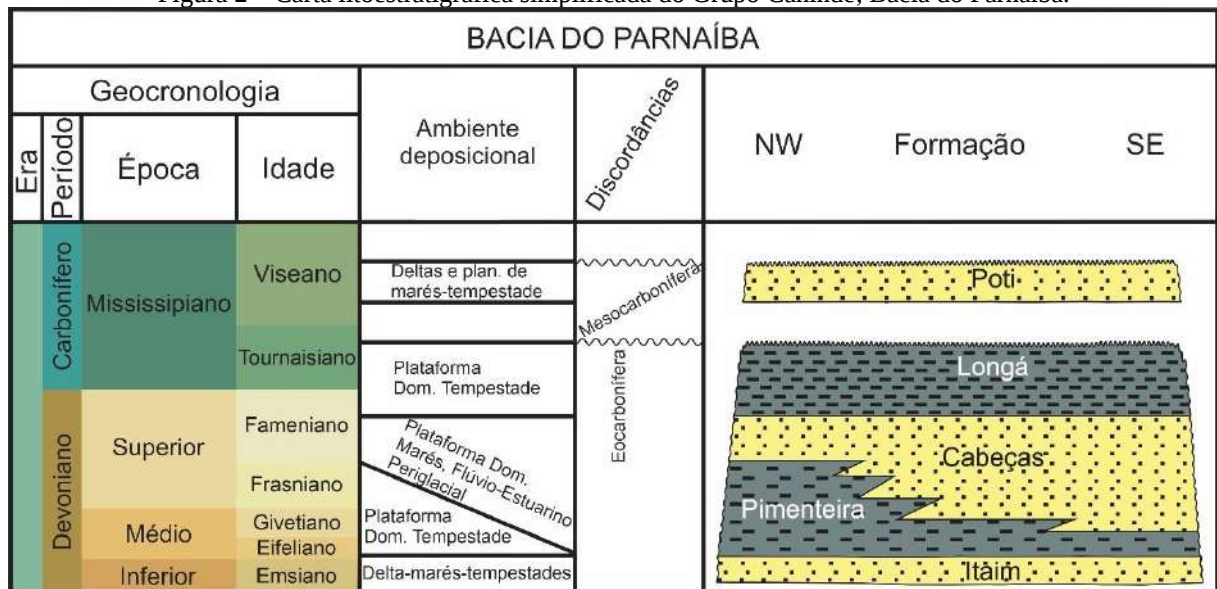
3.2.1 Formação Pimenteira

A Formação Pimenteira (Eifeliano-Frasniano) corresponde a maior ingressão marinha na Bacia do Parnaíba. Seus sedimentos são representados em seções espessas de folhelhos cinza-escuros, radioativos, com níveis de estruturas de bioturbação e um elevado teor de matéria orgânica (AGUIAR, 1971; CPRM, 1978; CAPUTO, 1984; DELLA FÁVERA, 1990, RODRIGUES, 1995; RODRIGUES *et al.*, 1995; MILANI; ZALAN, 1999; MILANI; THOMAZ FILHO, 2000; LOBOZIAK; CAPUTO; MELO, 2000; GRAHN; LOBOZIAK;

MELO, 2001; YOUNG, 2003; MELO; LOBOZIAK, 2003; FERNANDES; FONSECA, 2005; VAZ *et al.*, 2007; GRAHN; YOUNG; BORGHI, 2008; PONCIANO *et al.*, 2012; TRINDADE; CARVALHO; BORGHI, 2015; JAJU *et al.*, 2018).

Registram-se também a intercalação dos folhelhos com siltitos e arenitos de granulação fino a médio, geralmente exibindo estratificação cruzada *hummocky*. Além disso, destacam-se níveis de oólitos ferruginosos, definidos por serem fortemente ferrificados, de aspecto laterítico e com algumas camadas de matriz carbonática com teor de P_2O_5 na ordem de 1,5 a 2,1% (AGUIAR, 1971; CPRM, 1976; CPRM, 1978; DELLA FÁVERA; ULIANA, 1979; DELLA FÁVERA, 1982; CAPUTO, 1984; SANTOS *et al.*, 1984; DELLA FÁVERA, 1990; LOBOZIAK; CAPUTO; MELO, 2000; VAZ *et al.*, 2007; SANTOS; CARVALHO, 2009). A Formação Pimenteira foi depositada em ambientes de plataforma dominada por tempestades (Figura 2). Também é caracterizada a ocorrência de grandes número e diversidade de fósseis e icnofósseis nessa unidade litoestratigráfica (CPRM, 1978; DELLA FÁVERA; ULIANA, 1979; DELLA FÁVERA, 1982; DELLA FÁVERA, 1990, SILVA *et al.*, 2003; FERNANDES; FONSECA, 2005; MILANI *et al.*, 2007a).

Figura 2 – Carta litoestratigráfica simplificada do Grupo Canindé, Bacia do Parnaíba.



Fonte: Modificado de Vaz *et al.* (2007) por Franco Neto *et al.* (2023).

Em relação a posição estratigráfica da Formação Pimenteira, o contanto com o Grupo Serra Grande é discordante e com a Formação Itaim é concordante (BEURLIN, 1965; CAPUTO, 1984). De acordo com Caputo (1984), a Formação Pimenteira, a partir da análise do mapa de contorno de isópaca, pode ter se desenvolvido além da costa norte brasileira. O contato

sobrejacente com a Formação Cabeças geralmente é concordante e gradacional, entretanto, algumas vezes podem ter uma acentuada quebra litológica e localmente apresenta discordância. Em vários pontos do flanco oeste e sudeste esta formação faz contato discordante erosivo sobre uma superfície ondulada do embasamento e ocasionalmente tem-se também contato por falha, inclusive com outras formações paleozoicas (AGUIAR, 1971; CPRM, 1978; CAPUTO, 1984; SANTOS *et al.*, 1984; GÓES; FEIJÓ, 1994).

3.3 SISTEMA PETROLÍFERO

Os esforços exploratórios na Bacia do Parnaíba começaram com o Conselho Nacional do Petróleo (CNP) que, no início da década de 1950, desenvolveu estudos de geologia de superfície e perfurou dois poços no estado do Maranhão. Com a criação da Petrobrás em 1953, diversos estudos geológicos foram realizados entre 1955 e 1966, quando foram perfurados 27 poços exploratórios, mas apenas indícios de óleo e gás foram encontrados nesse período. Posteriormente, durante 1975-1988, foi utilizado reflexão sísmica como a principal ferramenta para identificação de prospecto, quando cinco poços adicionais foram perfurados. Nos anos de 1988-1993 os dados sísmicos foram reprocessados, os dados aeromagnéticos foram adquiridos e pesquisas geoquímicas de superfície foram realizadas. Deixado de lado por muito tempo devido à complexidade do sistema atípico do petróleo e à falta de rodadas de licitações, não foram registradas descobertas significativas na Bacia do Parnaíba. Logo após a nona rodada de licitações da Agência Nacional do Petróleo (ANP) no ano de 2008, operadores privados brasileiros iniciaram uma nova e mais bem-sucedida campanha exploratória na bacia. Durante esta última fase, diversas linhas sísmicas 2D e 3D foram adquiridas e mais de 100 poços perfurados, resultando na descoberta de 27 Bmc (Bilhões de Metros Cúbicos) de gás recuperável em sete campos comerciais. A produção de gás de 8,4 Mm³/d (mil metros cúbicos por dia) é proveniente de cinco campos produtores que alimentam o Complexo Parnaíba, englobando uma unidade de tratamento de gás e usinas termelétricas. Os resultados mais significativos tornaram a Bacia do Parnaíba a segunda maior produtora de gás terrestre do Brasil (GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; ANP, 2015; ANP, 2017; BIANCHINI, 2018; MIRANDA *et al.*, 2018; ANP, 2020; GOULART; DE CASTRO, 2021).

Os sistemas petrolíferos atípicos da Bacia do Parnaíba são caracterizados por intervalos de folhelhos marinhos da Formação Pimenteira (Devoniana), que é considerado como principal potencial gerador dos hidrocarbonetos, sendo os folhelhos das formações Tianguá (Siluriano) e Longá (Devoniano-Carbonífero) possíveis geradores secundários. A Formação Codó

(Cretáceo) tem intervalos ricos em matéria orgânica, entretanto, são considerados imaturos (MESNER; WOOLDRIDGE, 1964; LIMA, 1982; CAPUTO; LIMA, 1984; GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; LOBOZIAK *et al.*, 1992; GÓES; FEIJÓ, 1994; RODRIGUES, 1995; RODRIGUES *et al.*, 1995; MILANI; ZALAN, 1999; LOBOZIAK; CAPUTO; MELO, 2000; GRAHN; LOBOZIAK; MELO, 2001; MELO; LOBOZIAK, 2003; MILANI *et al.*, 2007a; VAZ *et al.*, 2007; GRAHN; YOUNG; BORGHI, 2008; ANP, 2015; CARDONA, 2015; COSTA JUNIOR; MAGALHÃES, 2016; ANP, 2017; MIRANDA *et al.*, 2018; CIOCCARI; MIZUSAKI, 2019; MILOSKI *et al.*, 2020). Os arenitos das formações Cabeças (Devoniana) e Poti (Mississipiano) constituem o principal reservatório da bacia. Os arenitos das formações Longá (Devoniano-Carbonífero) e Piauí (Pensilvaniano) são reservatórios secundários. Unidades ricas em areia, como as formações Ipu (Ordoviciano-Siluriano), Jaicós (Siluriano-Devoniano) e Itaim (Devoniano), também contêm fácies reservatório excelente, mas não acumulam gás na principal área de exploração e produção da Bacia do Parnaíba (MESNER; WOOLDRIDGE, 1964; CAPUTO, 1984; CAPUTO; LIMA, 1984; GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; LOBOZIAK *et al.*, 1992; MELO; LOBOZIAK; STREEL, 1999; MILANI; ZALAN, 1999; LOBOZIAK; CAPUTO; MELO, 2000; GRAHN; LOBOZIAK; MELO, 2001; YOUNG, 2003; YOUNG; BORGHI, 2003; VAZ *et al.*, 2007; SOUZA, MATZEMBACHER; BORGHI, 2010; ANP, 2015; ANP, 2017; MIRANDA *et al.*, 2018; CIOCCARI; MIZUSAKI, 2019; MILOSKI *et al.*, 2020). A Formação Pimenteira possui um intervalo de arenito, denominado informalmente como “arenito b” por Young (2003) e Young e Borghi (2003), anteriormente referenciado informalmente como sub-unidade DpB por CPRM (1976). Este intervalo de arenito é depositado por eventos de regressão forçada e poderiam funcionar como caminhos preferenciais para a migração e a acumulação de hidrocarbonetos (rocha reservatória) devido ao contato direto com as principais rochas geradoras (GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; YOUNG, 2003; YOUNG; BORGHI, 2003; ANP, 2017; MIRANDA *et al.*, 2018; CIOCCARI; MIZUSAKI, 2019).

As trapas desse sistema petrolífero são normalmente relacionadas as intrusões ígneas. Entretanto, as trapas estratigráficas ou estruturais, relacionadas a blocos com falha, foram comprovadas como malsucedidas. As principais rochas seladoras estão também associadas aos corpos ígneos da bacia em estudo. Os principais aspectos da eficiência desse selo estão ligados à densidade e comprimento da fratura, espessura e continuidade das soleiras (SENGER *et al.*, 2013; ANP, 2015; ANP, 2017; MIRANDA *et al.*, 2018; TROSDTORF JUNIOR *et al.*, 2018; MILOSKI *et al.*, 2020).

O processo de maturação da matéria orgânica das rochas geradores do Devoniano da Bacia do Parnaíba não foi deflagrada apenas nas taxas de subsidência, elevação e aporte térmico derivado do alongamento da crosta. A introdução dos eventos magmáticos do Mesozoico teve enormes efeitos térmicos na maturação da matéria orgânica, no nível dessa maturação e na razão da transformação dos hidrocarbonetos previamente acumulado (GÓES; SOUZA; TEIXEIRA, 1990; RODRIGUES, 1995; MILANI; ZALAN, 1999; FIGUEIREDO; MILANI, 2000; YOUNG; BORCHI, 2003; THOMAZ FILHO; MIZUSAKI; ANTONIOLI, 2008; DALY *et al.*, 2014; MIRANDA, 2014; MIRANDA, *et al.*, 2018; MILOSKI *et al.*, 2020). Miranda *et al.* (2018) identificaram dois grupos principais de soleiras na porção central da bacia. O grupo de soleiras mais profundo concentra-se na Formação Pimenteira, gerando a maturidade. O segundo grupo de soleira mais raso ocorre principalmente nas formações Poti, Longá e Cabeças. Este segundo grupo é sistematicamente mais espesso, e presume-se que seja o principal corpo de diabásio que sirva como trapa dos hidrocarbonetos e utilizada para a definição do alvo da exploração.

3.4 O ESTUDO DOS ICNOFÓSSEIS

A icnologia é uma área de interface entre a paleontologia, biologia e geologia. O traço fóssil é uma estrutura morfológicamente recorrente resultante da atividade de um organismo individual (ou organismos homotípicos) que modificou o substrato. Este substrato pode ser rocha, sedimentos inconsolidado a consolidado, matéria orgânica morta (e.g. turfa, madeira, concha, osso) ou tecido orgânico vivo (FREY, 1971; FREY, 1973; BROMLEY, 1996; BERTLING *et al.*, 2006; BUATOIS; MÁNGANO, 2011; KNAUST, 2017).

A estrutura biogênica, em icnologia, foi definida por Frey (1971 e 1973) como evidência real da atividade de um organismo fóssil ou recente, que não seja a produção de partes do corpo. Compreende todo espectro de traços e estruturas do substrato que refletem uma função comportamental. Este autor dividiu essas estruturas em: estruturas sedimentares biogênicas, estruturas de bioerosão e outras características que representam a atividade biogênica. Exclui moldes de "fósseis corporais" que resultam do contato passivo entre as partes do corpo e o substrato hospedeiro, mas não impressões feitas pelas partes do corpo de organismos ativos.

A análise dos icnofósseis fornece contribuições significativas para a paleoecologia, reconstrução paleoambiental, sedimentologia, estratigrafia de sequências, caracterização de reservatório de hidrocarbonetos, análise diagenética, paleoclimatologia, paleoceanografia, bioestratigrafia, paleoantropologia e arqueologia (ABREU *et al.*, 1993; BUATOIS;

MÁNGANO, 2011). Portanto, as investigações paleoicnológicas fornecem uma ligação multidisciplinar entre alguns campos da geologia e representam peça chave para estudos de paleontologia, sedimentologia e estratigrafia em bacias sedimentares desde o Pré-Cambriano Superior ao Recente, com particular aplicação na indústria do petróleo (FERNANDES *et al.*, 2002; ALMEIDA; 2007; BUATOIS; MÁNGANO, 2011).

3.4.1 Nomenclatura e Classificação dos icnofósseis

Os estudos paleoicnológicos geralmente envolvem a sistemática dos traços fósseis, além de sua classificação estratinômica e etológica. A paleoicnologia não adota todas as categorias clássicas do procedimento taxonômicos de Lineu (1758), reconhecida pelo Comitê Internacional de Nomenclatura Zoológica, pois os traços fósseis não são organismos ou partes corpóreas dos organismos, e sim registros das suas atividades. Entretanto, a grande maioria dos trabalhos paleoicnológicos adota a nomenclatura binominal, que possui duas categorias, sendo elas icnoespécie e icnogênero (HÄNTZSCHEL, 1975; EKDALE, 1985; RINDSBERG, 1990; BROMLEY, 1996; ICZN, 1999; NETTO, 2001; FERNANDES *et al.*, 2002; CARVALHO; FERNANDES, 2004; BERTLING *et al.*, 2006; ALMEIDA, 2007; FERNANDES; CARVALHO; AGOSTINHO, 2007; SANTANA, 2018). Os termos "igen" e "isp" foram propostos como abreviaturas de icnogênero e icnoespécies, respectivamente, para uso em nomenclatura aberta e para a designação de novo icnotaxón (BROMLEY; D'ALESSANDRO, 1987; BERTLING *et al.*, 2006). A icnotaxonomia dos traços fósseis possui ainda outros níveis menos usuais, e. g. icnofamílias para níveis taxonômicos superiores, subicnogênero e subicnoespécie para níveis taxonômicos inferiores (RINDSBERG, 1990; ICZN, 1999, BERTLING *et al.*, 2006).

A icnotaxonomia, apesar de muito usada, ainda é uma questão que dá margem a uma ampla discussão (NETTO, 2001). A identificação de um novo icnotáxon normalmente é realizada a partir da comparação com traços fósseis descritos na literatura paleoicnológica, em razão do último índice taxonômico, o tratado de paleontologia dos invertebrados (HÄNTZSCHEL, 1975) ter sido publicada em 1975 (NETTO, 2001; CUNHA, 2015). A falta de um índice atualizado favorece os erros de classificação e a proliferação de sinónimas (NETTO, 2001).

Os aspectos como consistência substrato, preenchimento passivo (tipo de preenchimento não relacionado a um recurso biogênico), preservação e tamanho do icnofóssil, idade geológica, distribuição paleogeográfica, fácies deposicionais e critérios baseados no

organismo produtor não devem ser considerados como bases para os icnotáxons, ou seja, não são utilizados como icnotaxobases (PEMBERTON; FREY, 1982; MAGWOOD, 1992; BROMLEY, 1996; BERTLING *et al.*, 2006). A posição nomenclatural dos traços fósseis, as taxobases para organismos e icnofósseis devem ser separadas. Portanto, isso significa que as taxobases biológicas não devem ser usadas para distinguir os traços fósseis (BERTLING, 2007). Por outro lado, aspectos como a morfologia geral, preenchimento, orientação na camada, presença de ramificação, padrões e formato de pegadas são características mais relevantes para a caracterização icnotaxonômica (BROMLEY, 1996).

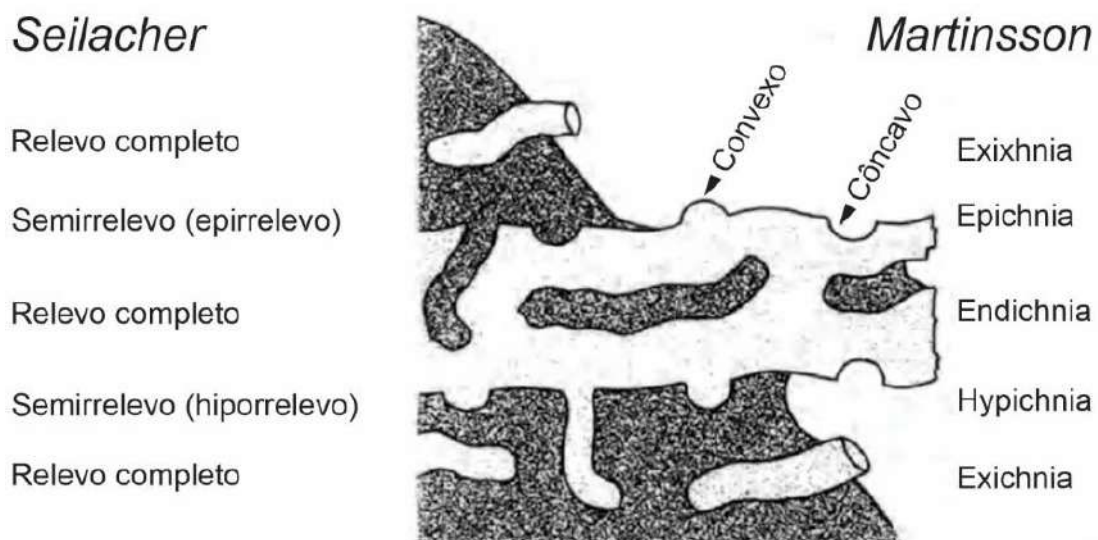
Além da nomenclatura dos icnofósseis, caracterizada anteriormente, os icnofósseis também podem ser classificados de acordo com sua posição em relação ao substrato e seu grau de preservação (classificação estratinômica ou também denominada toponômica). O modo de ocorrência dos traços fósseis é geralmente definido de acordo com sua posição sobre ou dentro dos substratos, ou em uma camada entre eles. Também fazem parte dessa classificação os processos mecânicos envolvidos na fabricação das estruturas biogênicas, estratinomia, e sua alteração, tafonomia (SEILACHER, 1953; FREY, 1971; FREY, 1973; BROMLEY, 1996; FERNANDES *et al.*, 2002; BUATOIS; MÁNGANO, 2011).

A classificação estratinômica é desenvolvida principalmente em seis trabalhos, que são: Seilacher (1953; 1964a e b), Simpson (1956), e Martinsson (1965 e 1970). Simpson (1956) estabeleceu quatro categorias de preservação, que são: junção de camada (*bed-junction*), ocultação da junção da camada (*concealed bed-junction*), soterramento (*burial*) e digenética (*diagenetic*). A preservação de junção de camadas ocorre quando o icnofósseis é preservado em relevo na junção (ou limite) de camada. A preservação de ocultação da junção da camada é quando os túneis dos icnofósseis são preservados como “estruturas independentes” dentro de intervalos litológico diferente. A preservação de soterramento ou sepultamento é relacionada a túneis de icnofósseis que foram revestidos por muco ou algum material orgânico. Se considerar que o revestimento possuía um certo grau de resistência, a erosão de uma camada contendo esses túneis, removeria os sedimentos circundantes e expondo os túneis. Uma nova sedimentação enterraria os túneis. Também está relacionado a esse tipo de preservação os casos que a fase de erosão remove toda camada e os icnofósseis vão ser preservados numa camada subjacente. A preservação digenética ocorre quando os icnofósseis são preservados com um contraste litológico entre o preenchimento do túnel e a camada, não relativo à sedimentação, mas durante a diagênese. Assim, a ocorrência dos icnofósseis, por exemplo, como relevo em nódulos de argila é provavelmente devido à segregação diferencial de carbonato de cálcio durante a diagênese (SIMPSON, 1956).

Anders Martinsson nos seus trabalhos de 1965 e 1970 estabeleceu quatro categorias de preservação, que são: *epichnia*, *hypichnia*, *endichnia* e *exichnia*. A primeira categoria (*epichnia*) corresponde aos icnofósseis preservados na parte superior da camada. A categoria *hypichnia* os icnofósseis são preservados na parte inferior das camadas, os traços fósseis preservados dentro da camada pertence a categoria *endichnia*. A preservação *exichnia* é aquela que os icnofósseis são encontrados fora da camada mais resistente numa sequência estratigráfica, *casting medium* (MARTINSSON, 1965 e 1970).

Seilacher (1953; 1964a e b) propôs uma classificação que se baseia na relação do traço fóssil com a *casting medium*. Três subclassificações foram propostas: relevo completo, semirrelevo e biodeformação. As estruturas em relevo completo são preservadas dentro dos estratos. Os icnofósseis preservados em semirrelevo são comumente encontrados em afloramentos nas superficiais de sedimentos endurecidos e proporciona o máximo de detalhes morfológicos. Essa subclassificação pode ser dividida em epirrelevos, corresponde as estruturas encontradas na parte superior das camadas que podem ser côncavas ou convexas. As estruturas preservadas em hiporrelevos são caracterizadas por ocorrer na base dos estratos e também podem ser divididas em côncavas e convexas. As estruturas biodeformacionais referem-se a interrupções ou deformações da estratificação por causa da atividade biológica.

Figura 3: Comparação da terminologia das classificações estratinômica de Seilacher (1953; 1964a e b) e Martinsson (1965 e 1970).



Modificado de Bromley (1996).

A classificação etológica (ecológica) também foi bastante utilizada na literatura para subdividir os icnofósseis (Figura 4). Os traços fósseis são as principais evidências que refletem

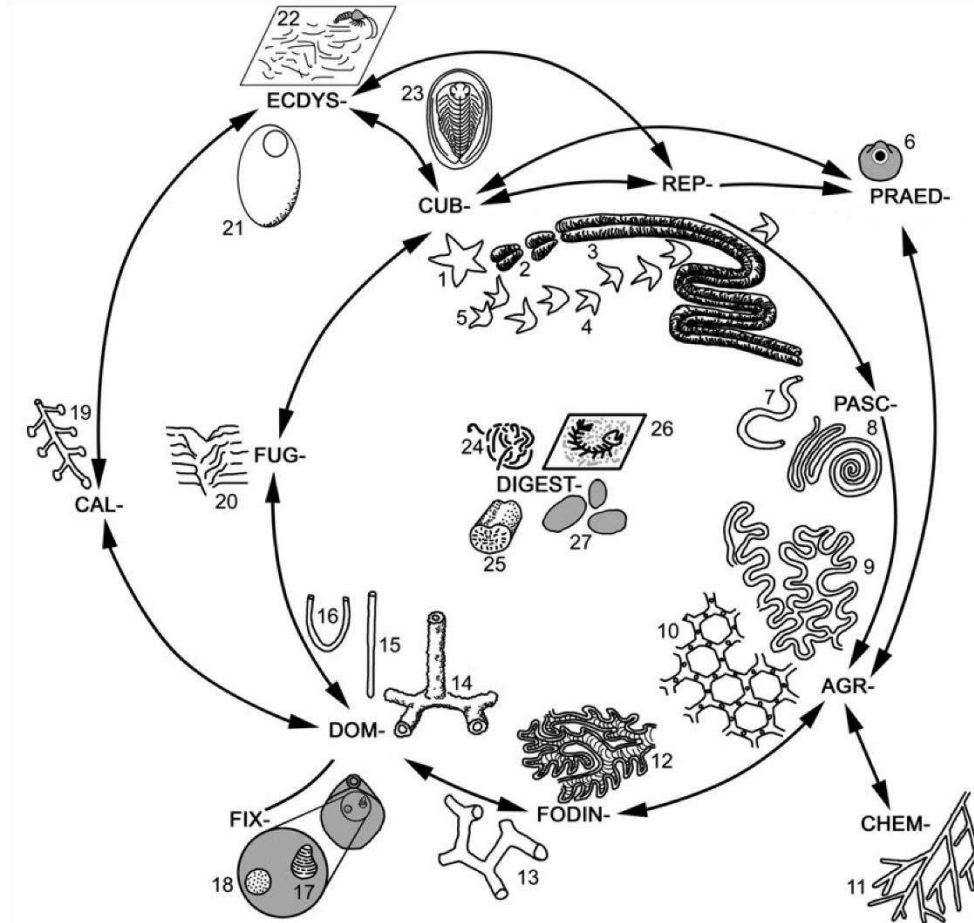
o comportamento dos seus organismos produtores. Com isso, a classificação comportamental dos traços fósseis emprega informações icnológicas disponíveis para produzir valiosas interpretações paleobiológicas sobre os hábitos de vida e os hábitos alimentares, como também, sobre a estrutura da comunidade trófica (EKDALE, 1985; CARVALHO; FERNANDES, 2004; BUATOIS; MÁNGANO, 2011).

A análise ecológica dos traços fósseis é muito utilizada por diversos paleontólogos por fornecer algumas vantagens em relação aos fósseis corporais, dentro as quais se destacam: não podem ser transportados e são comumente preservados onde o material do fóssil corporal é perdido, por isso muitos autores procuram a icnologia para fornecer alguns dos dados paleoecológicos ausentes. Entretanto, os traços fósseis, igual aos fósseis corporais, também podem acumular mais de uma comunidade na mesma camada, o que pode dificultar a interpretação dos dados paleoecológicos (KEGEL, 1957; BROMLEY, 1996, NETTO, 2001).

Inicialmente, Seilacher (1953,1964a) propôs uma classificação etológica baseada em cinco grupos ou categorias comportamentais, são eles: *Repichnia* (traço de locomoção), *Pascichnia* (traço de pastagem), *Fodinichnia* (traço de alimentação), *Domichnia* (traço de habitação) e *Cubichnia* (traço de repouso). Atualmente, também são consideradas como parte da classificação etológica as seguintes categorias: *Agrichnia* (traço de cultivo), *Calichnia* (traço de nidificação), *Chemichnia* (traço de quimiosimbiose), *Digestichnia* (traço de digestão), *Ecdysichnia* (traço de muda), *Fixichnia* (traço de fixação), *Fugichnia* (traço de escape) e *Praedichnia* (traço de predação). O uso de subcategorias é proposto em alguns casos que o comportamento do organismo produtor é bem distinto, especialmente em interpretações ecológicas de certos ambientes onde um comportamento especial pode ser dominante. Entretanto, as subcategorias não são tão utilizadas na literatura (EKDALE *et al.*, 1984, EKDALE, 1985; BROMLEY, 1996; GIBERT *et al.*, 2004; SILVA. 2005; BUATOIS e MÁNGANO, 2011; VIALOV, 1972 *apud* VALLON, 2012; VALLON, 2012; VALLON *et al.*, 2016).

De acordo com Seilacher (1953) e Bromley (1996) existe uma sobreposição natural entre as categorias etológicas, mas isso reflete apenas as intercalações inerentes na natureza. Do mesmo modo, muitos icnofósseis incluem diferentes partes que se enquadram em diferentes categorias da classificação etológica (BROMLEY, 1996). Portanto, a maioria dos organismos tem mais de um tipo de comportamento e muda sua atividade regularmente durante sua vida (VALLON *et al.*, 2016).

Figura 4 – Esquema etológico para os traços fósseis com base no comportamento dos seus organismos produtores. Os nomes das categorias são abreviados (sem o sufixo *-ichnia*). As setas mostram transições entre categorias etológicas. Os traços fósseis dados como exemplos são os seguintes: 1 *Asteriacites* von Schlotheim, 1820; 2 *Rusophycus* Hall, 1852; 3 *Cruziana* d'Orbigny, 1842; 4 pista de vertebrados bípedes; 5: traço de decolagem de um pássaro; 6 *Oichnus* BROMLEY, 1981; 7 *Helminthopsis* Heer 1877 ou *Planolites* Nicholson, 1873; 8 *Helminthoida* Schafhautl 1851; 9 *Cosmorhapha* Fuchs, 1895; 10 *Paleodictyon* Menghini, 1850; 11 *Chondrites* von Sternberg, 1833; 12 *Phycosiphon* Fischer-Ooster, 1858; 13 *Spongiomorpha* Saporta, 1887 ou *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944; 14 *Spongiomorpha* ou *Ophiomorpha* Lundgren, 1891; 15 *Skolithos* Haldeman, 1840; 16: *Arenicolites* Salter, 1857; 17: *Centrichnus* Bromley et Martinell, 1991 num braquiópode; 18 *Podichnus* Bromley et Surlyk, 1973 num braquiópode; 19: escavação de abrigo de besouro; 20 estrutura de escape; 21 *Rebuffoichnus* Roselli, 1987; 22 traço de muda de decápode; 23 *Rusophycus morgati* Baldwin, 1977; 24 *Lumbricaria* Münster, 1831; 25 *Favreina* Brönnimann, 1955; 26 estrutura de regurgitação; 27 gastrólito.



Fonte: Modificado de Bromley (1996) e Vallon *et al.* (2016).

3.4. 2 Icnofácies

As icnofácies são construções conceituais baseadas na identificação de características chave compartilhadas por diferentes icnocenoses de uma ampla gama de idades formadas sob um conjunto semelhante de condições ambientais. As icnocenoses são associações de icnofósseis, temporal e geneticamente relacionados, que refletem as atividades bentônicas dos membros de uma biocenose. Um componente chave de qualquer icnofácies é sua natureza arquetípica (sendo as icnofácies individuais e em escala diferente), o modelo das icnofácies e

as construções conceituais. A elaboração de uma icnofácies envolve duas etapas: primeiramente o processo essencial ou seleção de características chave (por exemplo condições etológicas dominantes, níveis de icnodiversidades, estratégias de alimentação) dentro de uma amostra representativa de icnocenoses de diferentes idades, e posteriormente a articulação dessas características chave com fatores ecológicos e processos deposicionais (FREY, 1973; EKDALE, 1985; NETTO, 2001; FERNANDES *et al.*, 2002; MACEACHERN *et al.*, 2007; BUATOIS; MÁNGANO, 2011). Além disso, as icnofácies tem uma grande importância nas interpretações paleoambientais e análises estratigráficas (ABREU *et al.*, 1993; CATUNEANU, 2006).

3.4.3 Histórico das pesquisas icnológicas na Formação Pimenteira

O Grupo Canindé é caracterizado por um conteúdo icnofossilífero e fossilífero significativo, particularmente na Formação Pimenteira, na qual destaca-se os fósseis de trilobitas, braquiópodes, moluscos, conulárias, crinóides e outros macrofósseis; além de um número expressivo de icnotáxons (FERNANDES e FONSECA, 2005).

Diversos trabalhos discutiram a icnologia da sucessão marinha da Bacia do Parnaíba, como por exemplo: Kegel (1953, 1957, 1961, 1965, 1966), Young *et al.* (2002), Corrêa *et al.* (2004), Agostinho *et al.* (2004), Santos (2005), Silva (2005), Fernandes e Fonseca (2005), Santos e Carvalho (2009), Gracioso (2011), Agostinho *et al.* (2012), Fernandes *et al.* (2012), Silva *et al.* (2012) e Cunha (2015). O pioneiro nos estudos icnológicos sobre o Siluriano e o Devoniano da Bacia do Parnaíba foi o geólogo Wilhelm Kegel. Os seus primeiros trabalhos foram realizados entre 1953 e 1966, principalmente no sudeste do Piauí, compreendendo os arredores das cidades de Picos, Oeiras e Valença do Piauí (SANTOS e CARVALHO, 2009; FERNANDES *et al.*, 2012). Os trabalhos de Wilhelm Kegel sobre a geologia e paleontologia da Bacia do Parnaíba foram essenciais para a definição do atual posicionamento das unidades litoestratigráfica desta bacia, especialmente as silurianas e devonianas (FERNANDES *et al.*, 2012).

Os exemplares descritos por Kegel foram revisados por Fernandes *et al.* (2012). A procedências dos materiais foram revistas e alguns icnofósseis foram reposicionados em outras localidades. Também foi realizado por Fernandes *et al.* (2012) uma atualização das atribuições taxonômicas e litoestratigráficas desses icnofósseis e alguns icnotáxons foram reposicionados. Na Formação Pimenteira, os exemplares originalmente descritos para esta formação como *Crossopodia estrellada* foram colocados em sinonímia para a icnoespécie *Phycosiphon*

incertum Fischer-Ooster, 1858 e o exemplar do icnogênero *Spirophyton* Hall, 1863 foi colocado em sinonímia para *Zoophycos* Massalongo, 1855. Além disso, foi registrado a ocorrência da icnoespécie *Neoskolithos picosensis* Kegel, 1966 para a Formação Pimenteira.

Agostinho *et al.* (2004) identificaram, descreveram e ilustraram duas novas icnoespécies do icnogênero *Bifungites* Desio (1940) para os arenitos da Formação Pimenteira: *Bifungites munizi* e *Bifungites piauiensis*. De acordo com esses autores, as características morfológicas e as dimensões dos exemplares dessas icnoespécies permitiram diferenciá-las das demais formas conhecidas na literatura, acrescentando desse modo novos ichonotaxas às duas icnoespécies de *Bifungites* já conhecidas para o Devoniano no Brasil. Especialmente no caso de *Bifungites munizi*, sua determinação auxiliou na distribuição estratigráfica das formas de *Bifungites* dotadas de terminações reniformes, estendendo-se ao Devoniano Médio (AGOSTINHO *et al.*, 2004).

A tese de doutorado de Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva é um dos mais importantes trabalhos icnológicos da Formação Pimenteira. A autora identificou, descreveu e ilustrou 14 icnoespécies distribuídos em oito afloramentos, localizados na porção centro-leste do estado do Piauí, Nordeste do Brasil. Além da descrição de cada icnotáxon, foram produzidas outras informações fundamentais sobre eles, dentro das quais se destacam: as interpretações ambientais dos afloramentos estudados como ambiente de plataforma rasa correspondente a icnofácies Cruziana, classificação etológica, distribuição espacial e temporal dos traços fósseis (SILVA, 2005).

Agostinho *et al.* (2012) realizaram um importante estudo a partir da classificação sistemática de seis icnogêneros registradas em rochas da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba. O afloramento estudado ocorre próximo à localidade de Oiti, Município de Pimenteiras, estado do Piauí. Como resultado desse estudo, os autores trouxeram uma grande contribuição para o mapeamento icnológico e paleontológico do Devoniano do Nordeste do Brasil, tecendo considerações sobre a paleoecologia, paleogeografia e interpretação paleoambiental da área estudada a partir da comunidade icnológica.

Outro trabalho bastante importante para o avanço do conhecimento icnológico na Formação Pimenteira foi realizado por Silva *et al.* (2012). Estes autores identificaram 20 icnotáxons, sendo oito novos registros de icnoespécies para as camadas areno-pelíticas da Formação Pimenteira, a partir de dez localidades no estado do Piauí. A análise permitiu a descrição do icnogênero *Protovirgularia* McCoy, 1850 em níveis da Formação Pimenteira, confirmando sua ocorrência nesta formação. Esse trabalho também realizou uma identificação

icnotaxonômica formal das ocorrências de icnofósseis e sua localização georreferenciada, que nos trabalhos prévios careciam dessas informações de forma mais precisa.

4 RESULTADOS

4.1 ICNOTAXONOMIA

Ichnogênero *Arenicolites* Salter, 1857

Arenicolites isp.

(Figura 5: A; Figura 6: L)

Descrição: Tubos verticais, paralelos, em forma de “U”, preenchimento semelhante ao encontrado na rocha hospedeira, em epirrelevo convexo, circulares a ovalados em seção transversal, sem *spreite*, sem intercruzamentos e orientados perpendicularmente à estratificação. Os tubos variam seu diâmetro de 13 a 17 mm e com distância entre eles de 14 a 19 mm.

Ichnogênero *Arthraria* Billings, 1872

Arthraria isp.

(Figura 5: B)

Descrição: Traço caracterizado por uma estrutura semelhante a um sino, composto por uma haste conectada a duas terminações. O preenchimento do traço é diferente da rocha hospedeira. As terminações têm forma hemisférica. Este ichnogênero é registrado pela primeira vez na Bacia do Parnaíba. A preservação ocorre em relevo cheio e os espécimes possuem entre 5 e 18 mm de diâmetro e 12 a 32 mm de comprimento.

Ichnogênero *Beaconites* Vialov, 1962

Beaconites isp.

(Figura 5: C)

Descrição: Traço reto, paralelo ao plano de estratificação, paredes retas, não ramificado, meniscado e preservado em epirrelevo convexo. O material de preenchimento do tubo é compacto e semelhante à rocha hospedeira. O diâmetro do tubo é de 24 mm e o comprimento de 145 mm.

Ichnogênero *Bifungites* Desio, 1940

Bifungites cruciformis Muniz, 1982

(Figura 5: D)

Descrição: Traço fóssil caracterizado por um eixo central retilíneo, subcilíndrico, sem ornamentação e corpos terminais em forma de cruz em ambas as extremidades. Estas

extremidades têm contornos subarredondados e forma subcilíndrica. A extremidade vertical, que coincide com o prolongamento do eixo central, é ligeiramente menor que as extremidades horizontais. Os exemplares estão preservados em epirrelevo convexo. O exemplar possui o comprimento total de 61 mm, o comprimento do eixo de 29 mm, a distância entre os extremos dos braços perpendiculares ao eixo de 14 mm e o diâmetro do eixo igual a 15 mm.

Bifungites piauienses Agostinho; Viana; Fernandes, 2004

(Figura 5: E-F)

Descrição: Traços horizontais caracterizados por um eixo central e corpos terminais. São preservados em epirrelevo convexo, com um eixo central retilíneo, subcilíndrico e corpos terminais geralmente em forma de seta. Os exemplares variam o comprimento total entre 40 e 77,6 mm, comprimento do eixo basal entre 22,5 e 48,1 mm, largura máxima dos corpos terminais entre 10 e 26 mm e largura do eixo basal entre 3 e 10 mm.

Ichnogênero *Cruziana* d'Orbigny, 1842

Cruziana isp.

(Figura 5: G)

Descrição: Traço reto a levemente sinuoso, horizontal, bilobado e com um sulco mediano alongado. Os lóbulos estão dispostos em forma de V. O preenchimento do traço é semelhante ao da rocha hospedeira. Preservação como relevo cheio com diâmetro de 7 a 22 mm.

Ichnogênero *Cylindrichnus* Toots in Howard, 1966

Cylindrichnus isp.

(Figura 5: H)

Descrição: Traço circulares a ovais, em secção transversal, orientado verticalmente ao plano de estratificação, com revestimento concêntrico e preenchimento semelhante ao da rocha hospedeira. Preservação como relevo cheio e diâmetro de 4 a 18 mm.

Ichnogênero *Didymaulichnus* Young, 1972

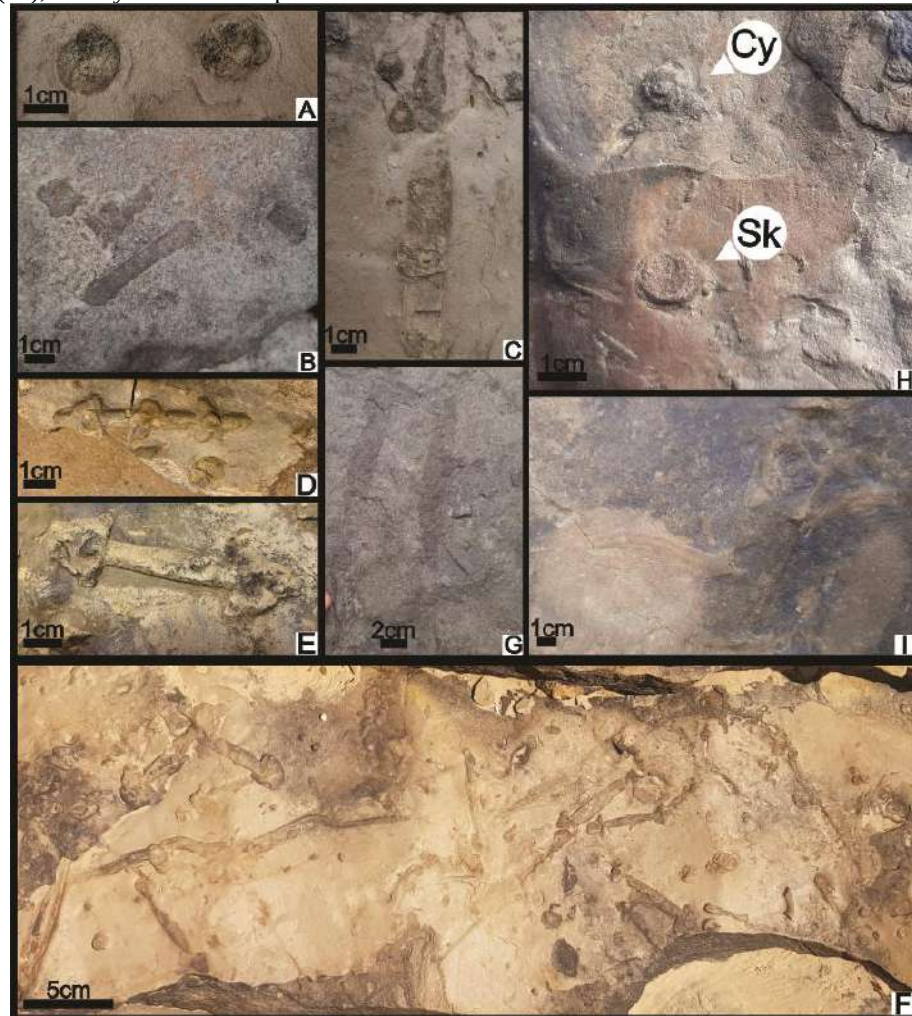
Didymaulichnus isp.

(Figura 5: I)

Descrição: Pista alongada, reta a levemente curvada, bilobada, com sulco central estreito, dois lobos sem ornamentação e paralelo ao acamamento. O preenchimento do traço é semelhante ao

da rocha hospedeira. Preservação em epirrelevo positivo ou epirrelevo negativo, com largura de 8 a 15 mm e até 180 mm de comprimento.

Figura 5: A. *Arenicolites* isp., B. *Arthraria* isp., C. *Beaconites* isp., D. *Bifungites cruciformis*, E-F. *B. piauiensis*, F. Interseção transversal entre vários espécimes de *B. piauiensis*. G. *Cruziana* isp., H *Cylindrichnus* isp. (Cy) e *Skolitos* isp. (Sk), I. *Didymaulichnus* isp.



Fonte: O autor (2021).

Ichnogênero *Diplichnites* Dawson, 1873

Diplichnites isp.

(Figura 6: A-B)

Descrição: Traços caracterizados por duas séries de pistas paralelas, relativamente similares, sem sulco ou crista medial e oblíqua ou perpendicular em relação ao eixo da série. Os traços individuais são pequenos, alongados, circulares e com os espessamentos moderadamente regulares. Estão preservados em epirrelevo convexo. A largura dos traços individuais varia de 0,4 a 0,80 mm e comprimento de 1,3 a 2,1 mm. O comprimento total da estrutura varia entre 85 e 131 mm.

Ichnogênero *Diplocraterion* Torell, 1870

Diplocraterion isp.

(Figura 6: C)

Descrição: Toca cilíndrica, em forma de “U”, lisa, sem forro e vertical ao plano da camada. O preenchimento do traço é semelhante ao da rocha hospedeira. O *spreiten* liga as duas aberturas verticais. Preservação em relevo cheio, com os tubos apresentando entre 6 e 9 mm de diâmetro e a estrutura com até 45 mm de comprimento.

Ichnogênero *Granularia* Pomel (1849)

Granularia isp.

(Figura 6: D; Figura 7: L)

Descrição: Traços retos a levemente sinuosos, não ramificados, paralelos ao plano de estratificação e caracterizados pela presença de pequenas partículas circulares a elipsoidal de areia ou argila. Preservado em epirrelevo convexo. As partículas são achatadas e de tamanho muito menor que o diâmetro do tubo, em média seis vezes menor. O comprimento dos tubos varia de 25 a 51 mm e diâmetro de 6 a 9 mm.

Ichnogênero *Gyrophyllites* (Glocker, 1841)

Gyrophyllites isp.

(Figura 6: F)

Descrição: Traços fósseis caracterizados por estruturas radiais, com lobos em forma de petaloides, que irradiam de um eixo central e possui uma margem circular. Estão preservados de dois a quatro lobos, paralelos ao plano de estratificação e que podem ou não ser sobrepostos. Os traços estão preservados em epirrelevo convexo. O diâmetro total dessas estruturas são 19 e 36 mm, o comprimento de cada lobo varia entre 6 e 18 mm, a largura entre 4 e 11 mm e a largura dos eixos centrais dos exemplares de 2 a 8 mm.

Ichnogênero *Halimedes* Lorenz von Libumau 1902

Halimedes annulata (Vialov, 1971)

(Figura 6: G-H)

Descrição: Tubos retos a levemente sinuosos, não ramificados e paralelos ao plano de estratificação. O comprimento varia de 55,4 a 77,7 mm e largura de 1,5 a 4,9 mm. Os tubos também são caracterizados por câmaras subesféricas regularmente espaçadas. A largura das câmaras varia entre 4,3 e 10,0 mm, comprimento entre 4,9 e 10,7 mm e a distância entre as

câmaras varia entre 8,5 e 12,0 mm. Estão preservados em relevo completo ou epirrelevo convexo e com o preenchimento semelhante ao da rocha hospedeira. Esta icnoespécie é registrada pela primeira vez no Brasil.

Ichnogênero *Helminthopsis* Heer, 1877

Helminthopsis isp.

(Figura 6: I)

Descrição: Traço compostos por tubos não ramificados, sem ornamentação, sinuosos, horizontais, preenchimento diferente ao da rocha hospedeira e paralelos ao plano de estratificação. Os tubos devido a sua sinuosidade podem criar segmentos com forma de ferradura. Preservação como relevo cheio e diâmetro entre 2 e 8 mm.

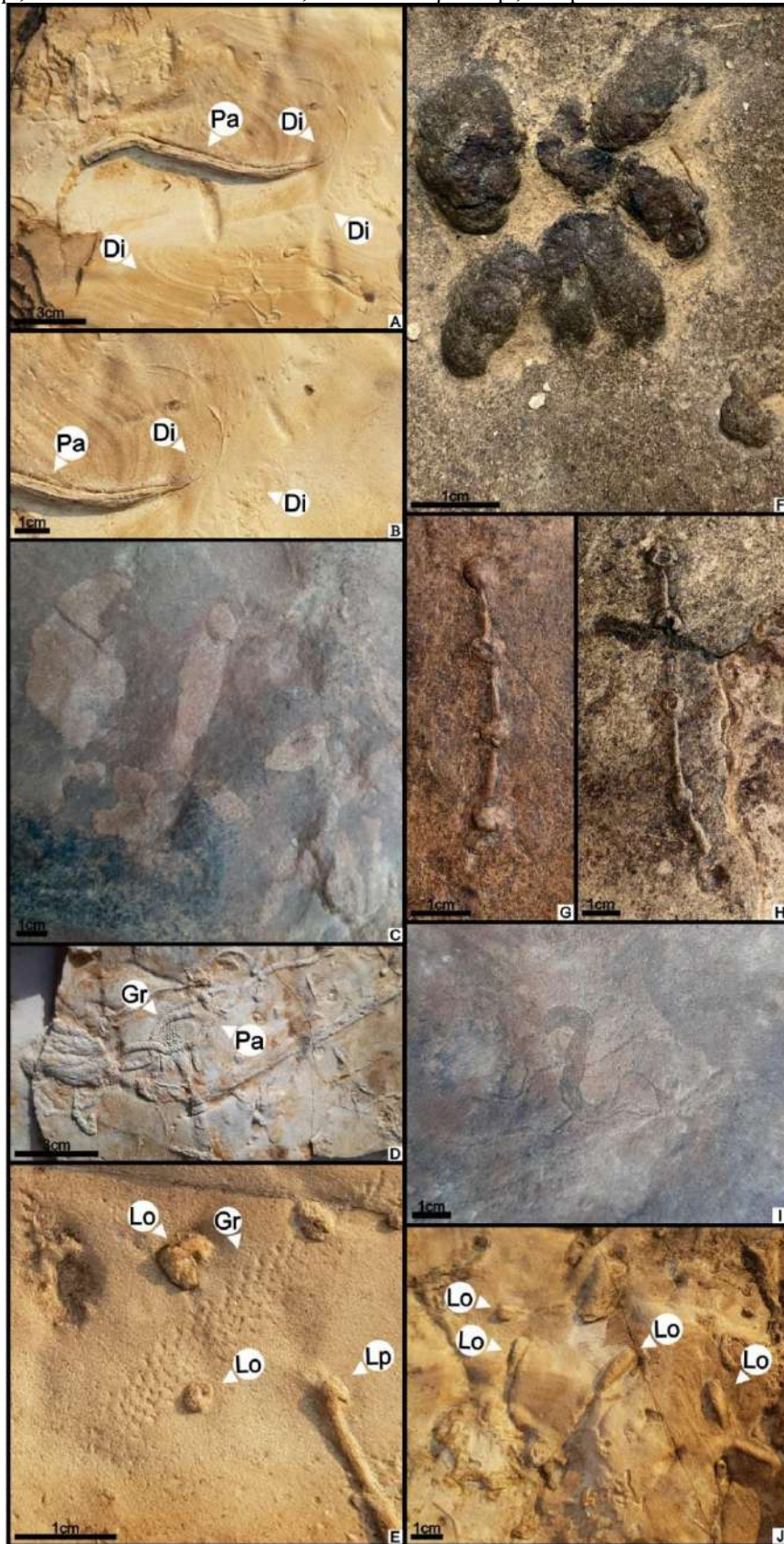
Ichnogênero *Lockeia* James, 1879

Lockeia siliquaria James, 1879

(Figura 6: E, J)

Descrição: Escavações horizontais pequenas, preservadas em epirrelevo convexo, paralelas em relação ao plano de estratificação, com topo ovalado e superfície lisa. As paredes laterais são afinadas. As extremidades mostram formas diferentes, sendo uma mais arredondada. O comprimento do traço varia de 8,3 a 11,9 mm e a largura de 2,8 a 5,8 mm.

Figura 6: A-B. *Diplichnites* isp. (Di) e *Palaeophycus tubularis* (Pa) (em B, detalhe do *Diplichnites*), C. *Diplocraterion* isp., D. *Granularia* isp. (Gr) sobrepondo *P. tubularis*, E. espécimes de *Lockeia siliquaria* (Lo), F. *Gyrophyllites* isp., G-H. *Halimedes annulate*, I. *Helminthopsis* isp., J. espécimes de *Lockeia siliquaria* (Lo).



Fonte: O autor (2021).

Lophoctenium Richter, 1850

Lophoctenium haudimmineri Chamberlain, 1971

(Figura 7: A-C)

Descrição: Traço formado por pequenos feixes, ramificados e encurvados em direção a parte interna, pouco espaçados, às vezes sobrepostos. Preservado em epirrelevo convexo. Nos exemplares mais preservados a estrutura lembra um rooster-tail. A largura da estrutura varia de 13,6 a 69,6 mm e o comprimento de 27,61 a 141,98 mm.

Ichnogênero *Nereites* MacLeay, 1839

Nereites isp.

(Figura 7: D)

Descrição: Traço horizontal, sinuoso, não ramificado, composto por uma cadeia bisseriada formada por pelotas subcirculares, e entre as séries ocorre um pequeno sulco. Preservação como epirrelevo negativo, com 6 a 15 mm de largura e até 340 mm de comprimento.

Ichnogênero *Palaeophycus* Hall, 1847

Palaeophycus tubularis Hall, 1847

(Figura 7: A; E-F)

Descrição: Tubos horizontais, ligeiramente curvos a retos, não ramificados, circular em seção transversal, com preenchimento semelhante ao da rocha hospedeira, revestimento fino e parede lisa. Preservados em relevo completo ou epirrelevo convexo. Em alguns exemplares observa-se o colapso da estrutura (figura 7A). O diâmetro máximo é de 10 mm e o comprimento varia entre 30 e 334 mm.

Ichnogênero *Psammichnites* Torell, 1870

Psammichnites isp.

(Figura 7: G)

Descrição: Traço retilíneo a levemente sinuoso, paralelo ao plano de estratificação, com preenchimento ativo (*backfilled*) semelhante ao da rocha hospedeira e base unilobada. O traço não é ramificado, apresentando preservação em relevo cheio, com 12 a 32 mm de largura e até 123 mm de comprimento.

Ichnogênero *Planolites* Nicholson, 1873

Planolites isp.

(Figura 7: H-J)

Descrição: Tubos moderadamente curvos a retos, paralelos ao plano de estratificação, não ramificados, circular a semicircular em seção transversal, com preenchimento diferente ao da rocha hospedeira e paredes lisas. Preservados em epirrelevo convexo. O comprimento desses traços varia de 10 a 163 mm e diâmetro de 2 a 18 mm.

Ichnogênero *Protopaleodictyon* Książkiewicz, 1970

Protopaleodictyon spinata (Geinitz, 1867)

(Figura 7: K-L)

Descrição: Traços irregularmente cilíndricos, com ramificações nos ângulos, meandros de primeira ordem mais largos e meandros de segunda ordem mais curtos. Apresenta um apêndice por ondulação e os meandros estão dispostos em forma de zigue-zague. Preservados em epirrelevo convexo. Diâmetro do tubo mede de 3,3 a 6,5 mm e a extensão total das malhas é no máximo 169 mm. Os segmentos retos compreendidos entre os apêndices medem de 13,7 a 31,7 mm de comprimento.

Ichnogênero *Rosselia* Dahmer, 1937

Rosselia isp.

(Figura 8: A)

Descrição: Traço vertical, em relação ao plano de estratificação, com uma abertura em forma de funil, contendo um revestimento espesso concêntrico. O preenchimento do tubo é semelhante ao da rocha hospedeira. Preservação em relevo cheio e diâmetro de 9 a 23 mm.

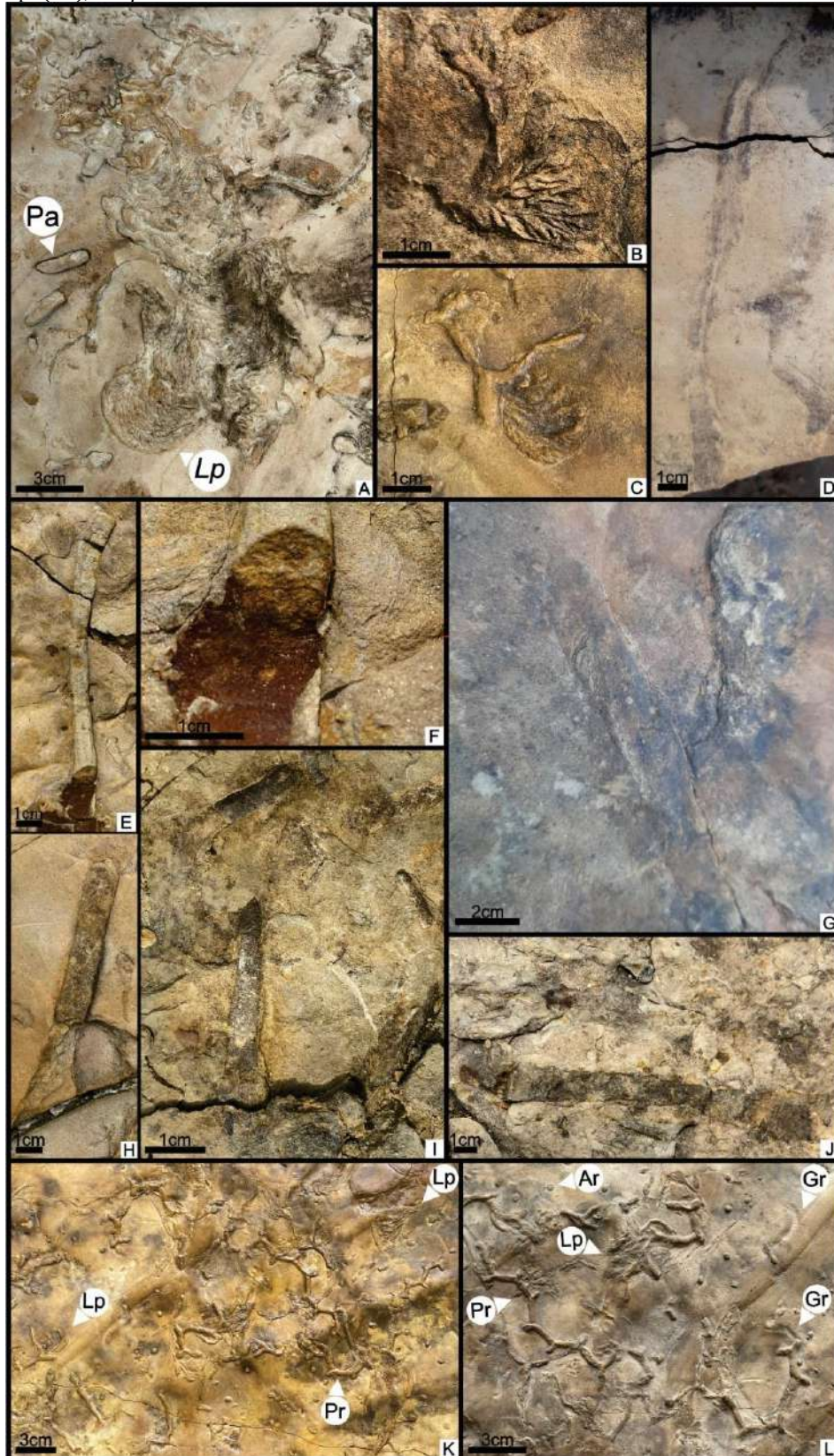
Ichnogênero *Rusophycus* Hall, 1852

Rusophycus isp.

(Figura 8: B)

Descrição: Traço bilobado, alongado, relativamente estreito, contorno circular, sulco mediado raso e paralelo aos lobos. A margem anterior é mais baixa e estreita em comparação à margem posterior, com isso os lobos são mais próximos na região anterior. Os exemplares estão preservados em epirrelevo convexo. O comprimento é de 27,4 mm e largura de 13 mm.

Figura 7: A-C *Lophoctenium haudimineri* (Lp), e *Palaeophycus tubularis* em A (Pa), D. *Nereites* isp., E-F. *Palaeophycus tubularis*, com detalhe de um espécime em seção transversal (E), G. *Psammichnites* isp., H-J. *Planolites* isp., K-L. *Protopaleodictyon spinata* (Pr) e *L. haudimineri*. L. Detalhe do *Arenicolites* isp. (Ar), *Granularia* isp. (Gr), *P. spinata* e *L. haudimineri*.



Fonte: O autor (2021).

Ichnogênero *Schaubcylindrichnus* Frey and Howard, 1981

Schaubcylindrichnus isp.

(Figura 8: C)

Descrição: Traço caracterizado por um tubo vertical, em relação ao plano de estratificação, e com a abertura circular a subcircular. O preenchimento do tubo é semelhante ao da rocha hospedeira. Este ichnogênero é registrado pela primeira vez na Bacia do Parnaíba. Preservação em relevo cheio e diâmetro de 3 a 12 mm.

Ichnogênero *Skolithos* Haldeman, 1840

Skolithos isp.

(Figura 5: H)

Descrição: Traço caracterizado por um único tubo vertical e com a abertura cilíndrica. O preenchimento de sedimentos do tubo é maciço e semelhante ao da rocha hospedeira. Preservação em relevo cheio e diâmetro de 2 a 32 mm.

Ichnogênero *Taenidium* Heer, 1877

Taenidium barretti (Bradshaw, 1981)

(Figura 8: F)

Descrição: Traço fóssil com estrutura cilíndrica horizontal, meniscada, sinuosa, sem parede e ramificação. Os meniscos são finos, curvos e com espaçamento variável. Os exemplares estão preservados em epirrelevo convexo e com preenchimento semelhante ao da rocha hospedeira. O diâmetro varia de 5 a 16,1 mm e o comprimento de 37,8 a 133,2 mm. Esta icnoespécie é registrada pela primeira vez na Bacia do Parnaíba.

Ichnogênero *Teichichnus* Seilacher, 1955

Teichichnus rectus Seilacher, 1955

(Figura 8: D-E)

Descrição: Tubos longos, retos a sinuosos, raramente ramificado, sem revestimento, paralelos ao plano de estratificação, com preenchimento semelhante ao da rocha hospedeira e *spreite* retrusivo. Estão preservados em relevo completo. Entretanto, em alguns exemplares não estão completos. O diâmetro do tubo é igual a 7,2 mm e o comprimento a 291,9 mm. Esta icnoespécie é registrada pela primeira vez na Bacia do Parnaíba.

Ichnogênero *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944

Thalassinoides isp.

(Figura 8: G)

Descrição: Sistemas de tubos horizontais, retos a ligeiramente sinuosos, ramificados e com bifurcações em forma de “Y”. As paredes externas dos tubos são lisas, na parte interna não apresenta revestimento e o preenchimento é semelhante a rocha hospedeira, localmente preenchido com fósseis de poliquetas. Nos exemplares estudados não são observadas as ramificações verticais que partem da estrutura dos tubos horizontais. Preservação em relevo cheio e diâmetro de 12 a 65 mm, com até 43 mm de comprimento.

Figura 8: A. *Rosselia* isp., B. *Rusophycus* isp. (Ru) e *Palaeophycus tubularis* (Pa), C. *Schaubcylindrichnus* isp., D-E. *Teichichnus rectus*, com detalhe do *spreiten* no plano da camada (E), F. *Taenidium barretti*, G. *Thalassinoides* isp.



Fonte: O autor (2021).

4.2 ARTIGO 1 – Análise petrográfica e diagenética na Formação Pimenteira: estudo comparativo em diferentes contextos deposicionais

Artigo submetido na Revista Brasileira de Geografia Física.

Análise petrográfica e diagenética na Formação Pimenteira: estudo comparativo em diferentes contextos deposicionais

Emmanuel Franco Neto^{1*}, Zenilda Viera Batista², Sonia Agostinho³, Daniel Sedorko⁴, Edilma de Jesus Andrade⁵, Carlos Alves Moreira Junior⁶, João Vicente Calandrini Azevedo⁷, João Pedro Santana Bezerra⁸, Thamara Welle Rodrigues Barbosa Van⁹, Mario Lima Filho¹⁰

¹Mestrando em Geociências; Programa de Pós-Graduação em Geociências; Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1118-2420>. E-mail: emmanuel.franco@ufpe.br.

²Professora do Centro de Tecnologia, Engenharia de Petróleo, Universidade Federal de Alagoas (UFAL).

³Bióloga do Departamento de Geologia, Centro de Tecnologias e Geociências; Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). ⁴Professor do Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

⁵Professora do Departamento de Geologia, Centro de Ciências Exatas e Tecnologia, Universidade Federal de Sergipe (UFS). ⁶Mestrando em Geociências; Programa de Pós-Graduação em Geociências; Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

⁷Doutorando em Geologia e Geoquímica, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica; Universidade Federal do Pará (UFPA). ⁸Doutorando em Geociências; Programa de Pós-Graduação em Geociências; Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

⁹Graduanda em Geologia, Departamento de Geologia, Centro de Tecnologias e Geociências; Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). ¹⁰Professor do Departamento de Geologia, Centro de Tecnologias e Geociências; Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

*Autor correspondente

RESUMO

As seções estudadas, Rio Sambito e São Miguel do Tapuio (Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba), são pouco conhecidas quanto à petrografia e diagênese dos seus arenitos. Neste contexto, o presente trabalho procura aprofundar o conhecimento petrográfico e busca sequenciar a evolução diagenética a que foram submetidas as rochas presentes nos locais estudados. Foram identificadas litofácies a partir de descrições *in loco* e levantamento de perfis estratigráficos. Também foram preparadas onze lâminas delgadas a partir de amostras de arenitos, siltitos e folhelhos, com o propósito de realizar uma caracterização petrográfica e de evolução diagenética subsequente. Através da caracterização de fácies sedimentares combinada com informações sobre sistemas deposicionais, foram identificados sete tipos de litofácies diferentes. A assembleia de minerais presentes nos arenitos de São Miguel do Tapuio é constituída predominantemente por quartzo, enquanto os arenitos do Rio Sambito são compostos por quartzo, plagioclásio (albita), muscovita, rutilo, turmalina e magnetita. Tanto as rochas de São Miguel do Tapuio, quanto as do Rio Sambito foram afetadas por vários processos diagenéticos, alguns desses processos alteraram a porosidade original dessas rochas. A análise petrográfica e petrológica mostraram que os arenitos das seções de São Miguel do Tapuio e Rio Sambito compreendem quartzarenitos e subarcóseos. A composição primária das rochas estudadas, e a porosidade, foram modificadas por processos e constituintes diagenéticos durante os estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Ressalta-se que a petrografia e os processos diagenéticos das duas seções são similares, diferenciando apenas a intensidade de atuação de cada processo.

Palavras chaves: Diagênese; Reservatório; Bacia do Parnaíba; Formação Pimenteira.

Petrographic and diagenetic analysis in the Pimenteira Formation: comparative study in different depositional contexts

ABSTRACT

The studied sections, Sambito River and São Miguel do Tapuio (Pimenteira Formation, Devonian of the Parnaíba Basin), are little known regarding the petrography and diagenesis of their sandstones. In this context, the present work deeps the knowledge on petrography and diagenetic evolution of these sequences. We identified lithofacies from *in loco* descriptions and raised stratigraphic profiles. We also performed petrographic characterization for eleven thin sections, prepared from samples of sandstones and shales, aiming to evaluate their diagenetic evolution. From characterizing sedimentary facies combined with information on depositional systems, we identified seven different lithofacies. The assemblage of minerals

present in the sandstones of São Miguel do Tapuio consists predominantly of quartz, while the sandstones of the Rio Sambito are composed of quartz, plagioclase (albite), muscovite, rutile, tourmaline and magnetite. Both rocks from São Miguel do Tapuio and Rio Sambito were affected by several diagenetic processes, some of which altered the original porosity of these rocks. The petrographic and petrological analysis showed that the sandstones of the São Miguel do Tapuio and Rio Sambito sections comprise quartzarenites and subarkoses. The primary composition of the studied rocks and their porosity were modified by diagenetic processes and constituents during the stages of eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis. It should be noted that the petrography and diagenetic processes of the two sections are similar, differing only in the intensity of each process.

Keywords: Diagenesis; Reservoir; Parnaíba Basin; Pimenteiras Formation.

Introdução

A Formação Pimenteira tem sido alvo de vários estudos de cunho paleontológico e estratigráfico, particularmente por constituir uma unidade rica em fósseis e icnofósseis devonianos, como por exemplo podemos citar os trabalhos de Kegel (1953, 1957, 1961, 1965, 1966), Young et al. (2002), Corrêa et al. (2004), Agostinho et al. (2004), Santos (2005), Silva (2005), Fernandes e Fonseca (2005), Santos e Carvalho (2009), Gracioso (2011), Agostinho *et al.* (2012), Fernandes et al. (2012), Silva et al. (2012), Cunha (2015), Memoria *et al.* (2021), Santos et al. (2021), Franco-Neto et al. (2023), Sedorko et al. (2023). Alguns autores atribuíram a esta unidade a qualidade de bom reservatório devido ao contato direto com as principais rochas geradoras (Góes et al., 1990; Young, 2003; Young e Borghi, 2003; ANP, 2017; Miranda et al., 2018; Cioccarì e Mizusaki, 2019).

A litologia da Formação Pimenteira consiste em folhelhos cinza-escuros a pretos, esverdeados, radioativos, com alto teor de matéria orgânica, em parte bioturbados, intercalados por siltitos e arenitos. A deposição ocorreu em plataforma rasa dominada por tempestades e representa a ingressão marinha mais importante da bacia (Della Fávera e Uliana, 1979; Della Fávera, 1982; Caputo, 1984; Della Fávera, 1990; Góes et al., 1993; Rodrigues et al., 1995; Melo e Loboziak, 2003; Vaz et al., 2007).

A Formação Pimenteira possui um intervalo de arenito, denominado informalmente como “arenito b” por Young (2003) e Young e Borghi (2003), anteriormente referenciado informalmente como sub-unidade DpB por Oliveira e Barros (1976). Este intervalo de arenito foi depositado por eventos de regressão forçada e poderiam funcionar como caminhos preferenciais para a migração e a acumulação de hidrocarbonetos (rocha reservatória) devido ao contato direto com as principais rochas geradoras (Góes e Souza; Teixeira, 1990; Young, 2003; Young e Borghi, 2003; Anp, 2017; Miranda et al., 2018; Cioccarì e Mizusaki, 2019).

A região estudada, Rio Sambito e São Miguel do Tapuio, é pouco conhecida quanto à petrografia e diagênese dos arenitos localizados nessa região. Neste contexto, o presente trabalho analisa o conhecimento petrográfico e busca sequenciar a evolução diagenética a que foram submetidos os arenitos em questão e demais litologias presentes nos locais estudados.

Este estudo tem como objetivo completar os conhecimentos já existentes sobre os arenitos da unidade, que são de interesse acadêmico e para indústria petrolífera, bem como subsidiar o melhor

entendimento das características texturais, mineralógicas e diagenéticas desses arenitos reservatório. Ressalta-se ainda que estes dados são importantes à adequada exploração dessa unidade.

O presente estudo ajudará na evolução do conhecimento geológico da bacia, assim como para a geologia do petróleo e, consequentemente, para a indústria petrolífera (subsidiando futuros trabalhos ou projetos exploratórios na Bacia do Parnaíba).

Contexto geológico

A Formação Pimenteira (Eifelião-Frasniano) corresponde a maior ingressão marinha na Bacia do Parnaíba. Seus sedimentos são representados em seções espessas de folhelhos cinza-escuros, radioativos, com níveis de estruturas de bioturbação e um elevado teor de matéria orgânica (Aguiar, 1971; Lima e Leite, 1978; Caputo, 1984; Della Fávera, 1990; Rodrigues, 1995; Rodrigues et al., 1995; Milani e Zalan, 1999; Milani e Thomaz Filho, 2000; Loboziak; Caputo e Melo, 2000; Grahn et al., 2001; Young, 2003; Melo e Loboziak, 2003; Fernandes; Fonseca, 2005; Vaz et al., 2007; Grahn e Young; Borghi, 2008; Ponciano et al., 2012; Trindade et al., 2015; Jaju et al., 2018).

Registram-se também a intercalação dos folhelhos com siltitos e arenitos de granulação fino a médio, geralmente exibindo estratificação cruzada *hummocky*. Além disso, destacam-se níveis de óólitos ferruginosos, definidos por serem fortemente ferrificados, de aspecto laterítico e com algumas camadas de matriz carbonática com teor de P_2O_5 na ordem de 1,5 a 2,1% (Aguiar, 1971; Oliveira e Barros, 1976; Lima e Leite, 1978; Della Fávera e Uliana, 1979; Della Fávera, 1982; Caputo, 1984; Santos et al., 1984; Della Fávera, 1990; Loboziak et al., 2000; Vaz et al., 2007; Santos e Carvalho, 2009). A Formação Pimenteira foi depositada em ambientes de plataforma dominada por tempestades. Também é caracterizada a ocorrência de grandes número e diversidade de fósseis e icnofósseis nessa unidade litoestratigráfica (Lima e Leite, 1978; Della Fávera e Uliana, 1979; Della Fávera, 1982; Della Fávera, 1990; Silva et al., 2003; Fernandes e Fonseca, 2005; Milani et al., 2007).

Contexto petrolífero da Formação Pimenteira

Os sistemas petrolíferos atípicos da Bacia do Parnaíba são caracterizados por intervalos de folhelhos marinhos da Formação Pimenteira (Devoniana), que é considerado como principal potencial gerador dos hidrocarbonetos, sendo os folhelhos das formações Tianguá (Siluriano) e

Longá (Devoniano-Carbonífero) possíveis geradores secundários. A Formação Codó (Cretáceo) tem intervalos ricos em matéria orgânica, entretanto, são considerados imaturos (Mesner e Wooldridge, 1964; Lima, 1982; Caputo e Lima, 1984; Góes et al., 1990; Loboziak et al., 1992; Góes e Feijó, 1994; Rodrigues, 1995; Rodrigues *et al.*, 1995; Milani e Zalan, 1999; Loboziak et al., 2000; Grahn et al., 2001; Melo e Loboziak, 2003; Milani et al., 2007; Vaz et al., 2007; Grahn et al., 2008; ANP, 2015; Cardona, 2015; Costa Junior e Magalhães, 2016; ANP, 2017; Miranda *et al.*, 2018; Cioccarei e Mizusaki, 2019; Miloski *et al.*, 2020). A Formação Pimenteiras possui um intervalo de arenito, denominado informalmente como “arenito b” por Young (2003) e Young e Borghi (2003), anteriormente referenciado informalmente como sub-unidade DpB por Oliveira e Barros (1976). Este intervalo de arenito é depositado por eventos de regressão forçada e poderiam funcionar como caminhos preferenciais para a migração e a acumulação de hidrocarbonetos (rocha reservatório) devido ao contato direto com as principais rochas geradoras (Góes et al., 1990; Young, 2003; Young e Borghi, 2003; ANP, 2017; Miranda et al., 2018; Cioccarei e Mizusaki, 2019).

Localização da área de estudo

O afloramento do Rio Sambito (Zona UTM 24 S: 218038 m E; 9307027 m S, DATUM SIRGAS 2000) está localizado no povoado de Oiti, entre as cidades de Pimenteiras e Valença do Piauí, estado do Piauí, Nordeste do Brasil (Figura 1). A seção estudada é mais bem observada durante o período de seca do rio. Foi denominada nesse estudo como afloramento do Rio Sambito. Também será alvo desse estudo, o afloramento localizado no povoado de Alto Alegre (Zona UTM 24 S: 242903 m E; 9377835 m S, DATUM SIRGAS 2000), na cidade de São Miguel do Tapuio, estado do Piauí. Este afloramento foi denominado afloramento de São Miguel do Tapuio.

Materiais e métodos

No presente trabalho foram realizadas as identificações das litofácies dos dois afloramentos estudados (Rio Sambito e São Miguel do Tapuio) utilizando como referência os trabalhos de Clement e Tackett (2021), Franco Neto *et al.* (2023) e Miall (1977 e 1996).

As litofácies foram identificadas através de levantamento de perfis estratigráficos, levando em consideração: litologia predominante; estruturas

sedimentares presentes; geometria dos corpos; espessura dos corpos sedimentares; granulometria; cor; medidas de paleocorrentes; e análise de sistema deposicional.

No total, foram preparadas onze lâminas delgadas a partir de amostras de arenitos, siltitos e folhelhos coletadas em afloramentos da região de estudo, com o propósito de realizar uma caracterização petrográfica e de evolução diagenética subsequente. Para o processo de confecção dessas lâminas, as amostras foram impregnadas com resina epóxi azul, empregando a metodologia descrita por Cesero et al. (1989), visando aprimorar a visualização e análise da porosidade através de Microscopia Óptica. Com o objetivo de caracterizar a petrografia dos minerais opacos, foi realizada na GEOLAB-Soluções em geologia, o polimento metalográfico utilizando pasta de diamante na granulometria de 1 e 1/4 micra, em pano macio, por um tempo total de 1 hora.

Foram realizadas descrições quantitativas e qualitativas utilizando um microscópio petrográfico modelo O600P Opticam, que permite a observação de luz transmitida e refletida, equipado com uma câmera digital integrada.

A análise por microscopia óptica teve como objetivo identificar a composição mineralógica e descrever aspectos texturais, diagenéticos, contato entre grãos e porosidade. Foram contados um total de 300 pontos observados em cada lâmina (incluindo arcabouço, matriz, cimento e porosidade), seguindo a metodologia proposta por Gazzi-Dickinson (cf. Zuffa, 1985).

A avaliação da granulometria, arredondamento e seleção dos grãos foi conduzida de acordo com os critérios estabelecidos por Wentworth (1922), Teixeira *et al.* (2003), Powers (1953) e Longiaru (1987). Quanto à maturidade textural e mineralógica, as definições foram embasadas nas contribuições de Folk (1951, 1974) e Pettijohn (1975), respectivamente.

A avaliação convencional da porosidade envolveu a quantificação dos poros em seções finas, empregando tanto a análise modal quanto a observação visual. Os resultados foram expressos em porcentagem. Consequentemente, a porosidade média dos arenitos da Formação Pimenteiras foi calculada como a média aritmética das porosidades determinadas em cada seção fina, seguindo a abordagem de Gesicki *et al.* (2009).

Para a classificação dos arenitos utilizou-se seus principais constituintes, segundo a proposta de Folk (1968), considerando o teor total de quartzo, feldspato e fragmentos líticos. Realizou-se a análise de Difractometria de Raios-X (DRX) em três amostras para a caracterização da mineralogia. As

análises foram conduzidas no Laboratório da Universidade Federal Rural de Pernambuco, campus Garanhuns.

As amostras de rocha foram previamente pulverizadas com um pistilo em um gral de ágata e depois peneiradas utilizando uma peneira com abertura de 0,75 mm (ABNT 200 mesh). Utilizou-se um aparelho de difração de Raios-X da marca Rigaku, modelo Ultima, operando com uma corrente de 20 mA e uma tensão de 40 kV. A análise empregou a radiação Cu Ka ($\lambda = 1.540600\text{\AA}$) de cobre e o goniômetro foi configurado para uma velocidade de 2° por minuto e faixa angular de varredura 2θ de 4 a 50° .

A porosidade média dos arenitos da Formação Pimenteira foi determinada pela média aritmética das porosidades obtidas em cada seção delgada, seguindo a abordagem de Gesicki *et al.* (2009).

A compactação das rochas foi avaliada por meio do índice de Kahn (1956), que categoriza o empacotamento como frouxo, normal ou fechado. Esse índice está relacionado com a disposição dos grãos no interior da rocha, podendo variar entre um arranjo mais compacto ou mais poroso, dependendo da história de deposição e soterramento das rochas. O índice de Kahn é expresso em termos percentuais.

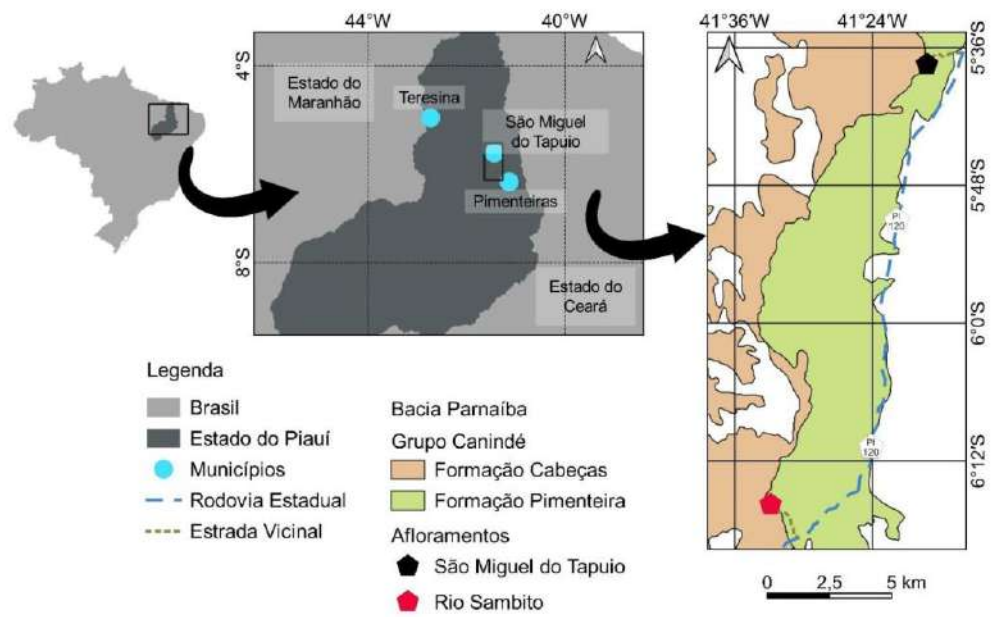


Figura 1: Localização dos afloramentos estudados (São Miguel do Tapuio e Rio Sambito). Extraído de Angelim et al. (2004) e IBGE (2021).

Resultados e discussão

As rochas que compõem o leito do Rio Sambito, município de Pimenteiras e o povoado Alto Alegre, na região do município de São Miguel do Tapuio, fazem parte da Formação Pimenteiras. O afloramento do leito do Rio Sambito foi descrito anteriormente em alguns artigos, como por exemplo Agostinho et al. (2012), Ponciano et al. (2012) e Franco Neto et al. (2023). A base de dados disponíveis para este estudo compreende dois afloramentos localizados nesses municípios, os quais são denominados de afloramento do Rio Sambito e afloramento de São Miguel do Tapuio.

O estudo detalhado de afloramentos foi feito por meio de levantamentos de perfis estratigráficos (Figuras 2 e 3), medidas de paleocorrentes e montagem de painéis fotográficos, associado à análise petrográfica, que permitiu identificar as litofácies e os processos diagenéticos.

Caracterização faciológica

Através da caracterização de fácies sedimentares combinada com informações sobre sistemas deposicionais, foram identificadas sete tipos de litofácies diferentes nas regiões estudadas (Tabela 1), sendo duas litofácies em São Miguel do Tapuio (arenito muito fino a fino com estratificação plano-paralela e folhelho laminado) e sete no Leito do Rio Sambito (arenito muito fino a fino com estratificação plano-paralela, arenito muito fino a fino com estratificação cruzada *Swaley*, arenito fino com estratificação cruzada *hummocky*, arenito muito fino a fino com marca de ondas, calcário maciço, siltitos finos e folhelho laminado).

Litofácies de arenito muito fino a fino com estratificação plano-paralela (Sh)

Esta litofácies foi identificada em São Miguel de Tapuio e é composta por arenito de granulação muito fina a fina, apresentando estratificação plano-paralela (Figura 4A). Suas cores variam entre tons de amarelo a vermelho ou

cinza escuro, com grãos que variam de 0,20 a 0,28 mm. Essa litofácies ocorre em camadas com espessura de 10 a 20 cm e possui uma pequena área aflorante com extensão horizontal, assumindo uma forma lenticular aparente.

A litofácies *Sh* é uma das mais proeminentes na região estudada, sendo encontrada sobreposta a corpos de folhelhos e apresentando um contato abrupto e irregular com eles (Figura 4B). Essa fácies é interpretada como um fluxo de leito planar, indicando a presença de regime de fluxo inferior e superior (Miall, 1977).

Litofácies de arenito muito fino a fino com estratificação planar (Sp)

Esta litofácies foi encontrada em São Miguel de Tapuio e é composta por arenito de granulação muito fina a fina, apresentando estratificação planar (Figura 4C). Suas cores variam em tons de amarelo. Essa litofácies ocorre em camada com espessura de 15 cm e possui uma pequena área aflorante com extensão horizontal, assumindo uma forma lenticular aparente.

A litofácies *Sp* está sobreposta a corpos de arenitos da litofácies *Sh* e apresentando um contato abrupto com eles. Essa litofácies se forma pela migração de dunas 2-D. Os grãos de areia são transportados pelo flanco da camada por tração e suspensão intermitente (Miall, 1996).

Litofácies de siltito com estratificação planar (Ssp)

Esta litofácies foi descrita no leito do Rio Sambito. Trata-se de um siltito de coloração cinza escuro com estratificação planar (Figura 4D). Essa litofácies ocorre em camadas com espessura variando entre 10 e 20 cm. É amplamente exposta horizontalmente, apresentando uma geometria semelhante a uma lente.

A litofácies *Sp* é uma das mais bem visíveis na área de estudo e possui um contato concordante com a fácies *Ssw*. Essa litofácies é interpretada como fluxo de leito planar, indicando a presença de um regime de fluxo inferior e superior (Miall, 1977).

Tabela 1: Síntese das principais litofaceis das seções do Rio Sambito e São Miguel do Tapuio, Formação Pimenteira. Esquema de litofaceis com base em Miall (1977 e 1996), Clement e Tackett (2021) e Franco Neto et al. (2023).

Código da Litofaceis		Seção	Características sedimentares	Processo deposicional
<i>Sh</i>	Arenito muito fino a fino com estratificação plano-paralela	São Miguel do Tapuio	Arenito muito fino, com coloração amarelada a vermelho, com estratificação plano-paralela e geometria lenticular	Fluxo de leito planar (regime de fluxo inferior e superior)
<i>Sp</i>	Arenito muito fino a fino com estratificação planar	São Miguel do Tapuio	Arenito de granulação muito fina a fina, apresentando estratificação planar e geometria lenticular	Os grãos de arcia são transportados pelo flanco da camada por tração e suspensão intermitente
<i>Ssp</i>	Siltito com estratificação planar	Rio Sambito	Siltito, com coloração cinza escuro, estratificação planar e geometria lenticular	Fluxo de leito planar (regime de fluxo inferior e superior)
<i>Ssw</i>	Arenito muito fino a fino com estratificação cruzada <i>Swaley</i>	Rio Sambito	Arenito muito fino a fino, de coloração amarelada a cinza escuro, com estratificação cruzada <i>Swaley</i> e geometria lenticular	Deposição sob fluxos oscilatórios dominantes no Shoreface médio a inferior durante eventos de tempestade
<i>Shcs</i>	Arenito fino com estratificação cruzada hummocky	Rio Sambito	Arenito de granulação muito fina a fina, de coloração amarelada a cinza escuro, com estratificação cruzada hummocky e geometria lenticular	Deposição em regime de fluxo combinado com forte componente oscilatória na antepraia inferior para a zona offshore de transição, durante eventos de tempestade
<i>Sw</i>	Arenito muito fino a fino com marca de ondas	Rio Sambito	Arenito muito fino a fino, de coloração amarelada a cinza escuro, com laminação cruzada de ondas (muitas vezes simétrico, raramente assimétrico) e geometria lenticular	Migração de pequenas ondulações de ondas 2-D e 3-D em regimes de baixa energia
<i>Sfc</i>	Siltitos Finos	Rio Sambito	Siltitos finos, de coloração marrom a cinza, caracterizado pela presença de marcas de onda e geometria lenticular	Migração de pequenas ondulações de ondas 2-D e 3-D em regimes de baixa energia
<i>Cam</i>	Calcário maciço	Rio Sambito	Finas camadas, de coloração branca, com espessura de 1 a 4 cm de calcário maciço e geometria lenticular	Precipitação de CaCO_3 em águas de plataforma externa, com baixa energia e abaixo da linha de ação das ondas
<i>Fol</i>	Folhelho laminado	Rio Sambito e São Miguel do Tapuio	Folhelhos, de coloração cinza claro a amarelo, com laminação planar a ondulada, muitas vezes truncada e geometria lenticular	Dominância da decantação sob zona marítima de transição de baixa energia



Figura 2: Perfil do afloramento do Rio Sambido. Modificado de Franco Neto et al. (2023).



Figura 3: Perfil do afloramento de São Miguel do Tapuio.

Litofácies de arenito muito fino a fino com estratificação cruzada Swaley (Ssw)

A litofácies identificada no leito do Rio Sambito, consiste em arenito de granulação muito fino a fino, com coloração que variam de amarelada a cinza escuro. Possui estratificação cruzada *Swaley* (Figura 4E). Essa litofácies ocorre em camadas com espessura entre 10 e 50 cm e apresenta uma ampla extensão horizontal aflorante, exibindo uma geometria aparentemente lenticular (Franco Neto et al., 2023). Essa litofácies possui um contato concordante com as litofácies *Sh*, *Sw* e *H*. É interpretada como resultado de deposição sob fluxos oscilatórios no *Shoreface* médio a inferior, durante eventos de tempestade (Franco Neto et al., 2023).

Litofácies de arenito fino com estratificação cruzada hummocky (Shcs)

A litofácies foi encontrada no leito do Rio Sambito e é composta por arenito fino, de coloração variando entre amarelada a cinza escuro, exibindo estratificação cruzada do tipo *hummocky* (Figura 4F). Ocorre em camadas com espessura entre 10 cm e 20 cm, apresentando uma ampla extensão horizontal aflorante e uma geometria aparentemente lenticular (Franco Neto et al., 2023).

Essa litofácies possui um contato concordante com as litofácies *Sh* e *H*. É interpretada como resultado de deposição em regime de fluxo combinado, com um forte componente oscilatório, desde a antepaia inferior até a zona *offshore* de transição, durante eventos de tempestade (Franco Neto et al., 2023).

Litofácies de arenito muito fino a fino com marca de ondas (Sw)

A litofácies identificada no leito do Rio Sambito, consiste em arenito fino, com coloração que variam de amarelada a cinza escuro, exibindo marcas de ondas (Figura 5A). Essa litofácies ocorre em camadas com espessura entre 10 e 60 cm e apresenta uma ampla extensão horizontal aflorante, exibindo uma geometria aparentemente lenticular. Localmente encontra-se muito fraturado (Franco Neto et al., 2023).

Essa litofácies possui um contato concordante com as litofácies *Ssw*, *Sh* e *H*. É interpretada como migração de pequenas ondulações em regimes de baixa energia, tanto em ondas bidimensionais quanto tridimensionais (Franco Neto et al., 2023).

Litofácies de Siltitos Finos (Sfc)

A litofácies *Sfc* é composta por siltitos finos, com coloração que variam de marrom a cinza, e é caracterizada pela presença de marcas de onda (Figura 5B). Essa litofácies ocorre em camadas decimétricas, com tamanhos variando de 20 a 60 centímetros, apresentando uma geometria lenticular contínua e com grande extensão lateral. Essa litofácies é encontrada sobreposta e sotoposta aos arenitos da litofácies *Sh*, apresentando contato concordante.

Os siltitos finos ocorrem em intercalações com os arenitos das litofácies *Sh*. Eles são interpretados como resultado da migração de pequenas ondulações 2-D e 3-D em regimes de baixa energia (Franco Neto et al., 2023).

Litofácies de calcário maciço (Sw)

A litofácies encontrada no leito do Rio Sambito, corresponde à calcário maciço de coloração branca (Figura 5C). Essas litofácies ocorrem em camadas com espessura variando entre 1 cm e 4 cm, apresentando uma pequena extensão horizontal aflorante e uma geometria aparentemente lenticular.



Figura 4: Litofácies Sh de arenito muito fino a fino com estratificação plano-paralela (A); Litofácies de folhelho laminado em contato irregular com a Litofácies Sh (B); Litofácies Sp de arenito muito fino a fino com estratificação planar em geometria aparentemente lenticular (C); Litofácies Ssp de siltito com estratificação planar em contato concordante com a Litofácies Ssw (D); Litofácies Ssw de arenito muito fino a fino com estratificação cruzada Swaley (E); Litofácies Shes de arenito fino com estratificação cruzada *hummocky* (F).

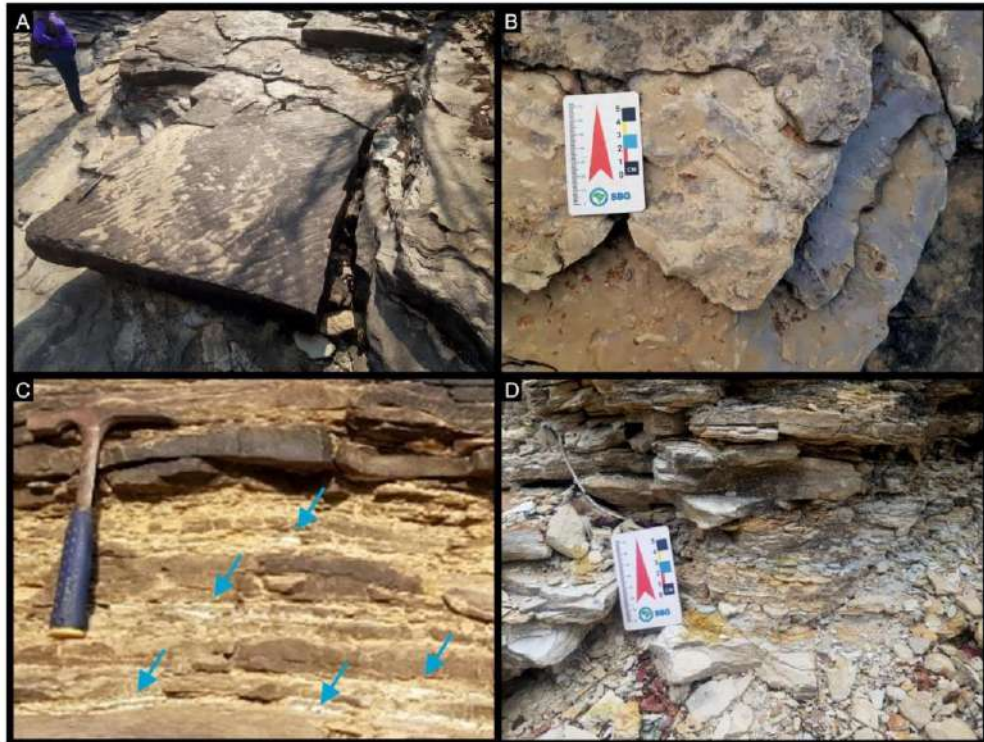


Figura 5: Litofácies Sw de arenito muito fino a fino com marcas de onda e fraturado (A); Litofácies Sfc de Siltitos Finos com marcas de onda (B); Litofácies Sw de calcário maciço (seta em azul) (C); Litofácies de folhelhos laminados (D).

A litofácies *Sw* possui um contato concordante com a litofácies *Shcs* e *Ssw*. É interpretada como resultado da precipitação de CaCO_3 em águas de plataforma externa, caracterizadas por baixa energia e abaixo da linha de ação das ondas (Clement e Tackett, 2021).

Litofácies de folhelhos laminados (Fol)

A litofácies *Fol* foi encontrada no leito do Rio Sambito e em São Miguel do Tapuio. É composta por folhelhos, com coloração variando de cinza claro a amarelo, apresentando laminação planar a ondulada (Figura 5D), frequentemente truncada (Franco Neto et al., 2023). Essas litofácies ocorrem em camadas decimétricas, com tamanho variando de 2 a 20 cm, exibindo uma geometria lenticular contínua e uma grande extensão lateral.

Essa litofácies possui um contato concordante com as litofácies *Ssw*, *Shcs* e *Sw* no Rio Sambito. Na seção de São Miguel de Tapuio o contato abrupto e irregular com a litofácies *Sh*. É interpretada como resultado da predominância de processos de decantação na zona marítima de transição de baixa energia (Franco Neto et al., 2023).

As características sedimentológicas e estratigráficas indicam que os paleoambientes deposicionais podem ser interpretados como sendo marinhos plataformais *offshore* e *offshore* transicional, com constantes eventos de tempestades. As grandes tempestades provocam grande impacto em ambientes marinhos rasos e nos processos de sedimentação associados (Nichols, 2009).

Segundo Caputo (1984), a ausência de carbonatos e gipsita são indicadores climáticos sedimentares de clima quente no Devoniano da Bacia do Parnaíba, sugerindo que a deposição sedimentar no Devoniano dessa bacia ocorreu predominantemente em clima frio.

Caracterização Petrográfica

Os arenitos de São Miguel do Tapuio possuem granulação que varia de areia muito fina a fina, com predomínio da classe fina. Apresentam seleção boa à moderada e os grãos variam entre subarredondados a subangulosos (predomínio do primeiro), com baixa a média esfericidade (Figura 6A). Estes grãos mostram orientação preferencial com estratificação paralela e/ou imbricada, por vezes ocorrem de forma alcatória e com laminação irregular marcada pela concentração de muscovita orientada e minerais opacos (Figura 6B). Estas rochas são texturalmente maduras (segundo Folk,

1951, 1974), pois apresentam apenas traços de matriz argilosa diagenética (infiltrada).

Com relação à composição mineralógica primária, é predominantemente representada por grãos de quartzo (min. de 48% e máx. de 69%), destes, 99,9% são monocristalinos (Figura 6A) com extinção ondulante e reta. De forma subordinada, predomina os feldspatos (min. de 2% e máx. de 6%) e minerais acessórios (min. de 2% e máx. de 11%); são raros os fragmentos líticos, com uma média de apenas 0,7% dos constituintes primários.

Os grãos de feldspatos são dos tipos microclínio (com macla do tipo xadrex), ortoclásio e plagioclásio (com macla do tipo polissintética), predominando o primeiro (Figura 6C e D). Quanto aos fragmentos líticos, foram observados apenas *chert* (Figura 6E) e fragmento indistinto.

Os minerais acessórios são diversificados, representados por muscovita, biotita, magnetita, zircão, hematita, titanita, rutilo, piroxênio, turmalina, epidoto e clorita (Figura 6F). Os minerais mais estáveis como o zircão, rutilo e turmalina ocorrem nas formas euédricas e prismáticas, sendo que os dois primeiros também exibem forma arredondada.

A pouca matriz que ocorre é argilosa, e os cimentos são compostos por óxido/hidróxido de ferro oriundos da alteração de hematita, magnetita e biotita, respectivamente, e cimento de sílica, com o predomínio do primeiro tipo.

Os contatos pontuais são os mais frequentes entre os grãos, seguidos dos contatos retos e côncavo-convexos (Figura 7A), com raros suturados, conferindo um empacotamento normal e fechado; além disso, o arcabouço é sustentado pelos elastos. A porosidade estimada situa-se entre 22% e 24%, sendo predominantemente primária intergranular (Figura 7B).

Em São Miguel do Tapuio também ocorre folhelho laminado composto por principalmente por argilominerais, seguido de micas (biotita e muscovita) orientadas (Figura 7C), quartzo e feldspato (ortoclásio). Em proporções menores ocorrem minerais opacos como hematita, magnetita, rutilo e provável pirita, além de cimento de óxido de ferro e indícios de matéria orgânica. Os grãos de quartzo e feldspato apresentam formas angulosas e subarredondadas, com baixa esfericidade. A porosidade identificada é secundária do tipo fratura, gerada pela compactação mecânica (Figura 7D).

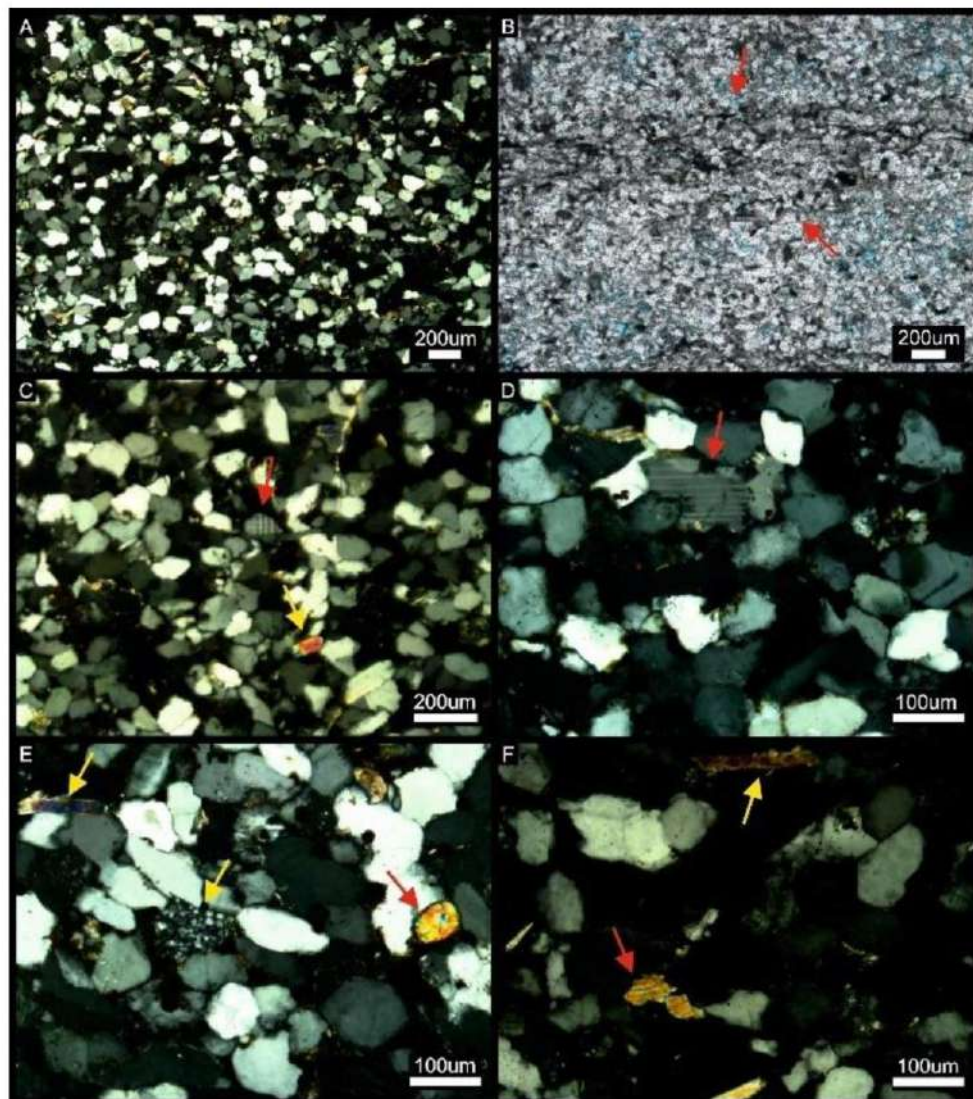


Figura 6: Aspectos texturais, estruturais e composicionais dos arenitos de São Miguel do Tapuio. Grãos moderadamente selecionados, subarredondados a subangulosos (PX) (A); Estratificação paralela irregular marcada pela concentração de muscovita orientada e minerais opacos (setas; P//) (B); Feldspato microclínio com macha do tipo xadrez (seta vermelha), e zircão prismático euédrico (seta amarela; PX) (C); Plagioclásio com macla do tipo polissintética (seta vermelha; PX) (D); *Chert* (seta amarela), zircão arredondado euédrico (seta vermelha) e muscovita (seta laranja; PX) (E); Biotita se alterando (seta amarela) e piroxênio (seta vermelha; PX) (F).

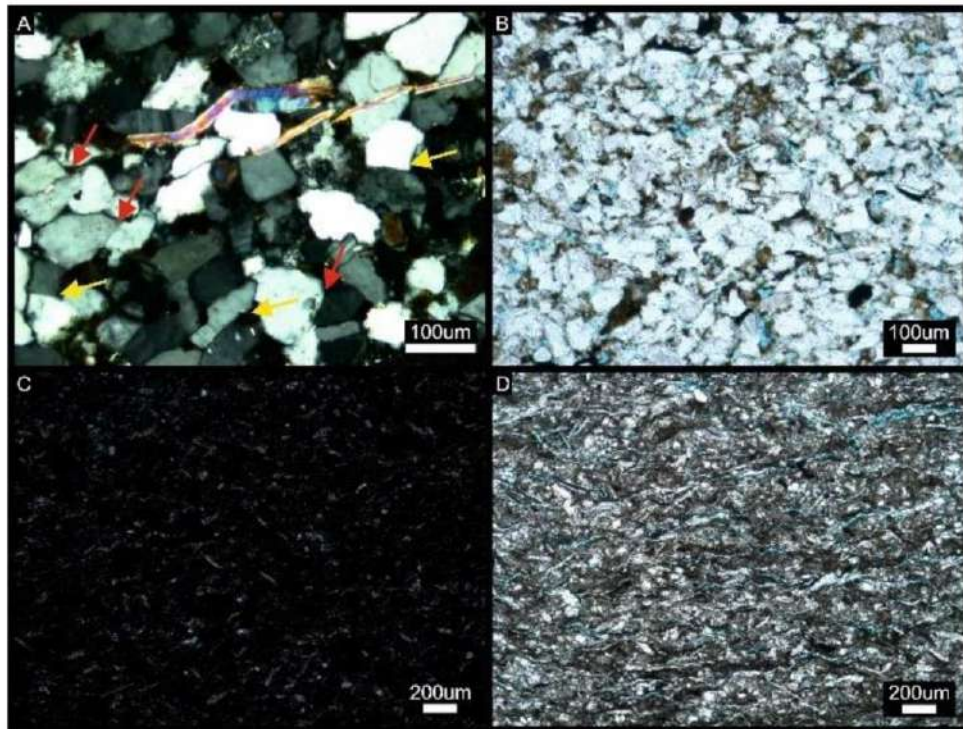


Figura 7: Petrografia, porosidade e estrutura das rochas de São Miguel do Tapuio. Contatos retos (setas amarelas) e côncavo-convexos (setas vermelhas) entre os grãos (PX) (A); Porosidade primária intergranular (P//) (B); Folhelho laminado com muscovitas e biotitas orientadas (PX) (C); Folhelho laminado com minerais opacos e muitas fraturas (P//) (D).

No leito do Rio Sambito os arenitos apresentam granulação que varia de areia muito fina a areia fina e silte micáceo em direção ao topo (Figura 8A), são moderadamente a bem selecionados, com grãos angulosos a subarredondados e com baixa esfericidade (Figura 8B). Os grãos apresentam orientação com estratificação prioritariamente planar exibindo muitos minerais opacos e matéria orgânica (Figura 8C), porém, às vezes esses grãos ocorrem dispostos de forma aleatória. Quanto à maturidade textural, em geral, esses arenitos são imaturos (Folk, 1951, 1974).

Do ponto de vista composicional, o quartzo é o mineral primário predominante, ocorrendo na forma monocristalina (mín. de 53% e máx. 64%), com extinção ondulante e reta (Figura 8B). Os feldspatos representam cerca de 2,7% mínimo e 4,8% máximo dos minerais do arcabouço desses arenitos, sendo representados por microclínio, ortoclásio e plagioclásio (Figura 8D). Ressalta-se que fragmentos líticos não foram encontrados nessas rochas. Os minerais acessórios (mín. de 10% e máx. 16%) como muscovita, biotita, hematita, zircão, magnetita, rutilo, magnetita, clorita estão presentes (Figuras 8E e F), com predomínio do primeiro, além de pirita (Figura 9A).

A matriz dos arenitos do Rio Sambito é constituída por argilominerais infiltrados, ocorrendo na forma de agregados. O cimento é variado, constituído predominantemente óxido de ferro derivado da alteração de hematita (Figura 9B) e magnetita e, minoritariamente, por sílica e óxido de titânio oriundo da alteração de rutilo.

Em uma das amostras o empacotamento é fechado, predominando contatos retos, côncavo-convexos e raros contatos suturados, com um o arcabouço sustentado pelos clastos e pela matriz; na outra amostra o empacotamento é normal, com contatos majoritariamente pontuais e grãos flutuando na matriz. A porosidade é baixa, predominantemente primária intergranular, com média variando entre 3,5% e 6,5%; também ocorre porosidade secundária por faturamento de grãos.

De acordo com o critério de Folk (1968), os arenitos de São Miguel do Tapuio e do Rio Sambito são classificados como quartzoarenitos e subarcóseos (Figura 10).

Na seção do Rio Sambito foram encontrados siltitos finos e muito finos micáceos com laminações plano-paralelas (Figura 11A e B) e siltitos argilosos, este último exibindo lentes de silte e argila intercaladas (Figura 11C).

Os siltitos finos e muito finos micáceos são compostos essencialmente por quartzo monocristalino, ortoclásio e plagioclásio com macla do tipo polissintética, além de muscovitas

estiradas e orientadas (Figura 11A e B; Figura 11D). Minerais opacos ocorrem em grande quantidade, principalmente hematita e magnetita e, de forma subordinada, pirita e rutilo; por vezes ocorre traços de biotita em uma das amostras. Em duas das amostras ocorre matéria orgânica (alga) estirada seguindo a mesma orientação das muscovitas (Figura 11E), além de um material opaco sem forma, semelhante a matéria orgânica. Silva (2014) identificou esse tipo de alga em rochas pelíticas da seção devoniana da Bacia do Rio do Peixe. Segundo esta autora, este material trata-se de algas verdes da classe *Prasinophyceas*.

Com relação à presença dessa matéria orgânica nesses siltitos, é possível que a ilita, que é produto da alteração da esmectita, tenha causado dissolução ao longo do contato entre grãos de quartzo e, com isso, promovido a migração de hidrocarbonetos (Khalifa e Morad, 2015). Portanto, isto pode ser uma das causas possíveis da presença de matéria orgânica nessas laminações.

Os grãos desses litotipos são angulosos a subarredondados, com esfericidade baixa e média. O cimento presente é de óxido/hidróxido de ferro, os contatos entre os grãos, quando ocorrem, são pontuais; a porosidade é baixa e é representada por poros intergranulares (primários) e poros intragranulares do tipo fratura (secundários).

Algumas amostras apresentam planos de estratificação com abundância de minerais micáceos e lentes argilosas intercaladas com níveis de silte compostos por de quartzo e muscovita, que podem estar associadas a ambientes subaquáticos, podendo ser mar raso. Também ocorrem outros níveis de minerais opacos (magnetita) de forma descontínua seguindo a mesma orientação desses planos de estratificação (Figura 11F).

Com relação aos siltitos argilosos, estes são constituídos basicamente por quartzo monocristalino, feldspatos dos tipos ortoclásio e plagioclásio, muscovita e argilominerais. A presença de minerais opacos também é considerável, principalmente de hematita, magnetita e rutilo; em menor quantidade ocorre pirita.

Nessas rochas as partículas de siltes são angulosas a subarredondadas, com baixa esfericidade (a maioria das partículas são alongadas) e, por vezes, aparecem flutuando em meio à argila. O cimento é de óxido de ferro e ocorre com grande concentração em alguns planos de laminação.

Normalmente os grãos não se tocam, pois flutuam na argila. A porosidade intergranular é muito baixa, visto que ocorre um alto grau de cimentação. Contudo, a porosidade secundária do tipo fratura é frequente.

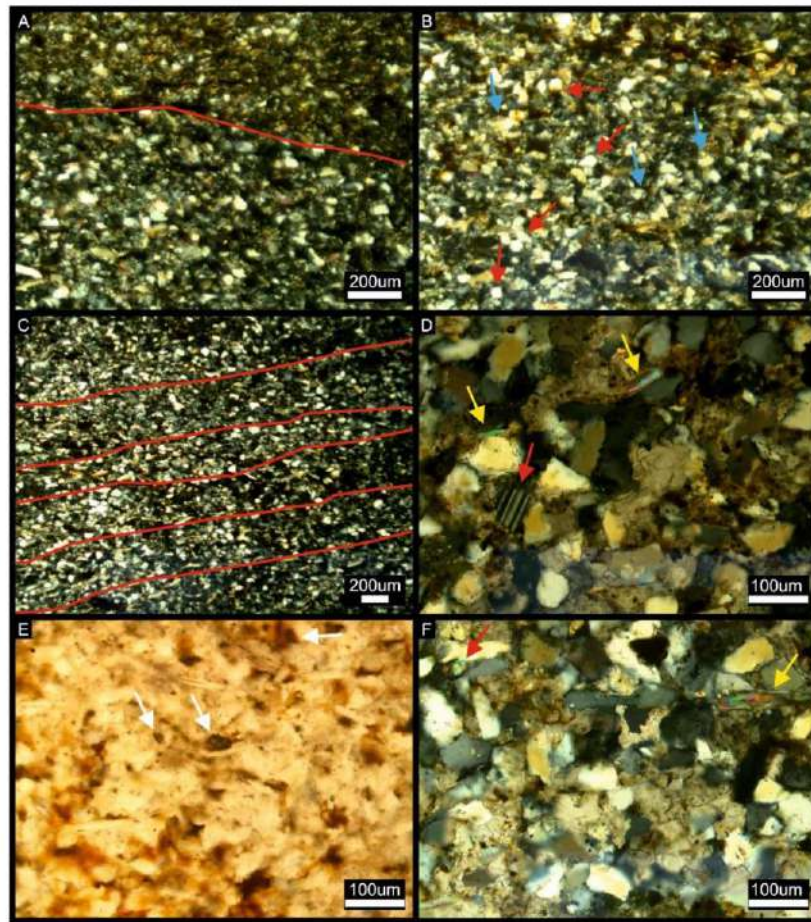


Figura 8: Aspectos texturais, estruturais e composicionais dos arenitos do Rio Sambito. Arenito muito fino a fino na base (abaixo da linha vermelha) e siltito micáceo em direção ao topo (acima da linha vermelha; PX) (A); Grãos de quartzo bem a moderadamente selecionados, subarredondados (setas vermelhas) a angulosos (setas azuis; PX) (B); Estratificação planar com orientação, minerais opacos e matéria orgânica (PX) (C); Feldspato plagioclásio com macla polissintética (seta vermelha) e muscovitas estiradas alteradas para argila (setas amarelas; PX) (D); Grãos de rutilo (setas brancas; P//) (E); Zircão prismático euédrico (seta vermelha) e muscovita estirada (seta amarela; PX) (F).

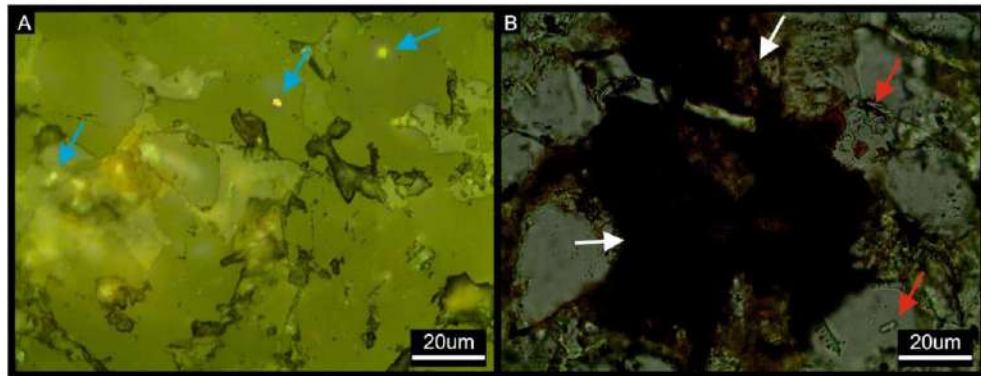


Figura 9: Cristais de pirita euédrica sob luz refletida (seta azul; P//polarizadores paralelos) (A); Cimento de hematita vista em luz transmitida (setas brancas) e inclusões fluidais (setas vermelhas; PX) (B).

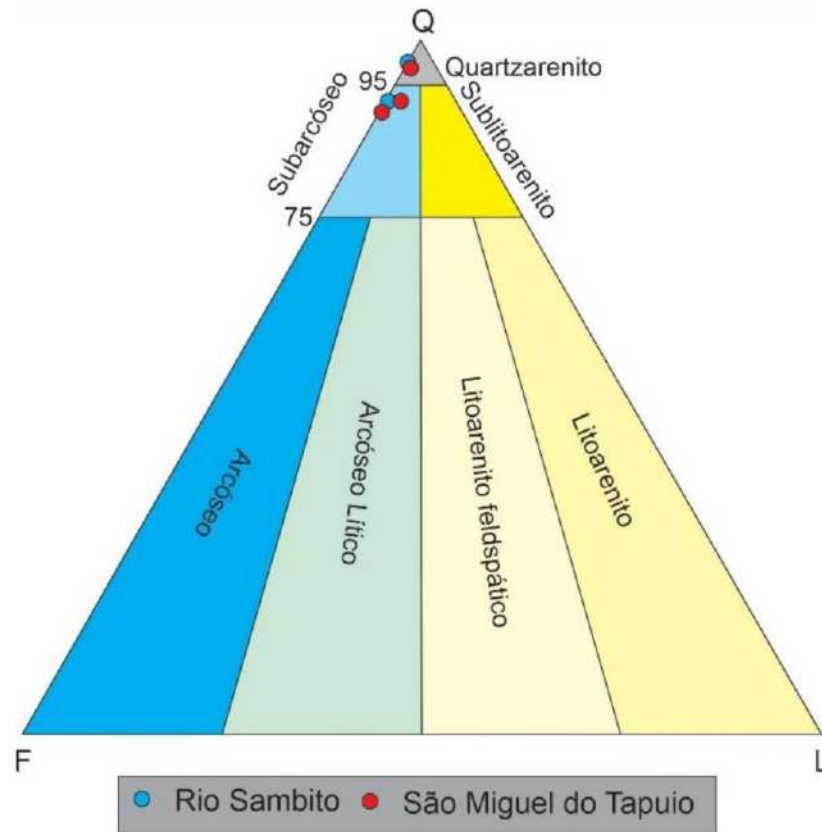


Figura 10: Diagrama composicional de Folk (1968).

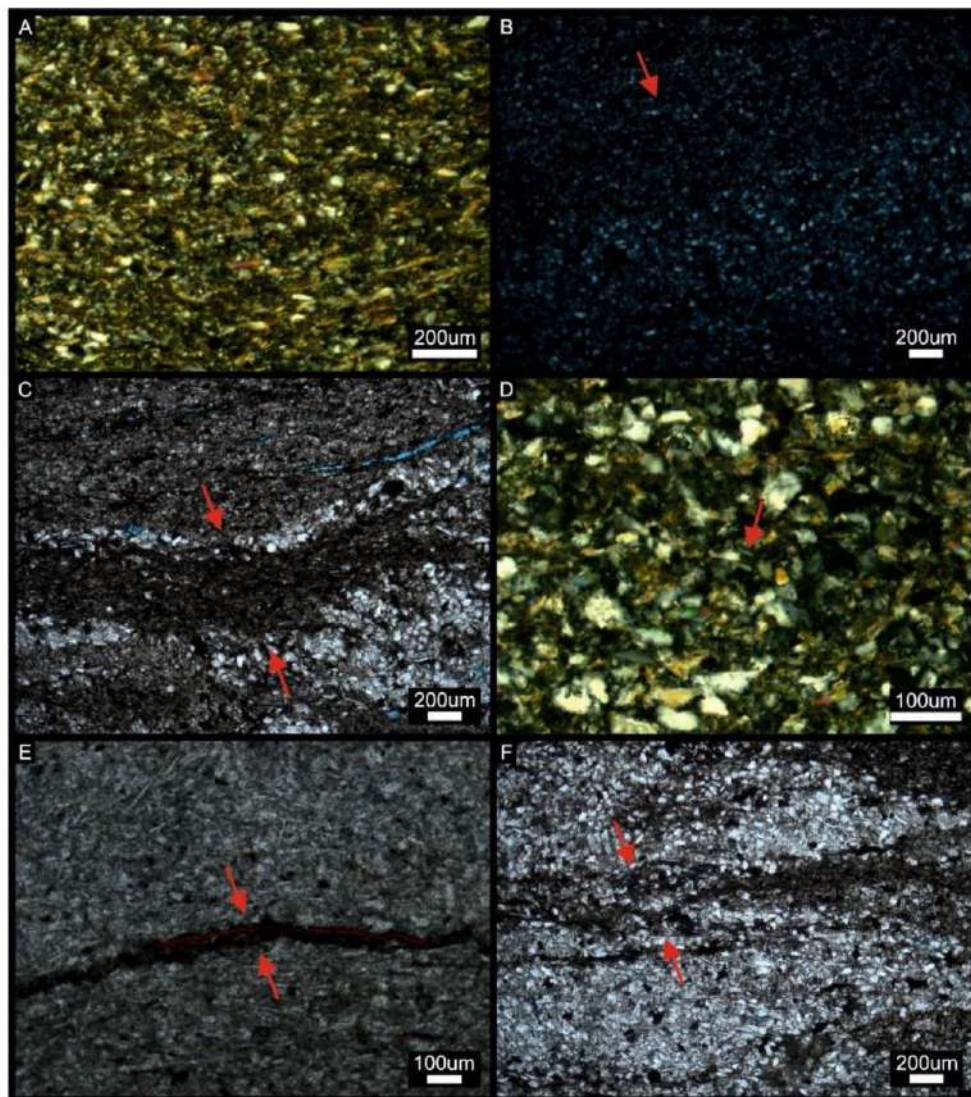


Figura 11: Aspectos texturais, estruturais e composição das rochas do Rio Sambito: Siltito fino a muito fino micáceo com laminações plano-paralelas (PX) (A); Siltito fino com alternância de laminações plano-paralelas com níveis micáceos e argilosos (seta vermelha; P//) (B); Siltito argiloso com lentes de silte e argila intercaladas (setas vermelhas), minerais opacos e fratura sem preenchimento (P//) (C); Siltito fino a muito fino micáceo, com quartzo e plagioclásio com macla do tipo polissintética (seta vermelha; PX) (D); Siltito fino com matéria orgânica estirada, provável alga verde da classe *Prasinophyceas* (setas vermelhas) e opacos (P//) (E). Arenito fino com pulsos de argila e planos de estratificação planar e minerais opacos de forma descontínua (setas vermelhas; P//) (F).

4.2.1. Difractometria de raios-x

A análise de difratometria de raios-x mostrou que a assembleia de minerais presentes nos arenitos de São Miguel do Tapuio é constituída predominantemente por quartzo (Figura 12), enquanto os arenitos do Rio Sambito são compostos por quartzo, plagioclásio (albita), muscovita, rutilo, turmalina e magnetita (Figura 13A e B), corroborando com a descrição petrográfica realizada. Devido a problemas técnicos, não foi possível fazer difratometria de raios-x para identificação de argilominerais.

4.3. Caracterização diagenética

4.3.1. Processos e constituintes diagenéticos

Tanto as rochas de São Miguel do Tapuio, quanto as do Rio Sambito, foram afetadas por vários processos diagenéticos, sendo que uns se mostraram mais atuantes e outros menos; alguns desses processos alteraram a porosidade original dessas rochas. A partir da petrografia foi possível identificar os principais processos diagenéticos nos litotipos estudados e estabelecer uma sequência evolutiva dos mesmos (Figura 14).

Compactação mecânica e química

Compactação é um processo diagenético que está associado ao soterramento de sedimentos, ocorrendo em dois momentos distintos, sendo um subsequente ao outro, denominado de compactação mecânica e compactação química, respectivamente. A compactação química ocorre em profundidade maior, sendo mais efetiva e envolve a dissolução de grãos por pressão.

Nos arenitos de São Miguel do Tapuio a compactação mecânica foi mais intensa do que nos arenitos do Rio Sambito, e é representada pelas micas curvadas e deformadas entre grãos, pelo faturamento de grãos de quartzo, empacotamento fechado (Bjørlykke, 2014; Dar et al., 2022; Bjørlykke et al., 2017), contatos côncavo-convexos e retos, além de fratura do tipo estilólitos (Figura 15A e B). A única evidência de compactação química identificada envolve contatos suturados nas bordas de grãos de quartzo, os quais são raros, ocorrendo somente no quartzoarenito.

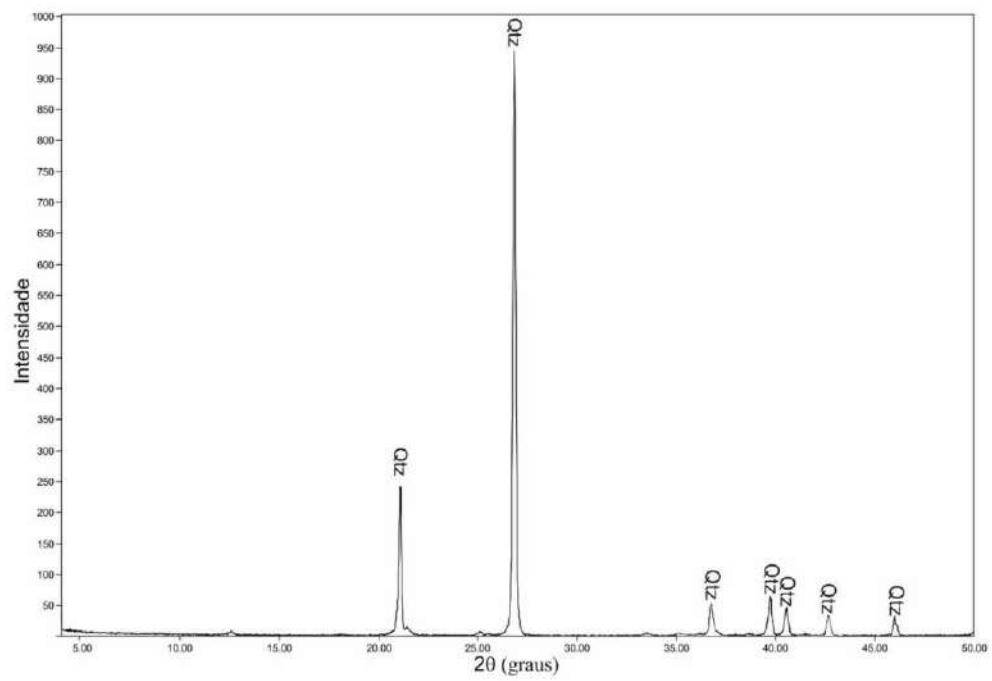
No entanto, nos arenitos do Rio Sambito a compactação mecânica é reconhecida pelas raras moscovitas curvadas entre grãos, o empacotamento fechado em uma amostra de rocha e raros contatos côncavo-convexos. Já a compactação química é representada pelos contatos suturados e dissolução inicial de feldspatos.

O resultado da forte compactação mecânica depende, sobretudo, da proporção entre grãos rígidos e dúcteis (Worden et al., 2000a). A compactação química está associada ao aumento do soterramento, que provoca a dissolução de grãos. De modo geral, a compactação química foi menos intensa que a mecânica em todas as amostras de rocha (São Miguel do Tapuio e Rio Sambito) e evidencia o fim da eodiagênese e início da mesodiagênese (Gordon et al., 2022; Lima e De Ros, 2002; Paz et al., 2022).

Cimentação

A cimentação é um processo diagenético que está presente em todas as amostras analisadas, contudo, em quantidades diferentes. Os tipos de cimento que ocorrem nos arenitos de São Miguel do Tapuio e do Rio Sambito são de óxido/hidróxido de ferro, sílica, óxido de titânio, clorita e pirita.

A precipitação de óxido/hidróxido de ferro nesses arenitos foi muito expressiva e ocorre entre os grãos, preenchendo os espaços porosos intergranulares durante o estágio telodiagenético e circundando grãos na forma de cutículas finas descontínuas, no início da eodiagênese (Batista et al., 2021); constitui o processo diagenético mais atuante sobre essas rochas (Figura 15C). A presença desse tipo de cimento pode estar associada à alteração de minerais ferromagnesianos como biotita e anfibólio, durante o intemperismo e processos pedogênicos (Carvalho et al., 2018). Além disso, na telodiagênese a influência de águas meteóricas auxilia na precipitação de hematita (Tucker, 2001; Nogueira et al., 2021), mineral muito presente nesses arenitos e que pode originar esse tipo de cimento.



Am9

Figura 12: Difratograma de raio-x da amostra de rocha total representativo da Sessão São Miguel do Tapuio, sem tratamento (*in natura*). Legenda: Qtz – quartzo.

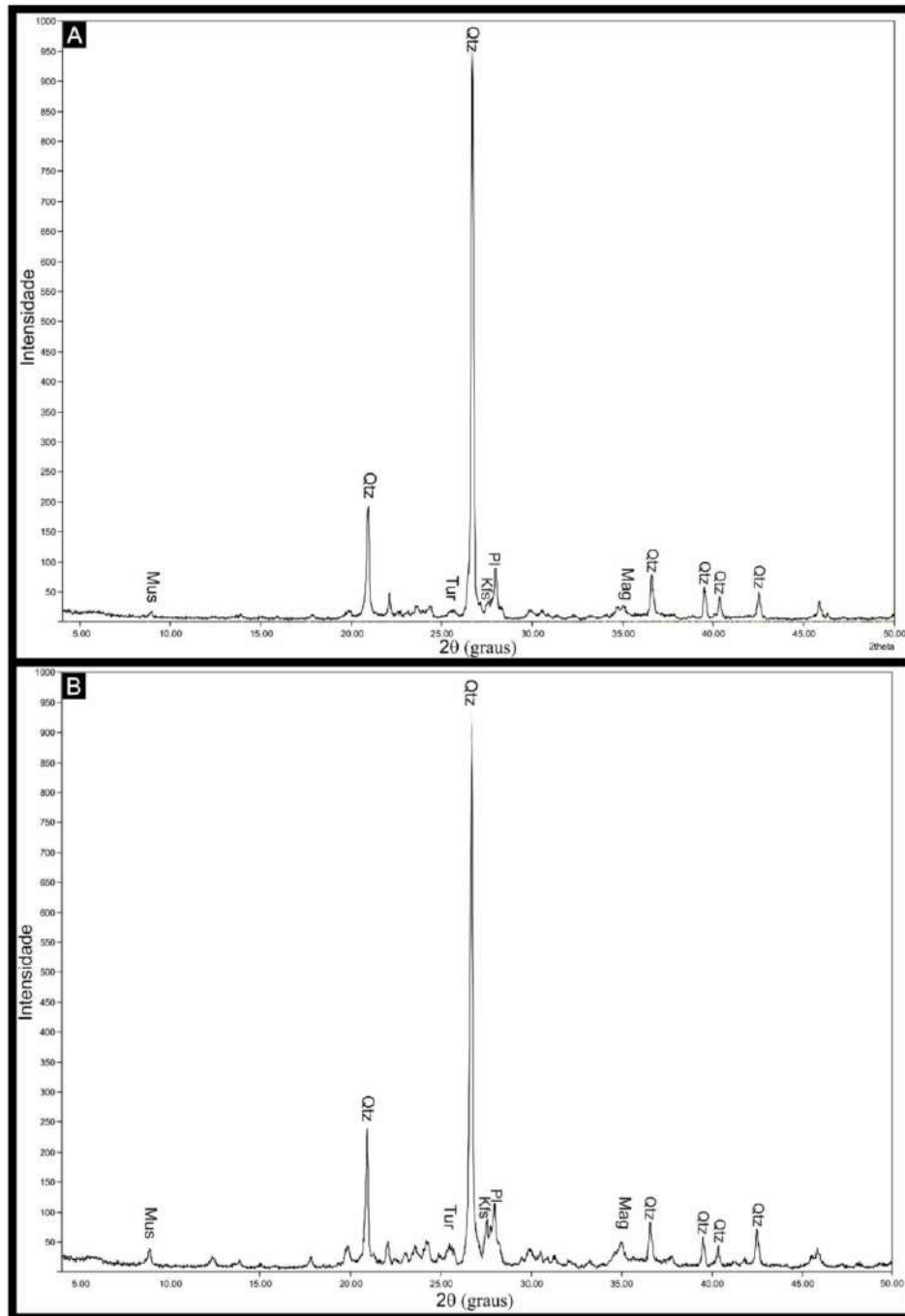


Figura 13: Difratoograma representativo da Sessão Rio Sambito, sem tratamento (*in natura*). Legenda: Qtz – quartzo; Pl – Plagioclásio; Kfs – Feldspato potássico; Mus – Muscovita; Tur – Turmalina; Mag – Magnetita (A); Difratoograma de raio-x da amostra de rocha total representativo da Sessão Rio Sambito, sem tratamento (*in natura*). Legenda: Qtz – quartzo; Mus – Muscovita (B).

Bacia do Parnaíba			
Unidade	Formação Pimenteira		
Processos/ Estágios Constituintes	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Compactação mecânica/ grãos fraturados	 		
Óxido de Fe	 		
Sílica autigênica	 		
Argila infiltrada	 		
Dissolução de grãos	 		
Compactação química			
Caulinita			
Alteração de grãos/ minerais	 		
Ilita			
Óxido de titânio		 	
Pirita	 	 	
Óxido/hidróxido de Fe			 

 Rio Sambito

 São Miguel do Tapuio

Figura 14: Evolução diagenética para as duas seções estudadas: São Miguel do Tapuio e Rio Sambito.

De forma subordinada, verifica-se a precipitação de sílica na forma de crescimento secundário de quartzo, sendo importante na redução da porosidade primária, principalmente no quartzarenito de São Miguel do Tapuio. Nos arenitos do Rio Sambito esse tipo de cimento foi pouco constatado, porém, identificado apenas no quartzarenito. Esse crescimento secundário ocorre de forma descontínua nos arenitos estudados, recobrando parcialmente os grãos de quartzo, indicando que sua precipitação ocorreu ainda na eodiagênese (Batista et al., 2021). Entretanto, nos arenitos de São Miguel do Tapuio também foram identificados crescimentos na forma contínua e de projeções prismáticas (Figura 15D), indicando a mesodiagênese. Os crescimentos secundários de quartzo se desenvolveram principalmente nas amostras com ausência de infiltração mecânica de argila ou pouca argila desse tipo.

Sílica precipitada na forma de crescimento de quartzo é o produto diagenético que mais destrói a porosidade de arenitos que passam por alto grau de soterramento (Worden e Morad, 2000; Chudi et al., 2016), e sua presença aumenta à medida que a profundidade do soterramento cresce (Chudi et al., 2016). As possíveis fontes para a cimentação de sílica são: dissolução por pressão nos contatos entre os grãos, soluções meteóricas entre os poros, poeira de sílica, presença de silicatos, sílica biogênica e águas subterrâneas (Alam et al., 2022; Worden and Burley, 2009).

A precipitação de pirita foi observada apenas nos subarcóseos de São Miguel do Tapuio e Rio Sambito, e apresenta-se com hábito microcristalino preenchendo poros intergranulares, com forma mais euédrica. É possível que o ferro liberado devido à alteração de biotitas e a presença de ilita seja responsável pela precipitação dessa pirita, visto que biotita e ilita disponibiliza ferro para precipitação de pirita (Costa et al., 2014).

A cimentação por óxido de titânio constitui o cimento menos expressivo nessas rochas, ocorre apenas nos quartzarenitos e aparece como produto de alteração de rutilo, mas a sua origem também pode estar associada à dissolução e alteração de biotita, magneita e piroxênio (Nogueira et al., 2021; De Ros, 1985).

Cimento de clorita está presente com maior frequência e em maior proporção nas rochas do Rio Sambito, e sempre ocorre preenchendo poros e como produto de alteração e substituição de biotita. A presença desse tipo de cimento está relacionada à alteração de minerais ferro-magnesianos como biotita, anfíbólio, piroxênio, magnetita e sua precipitação é comum na mesodiagênese (Ketzer et al., 2003).

Infiltração mecânica de argila

Os arenitos de São Miguel do Tapuio foram pouco afetados por esse processo, visto que a presença de argila infiltrada nessas rochas foi pouco significativa e se apresenta, sobretudo, na forma de agregados maciços e confeição de menisco muito sutil. Entretanto, os arenitos do Rio Sambito foram bastante atingidos por argilominerais infiltrados, principalmente na forma de agregados maços/massa preenchendo os espaços porosos intergranulares; em algumas amostras essa massa argilosa apresenta impurezas como óxido de ferro.

O processo de infiltração mecânica de argilas está associado a águas de enchentes fluviais episódicas após longos períodos de estiagem. Com o lençol freático rebaixado, enxurradas saturadas de argila passam sobre os sedimentos e grandes volumes de água infiltram-se nesses depósitos e, graças à alta permoporosidade das areias, abastece o lençol freático (Caetano-Chang e Wu, 2003). As argilas infiltradas que exibem feições do tipo meniscos e agregados maciços estão relacionado à zona vadosa, que se encontra mais próxima à superfície deposicional, no estágio da eodiagênese, com temperaturas inferiores a 700 °C e profundidades menores que 2,0 km (Xu et al., 2021); ocorrem durante os períodos de seca. A microscopia ótica revelou que essas argilas são do tipo caulinita.

Alteração e substituição

As rochas de São Miguel do Tapuio e do Rio Sambito exibem considerável alteração de grãos de micas (muscovita e biotita) e feldspatos, alguns iniciando o processo de substituição por argilominerais dos tipos caulinita e ilita; frequentemente encontra-se feldspatos alterados para sericita. As alterações e substituições acontecem em proporções diferentes, sendo mais frequente a alteração e substituição de feldspatos para ilita e de micas para caulinita (Figura 15E).

Frequentemente as biotitas e magnetitas presentes nessas rochas apresentam-se alteradas e sendo substituídas por cimento de óxido/hidróxido de ferro e clorita (Figura 15F); além disso, rutilo e titanita também se alteram e são substituídos por óxidos de titânio. Em uma das amostras de arenito pertencente ao Rio Sambito ocorre muita argila alterada, com impurezas, dificultando a sua identificação (tipo).

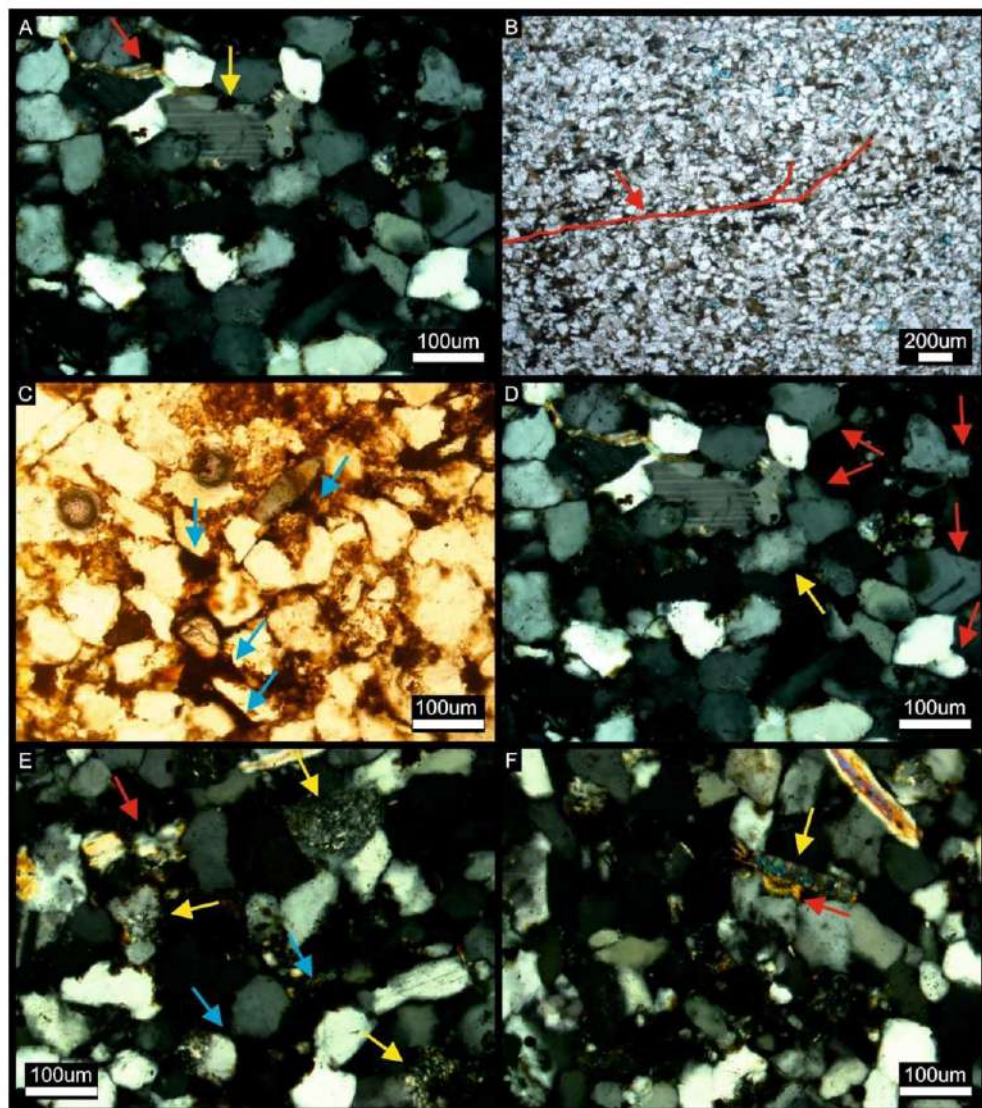


Figura 15: Feições diagenéticas. Muscovita dobrada entre grãos (seta vermelha) e plagioclásio albita bem preservado (seta amarela; PX) (A); Fratura do tipo estilólito (seta e linha vermelha; PX) (B); Cimento de óxido/hidróxido de ferro (setas azuis; P//) (C); Cimento de sílica na forma de crescimento contínuo de quartzo (seta amarela) e projeções prismáticas de quartzo (setas vermelhas; PX) (D); Alteração e substituição de feldspatos para illita (setas amarelas) e de muscovitas para caulinita (seta vermelha); as setas azuis mostram precipitação de óxido/hidróxido de ferro (PX) (E); Biotita alterada e sendo substituída por cimento de óxido/hidróxido de ferro (seta amarela) e feldspato sendo substituído por caulinita (seta vermelha; PX) (F).

Nos arenitos de São Miguel do Tapuio constantemente verifica-se a presença de muscovitas expandidas sendo substituídas por caulinita e feldspatos sendo substituídos por illita.

A exposição dos feldspatos aos estágios da eodiagênese e mesodiagênese pode ter provocado a sua alteração, causando sua substituição (Batista et al., 2021). Nesse caso, essa alteração pode estar relacionada à infiltração de fluidos e à profundidade de soterramento dos sedimentos (Rong et al., 2021; Morad et al., 2010). Essas alterações também ocorrem devido ao aumento da instabilidade desses minerais com o acréscimo da profundidade.

A illitização de feldspato, que é um processo diagenético importante, ocorre com o aumento da profundidade e é identificado pela alta birrefringência, quando os grãos de feldspato e muscovitas caulinizados são substituídos para illita (Costa et al., 2014). Além disso, a dissolução e substituição de feldspatos pode ser motivada pela estrutura cristalina do mineral, razão Al/Si, Ph, temperaturas, ácidos orgânicos e afinidades químicas (Wu et al., 2022; Yuan et al., 2019).

Dissolução

A dissolução de grãos nas rochas estudadas foi muito baixa e ocorreu principalmente nas bordas dos grãos de quartzo, gerando contato suturado e, fracamente, no centro de alguns plagioclásios, iniciando a geração de porosidade secundária intragranular; esses são os únicos indícios relativos à dissolução de grãos que foram verificados.

Dissolução é o processo diagenético que mais contribui para geração de porosidade secundária, no entanto, nesses arenitos esse processo foi insignificante. Para Wolden e Burley (2003), a dissolução ocorre quando um mineral é destruído pela interação com um fluido, deixando para trás uma cavidade.

Illita

A illita autigênica apresenta-se na forma fibrosa como cutículas descontínuas envolvendo os grãos e como agregados preenchendo poros. Esse argilomineral ocorre como produto da substituição de feldspatos detriticos e muscovitas, principalmente este primeiro constituinte que, frequentemente, apresenta-se sericitizado.

A alteração de feldspato potássico durante a eodiagênese pode ter liberado K^+ em solução, o qual pode ter contribuído para transformar argilas infiltradas em illita durante a mesodiagênese.

Apesar de está presente tanto nos arenitos de São Miguel do Tapuio, quanto nos arenitos do Rio Sambito, a illita apresenta uma variação na quantidade e distribuição, predominando nas amostras de São Miguel do Tapuio.

Este argilomineral pode ser o resultado da alteração de caulinita, a qual se dissolve a temperaturas acima de 120 °C, produzindo íons que contribuem para a formação de illita autigênica, bem como produto da alteração de sericitita (Worden e Morad, 2003; Michelli, 2003 Huang et al., 2020). Assim, a ocorrência da illita nas rochas estudadas também pode estar ligada aos feldspatos que frequentemente encontra-se alterados para sericitita.

Seu hábito fibroso e cores de interferência características contribui para sua identificação. Além disso, estruturalmente este argilomineral apresenta uma relação com as micas, visto que seu principal cátion é o potássio (Deer et al., 2010).

Caulinita

Nessas rochas a caulinita ocorre no formato lamelar substituindo muscovitas, indicando precipitação precoce e rasa da caulinita (ainda na eodiagênese), além das feições de agregados substituindo grãos de feldspatos ortoclásio e plagioclásio.

Também foram reconhecidas cutículas de argila de origem autigênica de caulinita que circundam os grãos. Essas cutículas estão pouco presentes, são finas e descontínuas e, a sua identificação em algumas amostras são difíceis, devido as alterações de grãos. Embora sua resenha seja sutil, essas cutículas pode ter inibido a formação de crescimento autigênico de quartzo ao redor de grãos de quartzo e feldspatos.

A origem da caulinita autigênica pode está associada à percolação de fluidos ácidos que corroem os grãos de silicatos instáveis no estágio eodiagenético, causando a dissolução parcial ou total dos grãos (Marfil et al., 2003; Baoquan et al., 2021). A dissolução de feldspatos pode ser facilitada com o aumento da temperatura, profundidade e conteúdo de CO_2 nas águas de formação (Duan et al., 2018; Huang et al., 2020).

Pirita

Nos arenitos e pelitos da Formação Pimenteira foram identificados agregados de pirita microcristalina na forma de cristais eudricos, piritas na forma cúbica e framboidal preenchendo poros primários. Algumas piritas ocorrem associadas à matéria orgânica, podendo indicar ambiente redutor.

De acordo com Hubert et al. (1976), a pirita acontece em duas formas: framboidal e euédrica, cuja precipitação está associada à degradação de matéria orgânica em condições de ambiente deposicional redutor. Para Sawtowitz (1993), pirita na forma framboidal se origina no estágio da eodiagênese, em soterramento raso, normalmente na porção superior de camadas sedimentares soterradas a poucos metros de profundidade.

A atuação da diagênese nos folhelhos de São Miguel do Tapuio é evidenciada pela cimentação de óxido/hidróxido de ferro, porosidade secundária gerada por fraturas (ver Figura 7D), muscovitas alteradas e sendo substituídas por argilominerais. Nos siltitos de São Miguel do Tapuio os únicos processos diagênéticos reconhecidos foram cimentação por óxido/hidróxido de ferro, pirita e muscovitas curvadas entre os grãos (em pequenas quantidades).

Por outro lado, nos siltitos do Rio Sambito ocorreram mais processos diagênéticos e com intensidades superiores aos de São Miguel do Tapuio. Nessas rochas encontram-se os seguintes processos: cimentação por óxido/hidróxido de ferro, de pirita e óxido de titânio; compactação mecânica representada por muscovitas curvadas entre grãos (quantidade significativa); alteração de muscovitas e biotitas exibindo terminações abertas e sendo substituídas por caulinita e illita, além de biotitas e rutilos alterados gerando cimento.

Considerações sobre evolução diagênética

Os principais processos diagênéticos reconhecidos nas rochas estudadas relacionam-se, sobretudo, ao estágio da eodiagênese e, secundariamente, a telo e mesodiagênese, respectivamente. Esses processos aconteceram em diferentes intensidades, profundidades e condições, contribuindo para diversidade diagênética encontrada nas seções de São Miguel do Tapuio e Rio Sambito.

Esses processos causaram dano à porosidade e permeabilidade dos arenitos, visto que reduziram os espaços porosos e destruíram a garganta dos poros. Os constituintes diagênéticos oriundos desses processos agiram como barreiras diagênicas ao fluxo de fluidos, produzindo heterogeneidades na rocha reservatório (Batista et al., 2021).

A diagênese que afetou essas rochas pode ter sido controlada pelo ambiente deposicional, composição mineralógica do arcabouço, ambiente tectônico, história de soterramento e composição dos fluidos percolantes e circulantes na bacia. Assim, foram reconhecidos os três estágios

diagênéticos de Choquete & Pray (1970): eodiagênese, que ocorreu em condições de clima seco e úmido; a mesodiagênese (profundidade maior), quando interrompe a influência de fluidos superficiais e começa a influência de fluidos oriundos do aumento de temperatura e pressão, devido ao acréscimo da compactação; e a telodiagênese, quando os sedimentos recebem influência de fluidos meteoricos ao serem submetidos às condições de exposição aos referidos fluidos.

A eodiagênese em condições de clima seco foi marcada pelos seguintes acontecimentos: fraturamento prévio dos grãos, que pode ter acontecido durante a deposição dos mesmos; precipitação de óxido de ferro; micas dobradas entre grãos, devido ao aumento da compactação; crescimentos secundários de quartzo, de forma contínua; e infiltração mecânica de argila. Na eodiagênese úmida, ainda sob influência de fluidos superficiais, ocorreu a dissolução de grãos de feldspatos, enriquecendo fluidos com alumínio e sílica, contribuindo para precipitação de caulinita. Na eodiagênese, também pode ter ocorrido a precipitação de pirita framboidal (Sawtowitz (1993).

A mesodiagênese é indicada pela ausência de fluidos superficiais e influência da temperatura e pressão devido à maior profundidade, ocorrendo a compactação química. Nesse estágio ocorreu a segunda fase de crescimento secundário de quartzo, precipitação de óxido de titânio e pirita. A alteração de alguns minerais, entre eles o feldspato potássico, durante a eodiagênese, pode ter liberado K^+ em solução, o qual pode ter contribuído para transformar argilas infiltradas em illita durante a mesodiagênese.

A telodiagênese é representada apenas pela precipitação de óxido/hidróxido de ferro, quando os sedimentos foram submetidos a influência de fluidos meteoricos, sobretudo a hematita, magnetita e biotita.

Conclusões

Por meio da caracterização faciológica das Seções São Miguel do Tapuio e Rio Sambito, com auxílio de informações sobre sistemas deposicionais, foram identificadas sete litofácies distintas (duas em São Miguel do Tapuio e sete no Rio Sambito) em superfície, associadas a paleoambientes deposicionais interpretados como sendo marinhos plataformais *offshore* e *offshore* transicional.

O estudo detalhado de afloramentos com levantamentos de perfis estratigráficos e o auxílio da caracterização petrográfica e petrológica,

revelaram que as rochas das duas seções estudadas correspondem a arenitos finos a muito finos, siltitos e folhelhos micáceos, além de calcário presente apenas na Seção do Rio Sambito. Localmente essas rochas apresentam camadas com estratificações cruzadas dos tipos plano-paralela, planar, *Swaley*, *hummocky*, marca de ondas, camadas laminadas e maciças.

A análise petrográfica e petrológica mostraram que os arenitos das seções de São Miguel do Tapuio e Rio Sambito compreendem quartzarenitos e subarcóscos, com arcaboço composto predominantemente por quartzo monocristalino (predominando), feldspatos, raros fragmentos líticos e uma assembleia de minerais acessórios diversificada.

Nos arenitos de São Miguel do Tapuio estima-se uma porosidade primária entre 22% e 24%, enquanto a porosidade dos arenitos do Rio Sambito varia entre 3,5% e 6,5%, devido a cimentação e quantidade de argila infiltrada.

O estudo petrográfico e petrológico mostrou que a composição primária das rochas estudadas e a porosidade foram modificadas por processos e constituintes diagenéticos durante os estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Os processos e constituintes que mais atuaram foram: cimentação por óxido/hidróxido de ferro; compactação mecânica deformando grãos; alteração de micas, feldspatos, hematita, rutilo, titanita e argila; substituição de constituintes primários por argilominerais.

Estes processos causaram dano à porosidade e permeabilidade dos arenitos, visto que reduziram os espaços porosos e destruíram a garganta dos poros. Os constituintes diagenéticos oriundos desses processos agiram como barreiras diagenéticas ao fluxo de fluidos, produzindo heterogeneidades na rocha reservatório.

Os processos diagenéticos são semelhantes nas duas seções analisadas e ocorrem desde profundidades mais rasas, até a mais profundas.

Na eodiagênese, ocorre a influência de clima seco, evidenciada pela primeira fase de precipitação de óxido de ferro, a ocorrência de grãos fraturados e micas dobradas, devido ao aumento da compactação, além da primeira fase de crescimentos secundários de quartzo e infiltração mecânica de argila. Em condições de clima úmido, ocorre a dissolução de feldspatos e a precipitação de caulinita.

A mesodiagênese é representada primeiramente pela compactação química, segunda fase de crescimento secundário de quartzo. Também ocorre a substituição de feldspatos por illita e, em menor proporção, a precipitação de óxido de titânio e pirita. Já a telodiagênese é

constituída apenas pela precipitação de óxido/hidróxido de ferro.

Ressalta-se que a petrografia e os processos diagenéticos das duas seções são similares, diferenciando apenas a intensidade de atuação de cada processo.

Agradecimentos

Ao Programa de Recursos Humanos UFPE/ANP/FINEP (PRH 47) pela concessão da bolsa de mestrado a Emmanuel Franco Neto e Carlos Alves Moreira Junior. Os autores também agradecem ao PRH 47, à Universidade Federal de Pernambuco e ao Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental (LAGESE) pelo apoio logístico e financeiro para a realização deste trabalho, bem como a Universidade Federal de Alagoas, ao Laboratório de Sedimentologia, Estratigrafia e Geologia do Petróleo/UFAL, também pelo apoio logístico, assim como aos revisores pelas correções pertinentes e construtivas.

Referências bibliográficas

- Agostinho, S., Viana, M. S. S., Fernandes, A. C. S., 2004. Duas novas icnoespécies de Bifungites Desio, 1940 na Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil. Arquivos do Museu Nacional, v. 62, n. 4, p. 519-530.
- Agostinho, S., Batista, Z. V., Barros, C. L., Santos, C. A. S., 2012. Icnofósseis Devonianos da Formação Pimenteiras, estado do Piauí e suas aplicações paleoambientais e paleogeográficas. Estudos Geológicos, v. 22, n. 1, p. 117-130.
- Aguiar, G.A. de., 1971. Revisão geológica da bacia paleozoica do Maranhão. Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, Vol. 3: 113-122, São Paulo.
- Alam, K., Abdullatif, O., El-Husseiny, A., Babalola, L., 2022. Depositional and diagenetic controls on reservoir heterogeneity and quality of the Bhuban formation, Neogene Surma Group, Srikail Gas Field, Bengal Basin, Bangladesh. Journal of Asian Earth Sciences 223. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2021.104985>.
- Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, J.R.C., Wanderley, A.A., Forgiarini, L.L., Medeiros, M.F., 2004. Folha SB24-Jaguaribe. Serviço Geológico do Brasil, escala 1.

- ANP., 2015. Superintendência de Definição de Blocos. Bacia do Parnaíba: Sumário Geológico e Setores em Oferta. Rio de Janeiro: Superintendência de Definição de Blocos, 21 p.
- ANP., 2017. Superintendência de Definição de Blocos. Bacia do Parnaíba: Sumário Geológico e Setores em Oferta. Rio de Janeiro: Superintendência de Definição de Blocos, 19 p.
- Baoquan, M., Shumin, C., Weilin, Y., Chengyan, L., Hong, Z., Zhifeng, S., Jiandong, Z., Ya, W., Shangxin, W., Jingyan, W., 2021. Pore structure evaluation of low permeability clastic reservoirs based on sedimentation diagenesis: A case study of the Chang 8 reservoirs in the Zhenbei region, Ordos Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 196. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107841>.
- Batista, Z.V., Lima Filho, M., Freitas, W.R.A., Vieira, M.A., Agostinho, S., Silva, V.L., 2021. Influência dos processos diagenéticos na porosidade dos arenitos da Formação Iborepi, Bacia de Lavras da Mangabeira, estado do Ceará. *Revista de Geociências do nordeste*, v. 07, p. 282-294. <https://doi.org/10.21680/2447-3359.2021v7n2ID22226>.
- Bjørlykke, K., 2014. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties, some principal aspects of diagenetic processes in sedimentary basins: *Sedimentary Geology*, v. 301, p. 1-14.
- Bjørlykke, K., Line, L.H., Jahren, J., Mondol, N.H., Aagaard, P., Hellevang, H., 2017. Compaction of sand and clay: constraints from experimental compaction, chemical reactions and fluid flow during burial-an overview (ext.abs). In: AAPG Annual Convention & Exhibition, Houston, Texas, Search and Discovery article. pp.17.
- Caetano-Chang, M., WU, F.T., 2003. Diagênese de arenitos da Formação Pirambóia no Centro-Leste Paulista. *UNESP, Geociências*, v. 22, n. especial. São Paulo. p. 33-39.
- Caputo, M.V., 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Tese de doutorado. University of California. 539p.
- Cardona, Y.V., 2015. Avaliação dos teores de carbono orgânico total e aspectos composicionais dos folhelhos devonianos da Formação Longá, Bacia do Parnaíba, Brasil. 66 f. Dissertação (Mestre em Geoquímica e Geotectônica) – Programa de Pós Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Carvalho, R.R. de., Neumann, V.H., Fambrini, G.L., Assine, M.L., Vieira, M.M., Rocha, D.E.G.A. da., Ramos, G.M.S., 2018. The basal siliciclastic Silurian-Devonian Tacaratu formation of the Jatobá basin: Analysis of facies, provenance and palaeocurrents. *Journal of South American Earth Sciences* 88, p. 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.004>.
- Cesero, P., Mauro, L.M., De Ros, L.F., 1989 - Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na Petrobras. PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro (RJ), Brasil. *Bol. de Geociências da PETROBRAS*, Vol. 3 n° 1/2, p. 105-115.
- Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, p. 207-250. <https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Chudi, O.K., Lewis, H., Stow, D.A.V., Buckman, J.O., 2016. Reservoir quality prediction of deep-water Oligocene sandstones from the west Niger Delta by integrated petrological, petrophysical and basin modelling. In: Armitage, P.J., Butcher, A. et al. (eds) *Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction*. Geological Society, London, Special Publications, 435. First published online December 14, pp.245-264. <https://doi.org/10.1144/SP435.8>.
- Cioccarei, G.M., Mizusaki, A.M.P., 2019. Sistemas petrolíferos atípicos nas bacias paleozoicas brasileiras – uma revisão. *Geociências*, v. 38, n. 2, p. 367-390. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v38i2.13173>.
- Clement, A.M., Tackett, L.S., 2021. Facies stacking and distribution in the Gabbs Formation (Late Triassic, west-Central Nevada, U.S.A.): An environmental baseline to the end-Triassic carbonate crisis. *Sedimentary Geology*, Volume 425, 106021, ISSN 0037-0738. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.106021>.
- Correia, L.M.S.A., Agostinho, S., Fernandes, A.C.S., Vieira, P.M., 2004. Icnofósseis da Formação Pimenteiras (Devoniano da Bacia do Parnaíba), município de Mirante do Estádio, Estado de

- Tocantins, Brasil. Arquivos do Museu Nacional, v. 62, p. 283-291.
- Costa Junior, N.J.R., Magalhães, E.S., 2016. Avaliação da maturidade térmica das rochas potencialmente geradoras da Bacia do Parnaíba utilizando dados de pirólise rock-eval e carbono orgânico total. In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. Anais do 48º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, SP: SBGEO, p. 1-1.
- Costa, A.B.S., Córdoba, V.C., Jardim De Sá, E.F., Sherer, C.M., 2014. Diagenese dos arenitos da tectono sequência rifte na Bacia do Araripe, NE do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, n.3, p. 457-470. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030008>.
- Cunha, L.N., 2015. Paleoambiente e icnofósseis da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, regiões de Valença do Piauí e Pimenteiras, Piauí. 78 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Programa Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Dar, Q.U.Z., Pu, R., Baiyegunhi, C., Shabeer, G., Ali, R.I., Ashraf, U., Sajid, Z., Mehmood, M., 2022. The impact of diagenesis on the reservoir quality of the early Cretaceous Lower Goru sandstones in the Lower Indus Basin, Pakistan. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology* 12, 1437–1452. <https://doi.org/10.1007/s13202-021-01415-8>.
- De Ros, L.F., 1985. Petrologia e características dos reservatórios da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do recôncavo, Brasil. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 107p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussmann, J., 2010. Minerais constituintes das rochas: uma introdução. Ed. Fundação Calouste Gulbenkian, 5. Ed. Lisboa, Portugal., 727p.
- Della Favera, J.C., 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. 1990. Tese de Doutorado - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 242p.
- Della Favera, J.C., 1982. Devonian Storm- and Tide-Dominated Shelf Deposits, Parnaíba Basin, Brazil: abstract. *Aapg Bulletin*, v. 66, 562p.
- Della Favera, J.C., Uliana, M.A., 1979. Bacia do Maranhão: Possibilidades para treinamento em facies e ambientes sedimentares. Rio de Janeiro: Relatório Interno da Petrobras, 104p.
- Dickinson, W.R., 1985. "Interpretando a relação de proveniência de modos detritais de arenitos", em Zuffa, GG (ed.), Proveniência de Arenites: OTAN ASI Series, C 148, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 333–363.
- Duan, W., Li, C., Luo, C., Chen, X.G., Bao, X., 2018. Effect of formation overpressure on the reservoir diagenesis and its petroleum geological significance for the DF11 Block of the Yinggehai Basin, the South China Sea. *Marine and Petroleum Geol.* V97, 49-65. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.06.033>.
- Fernandes, A.C.S., Fonseca, V.M.M., 2005. A contribuição de Ignacio Aureliano Machado Brito à icnologia brasileira. *Arquivos do Museu Nacional*, v. 63, n. 3, p. 619-624.
- Fernandes, A.C.S., Fonseca, V.M.M., Ponciano, L.C.M.O., 2012. Icnofósseis da Bacia do Parnaíba: as contribuições de Wilhelm Kegel. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 15, n. 2, p. 153-163. <https://doi.org/10.4072/rbp.2012.2.04>.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, TX, USA. 182p.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas, Hemphill's, Pub., 107p.
- Folk, R.L., 1951. Stages of Textural Natyry in Sedimentary Rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 21. p.127-130.
- Franco Neto, E., Agostinho, S., Sedorko, D., Andrade, E.J., Batista, Z., Moreira Junior, C.A., Lima Filho, M.F., 2023. Ichnology in storm and fair-weather beds of an epeiric sea (Pimenteira Formation, Devonian, Brazil). *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES*, v. 122, p. 104162. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104162>.
- Gesicki, A.L.D., Sayeg, I.J., Curti, D.K., Boggiani, P.C., Giannini, P.C.F., 2009. Determinação quantitativa de parâmetros texturais de arenitos cólicos através de análise de imagens digitais de seções delgadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 267-275. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2009392267275>.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 57-67.

- Góes, A.M.O., Travasses, W.A.S., Nunes, K.C., 1993. Projeto Parnaíba: reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém: Relatório Interno da Petrobras, 106p.
- Góes, A.M.O., Souza, J.M.P., Teixeira, L.B., 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 4, n. 1, p. 55-64.
- Gordon, J.B., Sanci, H., Pedersen, P.K., 2022. Secondary porosity development in incised valley sandstones from two wells from the Flemish Pass area, offshore Newfoundland. *Marine and Petroleum Geology*, v. 140. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105644>.
- Gracioso, D.E., 2011. Icnofósseis de invertebrados da Formação Pimenteira (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba. 2011. 49 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Grahn, Y., Loboziak, S., Melo, J.H.G., 2001. Integrated miospore-chitinozoan biozonation of the Parnaíba Basin and its correlation with Petrobras (Müller 1962) Silurian-Lower Carboniferous palynozones. In: MELO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (eds.). *Correlação de seqüências Paleozóicas Sul-Americanas*. Petrobras: Rio de Janeiro, n. 21, nov. p. 81-89.
- Grahn, Y., Young, C., Borghi, L., 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 11, n. 3, p. 137-146. <https://doi.org/10.4072/rbp.2008.3.01>.
- Huang, Y., Kane, I.A., Zhao, Y., 2020. Effects of sedimentary processes and diagenesis on reservoir quality of submarine lobes of the Huangliu Formation in the Yinggehai Basin, China. *Marine and Petroleum Geology*, v. 120. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104526>.
- IBGE., 2021. Base Cartográfica Contínua do Brasil. Scale 1:250,000.
- Jaju, M.M., Mort, H.P., Nader, F.H., Lima Filho, M., Macdonald, D.I.M., 2018. Palaeogeographical and palaeoclimatic evolution of the intracratonic Parnaíba Basin, NE Brazil using GPlates plate tectonic reconstructions and chemostratigraphic tools. In: Daly, M.C.; Fuck, R.A.; Juliá, J.; Macdonald, D.I.M.; Watts, A.B. (eds.). **Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 199-222. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.4100348.v1>.
- Kahn, J.S., 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. *The journal of Geology*, 64(4), 385-395.
- Kegel, W., 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 48p.
- Kegel, W., 1957. Sobre vermes recentes e fósseis. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 11p.
- Kegel, W., 1961. Rasto de um trilobita (?Homalonotus) do Devoniano Inferior do Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 33, n. 2, p. 163-167.
- Kegel, W., 1965. Rastos de Bilobites no Devoniano Médio do Piauí. 122. ed. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 11p.
- kegel, W., 1966. Rastos do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral*, n. 233, p. 1-32.
- Ketzer, J.M., Morad, S., Amorosi, A., 2003. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: *Clay Mineral Cements in Sandstones*, International Association of Sedimentologists Special Publication 34 (Ed .by R.H. Worden and S. Morad), Blackwell Publishing, Oxford, p. 43-61. <https://doi.org/10.1002/9781444304336.ch2>.
- Lima, M.R., 1982. Palinologia da Formação Codó na região de Codó, Maranhão. *Boletim Instituto de Geociências*, p. 116-128. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8978.v13.p116-128>.
- Lima, E. de A.M., Leite, J.F., 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. Relatório Final, Etapa III, Recife. DNPM/CPRM, 437p.

- Lima, R.D.; De Ros, L.F., 2002. The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimões Basin, Brazilian Amazonia. *Marine and Petroleum Geology*, v. 19 (9), p. 1047–1071. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00002-3).
- Loboziak, S., Streel, M.; Caputo, M.V., Melo, J.H.G., 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). *Annales de la Societe Geologique de Belgique*, v. 115, n. 1, p. 215–226.
- Loboziak, S., Caputo, M.V., Melo, J.H.G., 2000. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, North-Central Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, v. 43, n. 4, p. 301–318. [https://doi.org/10.1016/S0035-1598\(00\)90154-5](https://doi.org/10.1016/S0035-1598(00)90154-5).
- Longiaru, S., 1987. Visual comparators for estimating the degree of sorting from plane and thin section. *Journal of Sedimentary Research*, 57, p. 791–794. <https://doi.org/10.1306/212F8C60-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Marfil, R., Delgado, A., Rossi, C., Iglesia, A.L., Ramseyer, K., 2003. Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt). *Inst. Assoc. Sediment. Special Puc* 34, pp. 319–342. <https://doi.org/10.1002/9781444304336.ch14>.
- Melo, J.H.G., Loboziak, S., 2003. Devonian–Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 124, n. 3–4, p. 131–202. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(02\)00184-7](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(02)00184-7).
- Memória Campelo, S.C., Netto, R.G.; Saturnino, De A.L., Sedorko, D.L., Cisneros, J. C., Agostinho, Sônia Maria., 2021. Ichnofauna from the Silurian-Devonian beds of the Parnaíba Basin at Poti River Canyon (Piauí State, NE Brazil). *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES*, v. 110, p. 103376. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103376>.
- Mesner, J.C., Wooldridge, L.C.P., 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 48, p. 1475–1512. <https://doi.org/10.1306/BC743D99-16BE-11D7-8645000102C1865D>.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, v. 13: 1–62. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90055-1).
- Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analyses, and petroleum geology*. Berlin. Springer-Verlag, 582 p.
- Milani, E.J., Zalán, P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 199–205. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/007>.
- Milani, E.J.; Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 389–449.
- Milani, E.J.; Rangel, H.D.; Bueno, G.V.; Stica, J.M.; Winter, W.R.; Caixeta, J.M.; Pessoa Neto, O.C., 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras-Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 183–205.
- Miloski, P.; Valente, S.C.; Mendes, J.C.; Almeida, C.N.; Negri, F.A.; Medeiros, S.R.; Miranda, A.W.; Corval, A.; Borghi, L., 2020. Petrogenesis of the Low-TiO₂ Batalha Suite in the eastern Parnaíba basin, northeastern Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, v. 109, n. 3, p. 785–807. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01829-5>.
- Miranda, F.S.; Vettorazzi, A.L.; Cunha, P.R.C.; Aragão, F.B.; Michelon, D.; Caldeira, J. L.; Porsche, E.; Martins, C.; Ribeiro, R.B.; Vilela, A.F., 2018. Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. In: Daly, M.C.; Fuck, R.A.; Julià, J.; Macdonald, D.I. M.; Watts, A.B. (eds.). *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. London: Geological Society, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 341–360. <https://doi.org/10.1144/sp472.15>.
- Morad, S., Al Ramadank, K., Khalid, K., J.M., De Ros, L.F., 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: a review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 94, 1267–1309. <https://doi.org/10.1306/04211009178>.

- Nogueira, A.C.R., Rabelo, C.E.N., Góes, A.M., Cardoso, A.R., Bandeira, J., Rezende, G.L., Dos Santos, R.F., Truckenbrodt, W., 2021. Evolution of Jurassic Intertrap Deposits in The Parnaíba Basin, Northern Brazil: The Last Sediment-Lava Interaction Linked to the Camp in West Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 572. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110370>.
- Oliveira, J.C. de., Barros, F.L., 1976. Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio: Relatório Final. Recife: DNPM/CPRM, Recife, v. 1, 175p.
- Paz, D., Gómez-Dacal, A.R., Varela, A.N., Comerio, M., Muñoz-Olivero, T.M., Bucher, J., Richiano, S., Poiré, D.G., 2022. Controls on composition and diagenesis of wave- and river-dominated deltas: impacts on reservoir properties. An example from the La Anita Formation (Argentina). *Marine and Petroleum Geology* 138. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105571>.
- Pettijohn, F.J. *Sedimentary Rocks*, 3rd Ed., 1975. 628p.
- Ponciano, L.C.M.O.; Castro, A.R.S.F.; Fonseca, V.M.M.; Machado, D.M.C., 2012. Tafocenoses da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí: mapeamento, inventário e relevância patrimonial. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, v. 351, n. 1, p. 5-27. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2012_1_05_27.
- Powers, M.C.A., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 23, p.117-119. <https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Rodrigues, R., 1995. A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba. 225 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Rodrigues, R., Loboziak, S. Melo, J.H.G., Alves, D.B., 1995. Geochemical characterization and miospore biostratigraphy of the Frasnian anoxic event in the Parnaíba Basin, northeast Brazil. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, v.19, n.2, p. 319-327.
- Rong, H., Jiao, Y., Wu, L., Zhao, X., Cao, M., Liu, W., 2021. Effects of igneous intrusions on diagenesis and reservoir quality of sandstone in the Songliao Basin, China. *Marine and Petroleum Geology* 127. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104980>.
- Santos, V.H., 2005. Sequências siluro-devoniana e cocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exploração de hidrocarbonetos. 107 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Santos, E.J., Coutinho, M.G.N., Costa, M.P.A., Ramalho, R., 1984. A região de dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C. et al. *Geologia do Brasil*. Brasília: CPRM, p. 131-189.
- Santos, M.E.C.M.; Carvalho, M.S.S., 2009. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Rio de Janeiro: CPRM, 215 p.
- Santos, F.G., Pinó, T.R.G., Medeiros, V.C., Santana, J.S., Moraes, D.M.F., Vale, J.A.R., Wanderley, A.A., 2021. Mapa geológico da província Borborema: projeto geologia e potencial mineral da província Borborema. :1.000.000. Recife, CPRM.
- Sedorko, D., de Barros, G.E.B., Netto, R. G., Ghilardi, R. P., Agostinho, S., SILVA K., FRANCO NETO, E., MOREIRA JUNIOR, C.A., BORGHI, L. 2023. Multiple-Rusophycus assemblage from the Parnaíba Basin (NE Brazil) reflects trilobites as tracemakers and molting behavior. *FRONTIERS IN ECOLOGY AND EVOLUTION*, v. 11, p. 1-11
- Silva, I.T., 2014. Evolução diagenética e caracterização dos reservatórios da seção devoniana na Bacia do Rio do Peixe-Nordeste do Brasil. 130f. Dissertação (Mestre em Ciência e Engenharia de Petróleo) – Programa de Pós Graduação em Ciência e Engenharia de Petróleo, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- Silva, S.M.O.A., 2005. Icnofósseis da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, no Estado do Piauí. 2005. 156 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Silva, V.C., 2020. Fronteiras Internacionais da América do Sul escala, 1.

- Silva, R.C., Dominato, V.H., Fernandes, A.C.S., 2012. Novos registros e aspectos paleoambientais dos icnofósseis da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí, Brasil. *Gaea-Journal of Geoscience*, v. 8, n. 1, p. 33-41. <https://doi.org/10.4013/gaea.2012.81.05>.
- Teixeira, W., Toledo, M.C.M., Fairchild, T.R., Taiolo, F., 2003. (Orgs.). *Decifrando a Terra*. Oficina de textos. São Paulo. 558p.
- Trindade, V.S.F., Carvalho, M.A., Borghi, L., 2015. Palynofacies patterns of the Devonian of the Parnaíba Basin, Brazil: Paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 62, p. 164-175. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.06.001>.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3rd. Malden: Blackwell Science, London, 260p.
- Vaz, P.T.; Rezende, N.G.A.M.; Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro. v. 15, n. 2, p. 253-263.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, 30. p.377-392.
- Worden, R.H., Burley, S.D., 2003. Sandstone diagenesis: the Evolution from sandstone. In: Burley, S.D. & Worden, R.H. (eds). *Sandstone Diagenesis, Recent and Ancient*. International Association of Sedimentologists Reprint Series, Oxford, 3-44.
- Worden, R.H., Morad, S., 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation distribution and evolution. In: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.). *Clay minerals cements in Sandstones*, International Association of Sedimentologists Special Publication 34 (Ed. by R.H. Worden and S. Morad), Blackwell Publishing, Oxford, p.109-128.
- Worden, R.H., Morad, S., 2000. Quartz cementation in sandstones: a review of the key controversies. In: Worden, R.H. & Morad, S. (eds) *Quartz Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publications, Oxford, 1-20.
- Xu, L., Yang, K., Wei, H., Liu, L., Jiang, Z., Li, X., Chen, L., Xu, T., Wang, X., 2021. Pore evolution model and diagenetic evolution sequence of the Mesoproterozoic Xiamaling shale in Zhangjiakou, Hebei. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 207. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109115>.
- Worden, R.H., Burley, S.D., 2009. *Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone*, in: *Sandstone Diagenesis*. Blackwell Publishing Ltd, pp.1-44. <https://doi.org/10.1002/9781444304459.ch>.
- Wu, H., Zhao, J., Wu, W., Li, J., Huang, Y., Chen, M., 2021. Formation and diagenetic characteristics of tight sandstones in closed to semi-closed systems: Typical example from the Permian Sulige gas field. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 199. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.108248>.
- Young, C.G.K., 2003. Contribuição à análise estratigráfica da Formação Pimenteira (Devoniano) na borda Leste da Bacia do Parnaíba: um estudo com base em sondagens. 84 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Young, C.G.K., Borghi, L., 2003. Pimenteira Formation (Devonian, Parnaíba Basin): a new prospect for hydrocarbon reservoirs. In: 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás, 2003, Rio de Janeiro. *Anais do 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás*. Natal, RN; Rio de Janeiro, RJ: ABPG; UFRJ, p. 1-6.
- Young, C.H.G.K., Borghi, L., Fernandes, A.C.S., 2002. Icnofósseis da Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba) em testemunhos de sondagem. *Paleontologia em Destaque*, n. 40, p.21.
- Yuan, G., Cao, Y., Schulz, H., Hao, F., Gluyas, J., Liu, K., Yang, T., Wang, Y., Xi, K., Li, F., 2019. A review of feldspar alteration and its geological significance in sedimentary basins: from shallow aquifers to deep hydrocarbon reservoirs. *Earth Sci. Rev.* 191, 114-140. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.004>.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: *Provenance of Arenites*. Dordrecht: Springer, v. 148, p.165-189. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_8.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foram identificados 28 icnotáxons no afloramento do rio Sambito: *Arenicolites* isp., *Arthraria* isp., *Beaconites* isp., *Bifungites cruciformis*, *B. piauiensis*, *Cruziana* isp., *Cylindrichnus* isp., *Didymaulichnus* isp., *Diplichnites* isp., *Diplocraterion* isp., *Granularia* isp., *Gyrophyllites* isp., *Halimedes annulata*, *Helminthopsis* isp., *Lockeia siliquaria*, *Lophoctenium haudimineri*, *Nereites* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Psammichnites* isp., *Planolites* isp., *Protopaleodictyon spinata*, *Rosselia* isp., *Rusophycus* isp., *Schaubcylindrichnus* isp., *Skolithos* isp., *Taenidium barretti*, *Teichichnus rectus* e *Thalassinoides* isp.

Os seguintes icnotáxons foram registrados pela primeira vez na Bacia do Parnaíba: *Arthraria* isp., *Schaubcylindrichnus* isp., *Taenidium barretti* e *Teichichnus rectus*. A icnoespécie *Halimedes annulata* foi registrada pela primeira vez no Brasil.

Os icnotáxons descritos foram agrupados em quatro suítes de configurações deposicionais mais energéticas a menos energéticas: suítes *Skolithos*, *Palaeophycus*, *Bifungites* e *Lophoctenium*.

A suíte *Skolithos* caracteriza a icnofauna pós-tempestade como expressão da icnofácies *Skolithos*, enquanto as suítes *Paleophycus*, *Bifungiites* e *Lophoctenium* caracterizam a icnofauna residente e expressam a icnofácies *Cruziana* proximal. A recorrência da icnofauna residente ao longo da seção estudada atesta a colonização em ambiente marinho raso ecologicamente estável, mas moderadamente afetado por tempestades, pois mesmo com expressão da icnofácies *Cruziana* não houve significativa exploração de *tiers* intermediários ou profundos. Adicionalmente, a ausência de depositívoros também sugere curto prazo na janela de colonização, como esperado em mares epíricos impactados por tempestades de inverno, que são mais duradouras e deixam expressivo registro sedimentar.

Por meio da caracterização faciológica das Seções São Miguel do Tapuio e Rio Sambito, com auxílio de informações sobre sistemas deposicionais, foram identificadas sete litofácies distintas (duas em São Miguel do Tapuio e sete no Rio Sambito) em superfície, associadas a paleoambientes deposicionais interpretados como sendo marinhos plataformais *offshore* e *offshore* transicional.

O estudo detalhado de afloramentos com levantamentos de perfis estratigráficos e o auxílio da caracterização petrográfica e petrológica, revelaram que as rochas das duas seções estudadas correspondem a arenitos finos a muito finos, siltitos e folhelhos micáceos, além de calcário presente apenas na Seção do Rio Sambito. Localmente essas rochas apresentam

camadas com estratificações cruzadas dos tipos plano-paralela, planar, *Swaley*, *hummocky*, marca de ondas, camadas laminadas e maciças.

A análise petrográfica e petrológica mostraram que os arenitos das seções de São Miguel do Tapuio e Rio Sambito compreendem quartzarenitos e subarcóseos, com arcaboço composto predominantemente por quartzo monocristalino (predominando), feldspatos, raros fragmentos líticos e uma assembleia de minerais acessórios diversificada.

Nos arenitos de São Miguel do Tapuio estima-se uma porosidade primária entre 22% e 24%, enquanto a porosidade dos arenitos do Rio Sambito varia entre 3,5% e 6,5%, devido a cimentação e quantidade de argila infiltrada.

O estudo petrográfico e petrológico mostrou que a composição primária das rochas estudadas, bem como a porosidade, foram modificadas por processos e constituintes diagenéticos durante os estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Os processos e constituintes que mais atuaram foram: cimentação por óxido/hidróxido de ferro; compactação mecânica deformando grãos; alteração de micas, feldspatos, hematita, rutilo, titanita e argila; substituição de constituintes primários por argilominerais.

Estes processos causaram dano à porosidade e permeabilidade dos arenitos, visto que reduziram os espaços porosos e destruíram a garganta dos poros. Os constituintes diagenéticos oriundos desses processos agiram como barreiras diagenéticas ao fluxo de fluidos, produzindo heterogeneidades na rocha reservatório.

Os processos diagenéticos são semelhantes nas duas seções analisadas e ocorrem desde profundidades mais rasas, até a mais profundas.

Na eodiagênese, ocorre a influência de clima seco, evidenciada pela primeira fase de precipitação de óxido de ferro, a ocorrência de grãos fraturados e micas dobradas, devido ao aumento da compactação, além da primeira fase de crescimentos secundários de quartzo e infiltração mecânica de argila. Em condições de clima úmido, ocorre a dissolução de feldspatos e a precipitação de caulinita.

A mesodiagênese é representada primeiramente pela compactação química, segunda fase de crescimento secundário de quartzo. Também ocorre a substituição de feldspatos por ilita e, em menor proporção, a precipitação de óxido de titânio e pirita. Já a telodiagênese é constituída apenas pela precipitação de óxido/hidróxido de ferro.

Ressalta-se que a petrografia e os processos diagenéticos das duas seções são similares, diferenciando apenas a intensidade de atuação de cada processo.

REFERÊNCIAS

- ABREU, C. J.; HESSEL, M. L. R.; COSTA; M. G. F. RODRIGUES, E. B. **Ícnofósseis & Ícnofácies em Testemunhos**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1993. 116 p.
- AGOSTINHO, S.; VIANA, M. S. S.; FERNANDES, A. C. S. Duas novas icnoespécies de *Bifungites* Desio, 1940 na Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 62, n. 4, p. 519-530, out./dez. 2004.
- AGOSTINHO, S.; BATISTA, Z. V.; MENEZES FILHO, J. A. B.; BONTEMPO FILHO, E. B.; LIMA DURVAL, L. G. Afloramentos icnofossilíferos da Formação Pimenteira (Devoniano da Bacia do Parnaíba), no Estado do Piauí. In: XXIV Simpósio de Geologia do Nordeste, 2011, Aracaju. **Anais do XXIV Simpósio de Geologia do Nordeste**. São Paulo, SP: SBGEO, 2011. p. 255-255.
- AGOSTINHO, S.; BATISTA, Z. V.; BARROS, C. L.; SANTOS, C. A. S. Ícnofósseis Devonianos da Formação Pimenteira, estado do Piauí e suas aplicações paleoambientais e paleogeográficas. **Estudos Geológicos**, v. 22, n. 1, p. 117-130, 2012.
- AGUIAR, G. A. Revisão geológica da Bacia Paleozoica do Maranhão. In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia, 1971, São Paulo. **Anais do XXV Congresso**. São Paulo, SP: SBGEO, 1971. p. 113-122.
- ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1969. p. 29-46.
- ALMEIDA, F. F. M.; NEVES, B. B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, 2000.
- ALMEIDA, J. A. C. **Ícnofósseis de macrobioerosão na Bacia da Paraíba (Cretáceo Superior - Paleógeno), Nordeste do Brasil**. 2007. 214 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 43-59.
- ANP. Superintendência de Definição de Blocos. **Bacia do Parnaíba: Sumário Geológico e Setores em Oferta**. Rio de Janeiro: Superintendência de Definição de Blocos, 2015. 21 p.
- ANP. Superintendência de Definição de Blocos. **Bacia do Parnaíba: Sumário Geológico e Setores em Oferta**. Rio de Janeiro: Superintendência de Definição de Blocos, 2017. 19 p.
- ANP. Superintendência de Desenvolvimento e Produção. **Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural** Rio de Janeiro: Superintendência de Desenvolvimento e Produção, nov 2020. 45 p.

ASSIS, A.P.; PORTO, A.L.; SCHMITT, R.S.; LINOL, B.; MEDEIROS, S.R.; MARTINS, F. CORREA; SILVA, D.S. The Ordovician-Silurian tectono-stratigraphic evolution and paleogeography of eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 95, n. 102241, p. 1-26, nov. 2019.

BACOCOLI, G. **Bacia do Parnaíba**: uma revisão das atuais perspectivas exploratórias. Rio de Janeiro: Bacoccoli Consultores Associados, 2001. 44 p.

BALLÉN, O. A. R.; GÓES, A. M.; NEGRI, F. A.; MAZIVIERO, M. V.; TEIXEIRA, V. Z. S. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba, Brasil. **Brazilian Journal Of Geology**, v. 43, n. 4, p. 695-710, dez. 2013.

BAKSI, A. K.; ARCHIBALD, D. A. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: 40Ar/ 39Ar evidence for separate episodes of basaltic magmatism. **Earth And Planetary Science Letters**, v. 151, n. 3-4, p. 139-153, 1997.

BENDER, A. A.; EIRAS, J. F.; WANDERLEY FILHO, J. R.; BARBOSA FILHO, C. M. Quantificação 3D da evolução termal da Bacia do Solimões e suas implicações petrolíferas. In: **Anais do VII Simpósio de Geologia da Amazônia**. Belém, PA: SBGEO Núcleo Norte, 2001, p. 965-968.

BERTLING, M. What's in a Name? Nomenclature, Systematics, Ichnotaxonomy. In: MILLER, W. **Trace Fossils**: concepts, problems, prospects. Amsterdam: Elsevier, 2007. p. 81-91.

BERTLING, M.; BRADY, S.; BROMLEY, R.; DEMATHIEU, G.; GENISE, J.; MIKULÁŠ, R.; NIELSEN, J.; NIELSEN, K.; RINDSBERG, A.; SCHLIRF, M. Names for trace fossils: a uniform approach. **Lethaia**, v. 39, n. 3, p. 265-286, sept. 2006.

BEURLIN, K. Observações no Devoniano do Estado do Piauí. **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, v. 37, n. 1, p. 61-67, 1965.

BIANCHINI, A. R. **Análise e interpretação estratigráfica baseada na integração de dados de poços do intervalo Eossiluriano ao Eocarbonífero da Bacia do Parnaíba**. 2018. 131 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias) – Programa Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Rio de Janeiro, 2018.

BROMLEY, R. G. **Trace Fossils**: Biology, Taphonomy and Applications. 2. ed. Denmark: Springer-science+business Media, B. V., 1996. 361 p.

BROMLEY, R. G.; D'ALESSANDRO, A. Bioerosion of the Plio-Pleistocene transgression of southern Italy. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, v. 93, n. 3, p. 379-442, 1987.

BUATOIS, L. A.; MÁNGANO, M. G. **Ichnology**: Organism-substrate interactions in space and time. 1 ed. New York: Cambridge University Press, 2011. 358 p.

CALDASSO, A. L. S.; HAMA, M. Posicionamento estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba. In: **Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia**, 1978, Recife, PE: SBGEO, v. 2, 1978. p. 567-581.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. 583 f. Dissertation (Doctor of Philosophy in Geology) – University of California, Santa Barbara, 1984.

CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra grande – Bacia do Parnaíba. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1984, Rio de Janeiro. **Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo, SP: SBGEO, 1984. p. 740-753.

CARDONA, Y. V. **Avaliação dos teores de carbono orgânico total e aspectos composicionais dos folhelhos devonianos da Formação Longá, Bacia do Parnaíba, Brasil**. 2015. 66 f. Dissertação (Mestre em Geoquímica e Geotectônica) – Programa de Pós Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

CAROZZI, A. V.; FALKENHEIN, F. U. H.; CARNEIRO, R. G.; ESTEVES, F. R.; CONTREIRAS, C. J. A. **Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção Siluro-Eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1975. 48 p.

CARVALHO, I. S.; FERNANDES, A. C. S. Icnofósseis. In: CARVALHO, I. S. **Paleontologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p. 143-169.

CATUNEANU, O. **Principles of sequence stratigraphy**. 1 ed. Oxford: Elsevier, 2006. 375 p.

CIOCCARI, G. M.; MIZUSAKI, A. M. P. Sistemas petrolíferos atípicos nas bacias paleozoicas brasileiras – uma revisão. **Geociências**, v. 38, n. 2, p. 367-390, 2019.

CORDANI, U. G. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. **Boletim Iga**, p. 9-75, 1970.

CORDANI, U. G.; NÉVES, B. B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1984. 70 p.

CORRÊA, L. M. S. A.; AGOSTINHO, S.; FERNANDES, A. C. S.; VIEIRA, P. M. Icnofósseis da Formação Pimenteira (Devoniano da Bacia do Parnaíba), Município de Miranorte, Estado do Tocantins, Brasil. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 62, n. 3, p. 283-291, jul./set. 2004.

COSTA JUNIOR, N.J.R.; MAGALHÃES, E.S. Avaliação da maturidade térmica das rochas potencialmente geradoras da Bacia do Parnaíba utilizando dados de pirólise rock-eval e carbono orgânico total. In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia, 2016, Porto Alegre. **Anais do 48º Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo, SP: SBGEO, 2016. p. 1-1.

CPRM. Superintendência Regional de Recife. **Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio: relatório final**. Recife: Superintendência Regional de Recife, 1976. v. 1, 175 p.

CPRM. Superintendência Regional de Recife. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia sedimentar do Parnaíba**: integração geológica-metalogenética: relatório final da etapa III. Recife: Superintendência Regional de Recife, 1978. v. 1, 182 p.

CUNHA, L. N. **Paleoambiente e icnofósseis da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, regiões de Valença do Piauí e Pimenteiras, Piauí**. 2015. 78 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Programa Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2015.

CUNHA, P. R. C.; Melo, J. H. G.; SILVA, O. B. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 227-251, maio/nov. 2007.

CUNHA, F. M. B.; CARNEIRO, R. G. Interpretação fotogeológica do centro-oeste da Bacia do Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, Belém. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. p. 65-79.

DALY, M. C.; ANDRADE, V.; BAROUSSE, C. A.; COSTA, R.; MCDOWELL, K.; PIGGOTT, N.; POOLE, A. J. Brazilian crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. **Tectonics**, v. 33, n. 11, p. 2102-2120, nov. 2014.

DE CASTRO, D. L.; FUCK, R. A.; PHILLIPS, J. D.; VIDOTTI, R. M.; BEZERRA, F. H.R.; DANTAS, E. L. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, p. 128-145, fev. 2014.

DE CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H.; FUCK, R. A.; VIDOTTI, R. M. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. **Solid Earth**, v. 7, n. 2, p. 529-548, apr. 2016.

DE MIN, A.; PICCIRILLO, E. M.; MARZOLI, A.; BELLINI, G.; RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; MARQUES, L. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Petrology, Geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: HAMES, W. E.; MCHONE, J. G.; RENNE, P. R.; RUPPEL, C. (eds.). **The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea**. Washington: AGU, 2003. v. 136, p. 91-128.

DELLA FAVERA, J. C. Devonian Storm- and Tide-Dominated Shelf Deposits, Parnaiba Basin, Brazil: abstract. **Aapg Bulletin**, v. 66, p. 562-562, 1982.

DELLA FAVERA, J. C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. 1990. 242 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociência, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

DELLA FAVERA, J. C.; ULIANA, M. A. **Bacia do Maranhão: Possibilidades para treinamento em facies e ambientes sedimentares**. Rio de Janeiro: Relatório Interno da Petrobras, 1979. 104 p.

EKDALE, A.A. Paleoecology of the marine endobenthos. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 50, n. 1, p. 63-81, 1985.

EKDALE, A.A.; BROMLEY, R. G.; PEMBERTON, S. G. **Ichnology**: The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1984. 316 p.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, Si, v. 68, n. 2, p. 195-205, 1996.

FERNANDES, A. C. S.; BORGHI, L. CARVALHO, I. S.; ABREU, C. J. **Guia dos icnofósseis de invertebrados do Brasil**. 1 ed. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2002. 258 p.

FERNANDES, A. C. S.; FONSECA, V. M. M. A contribuição de Ignacio Aureliano Machado Brito à icnologia brasileira. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 63, n. 3, p. 619-624, jul./set. 2005.

FERNANDES, A. C. S.; CARVALHO, I. de S.; AGOSTINHO, S. Icnofósseis: conceitos gerais. In: CARVALHO, I. de S; FERNANDES, A. C. S. (Ed.). **Icnologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007. p. 8-23.

FERNANDES, A. C. S.; FONSECA, V. M. M.; PONCIANO, L. C. M. O. Icnofósseis da Bacia do Parnaíba: as contribuições de Wilhelm Kegel. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 15, n. 2, p. 153-163, ago. 2012.

FIGUEIREDO, A. U. F; MILANI, E. J. Petroleum Systems of South American Basins. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 689-718.

FODOR, R. V.; SIAL, A. N.; MUKASA, S. B.; MCKEE, E. H. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. **Contributions To Mineralogy And Petrology**, v. 104, n. 5, p. 555-567, apr. 1990.

FRANCO NETO, E.; AGOSTINHO, S.; SEDORKO, D.; ANDRADE, E. J.; BATISTA, Z. V.; MOREIRA JUNIOR, C. A.; LIMA FILHO, M. Ichnology in storm and fair-weather beds of an epeiric sea (Pimenteira Formation, Devonian, Brazil). **Journal Of South American Earth Sciences**, v. 122, p. 1-12, fev. 2023.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E. B.; FORMOSO, M. L. L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 49-57, jan./abr. 2009.

FREY, R. W. Ichnology—the study of fossil and recent lebenspurren. In: PERKINS, B. F. (ed.). **Trace fossils, a field guide to selected localities in Pennsylvanian, Permian, Cretaceous, and Tertiary rocks of Texas, and related papers**. Baton Rouge: Louisiana State University School of Geoscience, Miscellaneous Publication, v. 71, 1971. p. 91-125.

FREY, R. W. Concepts in the Study of Biogenic Sedimentary Structures. **Sepm Journal Of Sedimentary Research**, v. 43, p. 6-19, 1973.

GENISE, J. F.; BELLOSI, E. S.; GONZALEZ, M. G. An approach to the description and interpretation of ichnofabrics in palaeosols. In: MCILROY, D. (ed.). **The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis**. London: Geological Society, Special Publications, v. 228, p. 355-382.

GHIGNONE, J. I. Ensaio de paleogeologia do Nordeste e as sequências sedimentares. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, Belém. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. p. 21-28.

GIBERT, J.; DOMÈNECH, R.; MARTINELL, J. An ethological framework for animal bioerosion trace fossils upon mineral substrates with proposal of a new class, fixichnia. **Lethaia**, v. 37, n. 4, p. 429-437, 2004.

GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. 171 f. Tese (Doutorado) - Curso de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L. B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 4, n. 1, p. 55-64, jan./mar. 1990.

GÓES, A. M. O.; TRAVASSES, W. A. S.; NUNES, K. C. **Projeto Parnaíba: reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias**. Belém: Relatório Interno da Petrobras, 1993. 106 p.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 57-67, jan./mar. 1994.

GOULART, J. P. M.; DE CASTRO, D. L. Models of hydrocarbon traps associated with gas chimney in Parnaíba Basin (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 105, p. 1-11, jan. 2021.

GRACIOSO, D. E. **Iconofósseis de invertebrados da Formação Pimenteira (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba**. 2011. 49 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

GRAHN, Y.; LOBOZIAK, S.; MELO, J. H. G. Integrated miospore-chitinozoan biozonation of the Parnaíba Basin and its correlation with Petrobras (Müller 1962) Silurian-Lower Carboniferous palynozones. In: MELO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (eds.). **Correlação de seqüências Paleozóicas Sul-Americanas**. Petrobras: Rio de Janeiro, n. 21, nov. 2001. p. 81-89.

GRAHN, Y.; YOUNG, C.; BORGHI, L. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, n. 3, p. 137-146, 24 dez. 2008.

HANTZSCHEL, W. Trace fossils and problematica: part w. In: MOORE, R. C. **Treatise on invertebrate paleontology**. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas: The Geological Society of America and The University of Kansas, 1975. p. 1-269.

HEILBRON, M.; GUEDES, E.; MANE, M.; VALERIANO, C. M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; SILVA, L. G. E.; DUARTE, B. P.; FAVERA, J. C. D.; VIANA, A. Geochemical and temporal provinciality of the magmatism of the eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. In: DALY, M.C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS, A. B. (eds.). **Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 251-278, 2018.

ICZN. **The International Code of Zoological Nomenclature**. 1999. Disponível em: <https://www.iczn.org/the-code/the-international-code-of-zoological-nomenclature/>. Acesso em: 20 ago. 2021.

JANASI, V. A.; FREITAS, V. A.; HEAMAN, L. H. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: a precise U-PB baddeleyite/zircon age for a chapecó-type dacite. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302, n. 1-2, p. 147-153, 2011.

JAJU, M. M.; MORT, H. P.; NADER, F. H.; LIMA FILHO, M.; MACDONALD, D. I. M. Palaeogeographical and palaeoclimatic evolution of the intracratonic Parnaíba Basin, NE Brazil using GPlates plate tectonic reconstructions and chemostratigraphic tools. In: DALY, M.C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS, A. B. (eds.). **Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 199-222, 2018.

KEGEL, W. **Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1953. 48 p.

KEGEL, W. **Sobre vermes recentes e fósseis**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1957. 11 p.

KEGEL, W. Rasto de um trilobita (?Homalonotus) do Devoniano Inferior do Piauí. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 33, n. 2, p. 163-167, 1961.

KEGEL, W. **Rastos de Bilobites no Devoniano Médio do Piauí**. 122. ed. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1965. 11 p.

KEGEL, W. Rastos do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim do Departamento Nacional da Produção Mineral**, n. 233, p. 1-32, 1966.

KINGSTON, J; MATZKO, J. R. Undiscovered Petroleum of the Brazilian Interior Rift Basins. **International Geology Review**, v. 37, n. 5, p. 421-436, 1995.

KNAUST, D.; BROMLEY, R. **Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments**. 1 ed. Oxford: Elsevier, 2012. 924 p.

KNAUST, D. **Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation**. 1 ed. Gewerbestrasse: Springer Nature, 2017. 209 p.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). **Annales de la Societe Geologique de Belgique**, v. 115, n. 1, p. 215-226, may 1992.

LOBOZIAK, S.; CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G. Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, North-Central Brazil. **Revue de Micropaléontologie**, v. 43, n. 4, p. 301-318, dec. 2000.

LIMA, M. R. Palinologia da Formação Codó na região de Codó, Maranhão. **Boletim Instituto de Geociências**, p. 116-128, 1982.

MACEACHERN, J. A.; PEMBERTON, S. G.; GINGRAS, M. K.; BANN, K. L. The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Retrospective. In: MILLER, W. (ed.). **Trace fossils concepts, problems, prospects**. 1 ed. Oxford: Elsevier, 2007. p. 52-77.

MAGWOOD, J. P. A. Ichnotaxonomy: a burrow by any other name...?. **Short Courses in Paleontology**, v. 5, p. 15-33, 1992.

MÁNGANO, M. G.; BUATOIS, L. A.; WEST, R. R.; MAPLES, C. G. **Ichnology of a Pennsylvanian Equatorial Tidal Flat—The Stull Shale Member at Waverly, Eastern Kansas**. Lawrence: Kansas Geological Survey, 2002. 133 p.

MARTINSSON, A. Aspects of a Middle Cambrian Thanatotope on Öland. **Geologiska Föreningen I Stockholm Förhandlingar**, v. 87, n. 2, p. 181-230, 1965.

MARTINSSON, A. Toponymy of trace fossils. In: CRIMES, T. P.; HARPER, J. C. **Trace fossils**. 3. ed. Geological Journal Special Volumes, 1970. p. 323-330.

MARZOLI, A.; RENNE, P. R.; PICCIRILLO, E. M.; ERNESTO, M.; BELLINI, G.; DE MIN, A. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v. 284, n. 5414, p. 616-618, abr. 1999.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Latest Devonian to early Late Carboniferous biostratigraphy of northern Brazil: an update. **Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod**, p. 13-33, 1999.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Devonian–Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 124, n. 3-4, p. 131-202, may 2003.

MERLE, R.; MARZOLI, A.; BERTRAND, H.; REISBERG, L.; VERATI, C.; ZIMMERMANN, C.; CHIARADIA, M.; BELLINI, G.; ERNESTO, M. 40Ar/39Ar ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). **Lithos**, v. 122, n. 3-4, p. 137-151, 2011.

MESNER, J. C.; WOOL, L. C. Paul. Maranhao Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. **Aapg Bulletin**, v. 48, p. 1475-1512, 1964.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 199-205, set. 1999.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 389-449.

MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G. V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R.; CAIXETA, J. M.; PESSOA NETO, O. C. Bacias Sedimentares Brasileiras-Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 183-205, maio/nov. 2007.

MILANI, E. J.; SZATMARI, P. Influência do embasamento na evolução de bacias sedimentares: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani e do grupo de Geocronologia e Tectônica da USP para as atividades exploratórias da Petrobras. In: BARTORELLI, A.; TEIXEIRA, W.; BRITO NEVES, B. B. (orgs.). **Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani**. São Paulo: Solaris Edições Culturais, 2020.

MILOSKI, P.; VALENTE, S. C.; MENDES, J. C.; ALMEIDA, C. N.; NEGRI, F. A.; MEDEIROS, S. R.; MIRANDA, A. W.; CORVAL, A.; BORGHI, L. Petrogenesis of the Low-TiO₂ Batalha Suite in the eastern Parnaíba basin, northeastern Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, v. 109, n. 3, p. 785-807, feb. 2020.

MIRANDA, F. S. Pimenteiras Shale: Characterization of an Atypical Unconventional Petroleum System, Parnaíba Basin, Brazil. In: AAPG International Conference & Exhibition, 2014, Istanbul. **Anais do International Conference & Exhibition**. Istanbul: AAPG; TAPG, 2014. p. 1-22.

MIRANDA, F. S.; VETTORAZZI, A. L.; CUNHA, P. R. C.; ARAGÃO, F. B.; MICHELON, D.; CALDEIRA, J. L.; PORSCHE, E.; MARTINS, C.; RIBEIRO, R. B.; VILELA, A. F. Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. In: DALY, M.C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS,

A. B. (eds.). **Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 341-360, 2018.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-paleozoico no Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 281-291.

MOCITAIBA, L. S. R.; DE CASTRO, D. L.; OLIVEIRA, D. C. Cartografia geofísica regional do magmatismo mesozoico na Bacia do Parnaíba. **Geologia USP. Série Científica**, v. 17, n. 2, p. 169-192, ago. 2017.

MOURA, C. A. V.; PINHEIRO, B. L. S.; NOGUEIRA, A. C. R.; GORAYEB, P. S. S.; GALARZA, M. A. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B., WIT, M. J. (eds.). **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. London: Geological Society, Special Publications, v. 294, 2008. p. 173-196.

NETTO, Renata G. Icnologia e estratigrafia de sequências. In: RIBEIRO, H. P. J. Severiano. **Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo: Unisinos, 2001. p. 219-259.

OLIVEIRA, A. L.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; OLIVEIRA, D. C. Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: correlations and associations with large igneous provinces. In: DALY, M.C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS, A. B. (eds.). **Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 279-308, 2018.

OLSEN, Paul E. Giant Lava Flows, Mass Extinctions, and Mantle Plumes. **Science**, v. 284, n. 5414, p. 604-605, 1999.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S.M.; SHUKOWSKY, W. Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. **Geology**, v. 18, n. 12, p. 1223, 1990.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. SM. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, n. 1-2, p. 119-139, 1992.

PEATE, D. W. The Paranfi-Etendeka Province. In: MAHONEY, J. J.; COFFIN, M. F. (eds.). **Large Igneous Provinces**. Washington: AGU, 1997. p. 217-245.

PEMBERTON, S. G.; FREY, R. W. Trace Fossil Nomenclature and the Planolites-Palaeophycus Dilemma. **Journal of Paleontology**, v. 56, n. 4, p. 843-881, 1982.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. F. M.. Evolução das Sinéclises Paleozoicas: províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, Andrea. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 374-394.

POLO, L. A. **O vulcanismo ácido da Provincia Magmática Paraná-Etendeka na região de Gramado Xavier, RS: estratigrafia, estruturas, petrogenese e modelo eruptivo**. 2014. 326 f. Tese (Doutora em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

POLO, L. A.; JANASI, V. A. Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in southern Paraná Magmatic Province, Brazil. **Geologia USP. Série Científica**, v. 14, n. 2, p. 83-100, jun. 2014.

PONCIANO, L. C. M.O.; DELLA FÁVERA, J. C. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model for the devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 81, n. 4, p. 769-780, dez. 2009.

PONCIANO, L. C. M. O.; CASTRO, A. R. S. F.; FONSECA, V. M. M.; MACHADO, D. M. C. Tafocenoses da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí: mapeamento, inventário e relevância patrimonial. **Anuário do Instituto de Geociências - Ufrj**, v. 351, n. 1, p. 5-27, nov. 2012.

RODRIGUES, R. **A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba**. 1995. 225 f. ese (Doutorado em Geologia) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

RODRIGUES, R.; LOBOZIAK, S. MELO, J. H. G.; ALVES, D. B. Geochemical characterization and miospore biochronostratigraphy of the Frasnian anoxic event in the Parnaíba Basin, northeast Brazil. **Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine**, v.19, n.2, p. 319-327, dec. 1995.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; ARAI, M. A passagem aptiano-albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. **O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p. 101-117.

RINDSBERG, A. K. Commentary: Ichnological consequences of the 1985 International Code of Zoological Nomenclature. **Ichnos**, v. 1, n. 1, p. 59-63, jan. 1990.

SANTANA, M. N. **Iconofósseis e análise paleoambiental da seção carbonática Pedro Gonçalves, Cretáceo Superior da Bacia de Sergipe**. 2018. 58 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 2018.

SANTOS, V. H. **Sequências siluro-devoniana e eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exploração de hidrocarbonetos**. 2005. 107 f. Tese (Doutorado

em Geociências) – Programa Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2005.

SANTOS, E. J.; COUTINHO, M. G. N.; COSTA, M. P. A.; RAMALHO, R. A região de dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: SCHOBENHAUS, C.*et al.* **Geologia do Brasil**. Brasília: Cprm, 1984. p. 131-189.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. Rio de Janeiro: CPRM, 2009. 215 p.

Seilacher, A. Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen**, v. 96, n. 3, p. 421–452, jun. 1953.

SEILACHER, A (a). Biogenic Sedimentary Structures. In: IMBRIE, J.; NEWELL, N. (eds.). **Approaches to Paleoecology**. 1 ed. New York; London; Sydney: John Wiley and Sons, Inc., 1964. p. 296-319a.

SEILACHER, A (b). Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. **Sedimentology**, v. 3, n. 3, p. 253-256, 1964.

SEILACHER, A. Bathymetry of trace fossils. **Marine Geology**, v. 5, n. 5-6, p. 413-428, out. 1967.

SEILACHER, A. **Trace Fossil Analysis**. 1 ed. Berlin; Heidelberg: Springer-verlag Berlin Heidelberg, 2007. 226 p.

SENGER, K.; ROY, S.; BRAATHEN, A.; BUCKLEY, S. J.; BÆLUM, K.; GERNIGON, L.; MJELDE, R.; NOORMETS, R.; OGATA, K.; OLAUSSEN, S. Geometries of doleritic intrusions in central Spitsbergen, Svalbard: an integrated study of an onshore-offshore magmatic province with implications for CO₂ sequestration. **Norwegian Journal of Geology**, v. 93, p. 143-166, 2013.

SIAL, A. N. The post-Paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 299-311, 1976.

SILVA, S. M. O. A. **Iconofósseis da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Município de Pimenteiras, Piauí**. 1999. 46 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1999.

SILVA, S. M. O. A. **Iconofósseis da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, no Estado do Piauí**. 2005. 156 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

SILVA, A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: Texto, Mapas & SIG. Brasília: CPRM, 2003. p. 55-85.

SILVA, R. C.; DOMINATO, V. H.; FERNANDES, A. C. S. Novos registros e aspectos paleoambientais dos icnofósseis da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí, Brasil. **Gaea-Journal of Geoscience**, v. 8, n. 1, p. 33-41, jan./jun. 2012.

SIMPSON, S. On the trace-fossil Chondrites. **Quarterly Journal Of The Geological Society**, v. 112, n. 1-4, p. 475-499, 1956.

SOARES JÚNIOR, A. V.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução da margem Atlântica Equatorial do Brasil: três fases distensivas. **Geociências**, v. 27, n. 4, p. 427-437, 2008.

SOUZA, P.; MATZEMBACHER, L.; ABELHA, M.; BORGHI, L. Palinologia da Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: biocronoestratigrafia de intervalo selecionado do poço 1-un-09-pi (caxias, ma, brasil). **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 13, n. 1, p. 57-66, 2010.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, supl. 1, p. 128-137, jun. 2008.

TRINDADE, V. S. F.; CARVALHO, M. A.; BORGHI, L. Palynofacies patterns of the Devonian of the Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironmental implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 62, p. 164-175, out. 2015.

TROSDTORF JUNIOR, I.; MORAIS NETO, J. M.; SANTOS, S. F.; PORTELA FILHO, C. V.; DALL OGLIO, T. A.; GALVES, A. C. M., SILVA, A. M. Phanerozoic magmatism in the Parnaíba Basin: characterization of igneous bodies (well logs and 2D seismic sections), geometry, distribution and sill emplacement patterns. In: DALY, M.C.; FUCK, R. A.; JULIÀ, J.; MACDONALD, D. I. M.; WATTS, A. B. (eds.). **Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil**. London: Geological Society, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 321-340, 2018.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. **Earth And Planetary Science Letters**, v. 121, n. 3-4, p. 333-348, 1994.

VALLON, L. Digestichnia (VIALOV, 1972) – An almost forgotten ethological class for trace fossils. – In: HUNT, A. P., MILÁN, J., LUCAS, S. G. & SPIELMANN, J. A. (eds.): **Vertebrate coprolites**. – New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin 57, p. 131-135, 2012.

VALLON, L. H.; RINDSBERG, A. K.; BROMLEY, R. G. An updated classification of animal behaviour preserved in substrates. **Geodinamica Acta**, v. 28, n. 1-2, p. 5-20, jul. 2016.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 253-263, maio/nov. 2007.

WHITE, R.; MCKENZIE, D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. 6, p. 7685-7729, 1989.

YOUNG, C. H. G. K.; BORGHI, L.; FERNANDES, A. C. S.; 2002. Icnofósseis da Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba) em testemunhos de sondagem. **Paleontologia em Destaque**, n. 40, p. 21.

YOUNG, C. G. K. **Contribuição à análise estratigráfica da Formação Pimenteira (Devoniano) na borda Leste da bacia do Parnaíba: um estudo com base em sondagens**. 2003. 84 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

YOUNG, C. G. K.; BORGHI, L. Pimenteira Formation (Devonian, Parnaíba Basin): a new prospect for hydrocarbon reservoirs. In: 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás, 2003, Rio de Janeiro. **Anais do 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás**. Natal, RN; Rio de Janeiro, RJ: ABPG; UFRJ, 2003. p. 1-6.

APÊNDICE A – ICHNOLOGY IN STORM AND FAIR-WEATHER BEDS OF AN EPEIRIC SEA (PIMENTEIRA FORMATION, DEVONIAN, BRAZIL)

Journal of South American Earth Sciences 122 (2023) 104162



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames



Ichnology in storm and fair-weather beds of an epeiric sea (Pimenteira Formation, Devonian, Brazil)

Emmanuel Franco Neto ^{a,*}, Sonia Agostinho ^{a,b}, Daniel Sedorko ^c, Edilma de Jesus Andrade ^d, Zenilda Vieira Batista ^e, Carlos Alves Moreira Junior ^a, Mario Lima Filho ^{a,b}

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, 50740-550, Recife, PE, Brazil

^b Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, 50740-550, Recife, PE, Brazil

^c Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Quinta da Boa Vista, s/n, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

^d Departamento de Geologia, Centro de Ciências Exatas e Tecnologia, Universidade Federal de Sergipe, Av. Marechal Rondon, s/n, Jardim Rosa Elze, 49100-000, São Cristóvão, SE, Brazil

^e Centro de Tecnologia, Engenharia de Petróleo, Universidade Federal de Alagoas, Av. Lourival Melo Mota, s/n, Tabuleiro do Martins, 57072-900, Maceió, AL, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Skolithos ichnofacies
Cruziana ichnofacies
Tempestite
Lower shoreface
Devonian

ABSTRACT

Trace fossils in storm-generated beds of shelf siliciclastic settings have been investigated mostly to understand the effect of waves in the infauna distribution. It is possible to identify a post-storm ichnofauna (with features attributable to *Skolithos* ichnofacies) and a resident ichnofauna (attributable to *Cruziana* ichnofacies) and this ichnologic signature can bring data about the frequency of storms (weak, moderate, or strong) in the lower shoreface zone. Thus, the ichnologic signature can be a key feature to understand the depositional setting in storm-dominated environments. An excellent unit to apply these concepts is the Pimenteira Formation (Eifelian-Frasnian, Parnaíba Basin), interpreted as result of deposition in a storm-dominated platform. In ichnological terms, this unit has a great ichnodiversity and abundance of ichnofossils, but few studies have integrated the trace fossil suites with a facies analysis to understand the storm influence during deposition. Thus, this study aims to (i) characterize storm-related ichnofaunas from the Pimenteira Formation, Parnaíba/Parnaíba Basin, Brazil; and (ii) understand the paleoecological controls in the colonization of shoreface beds in an epeiric sea. The ichnotaxons were grouped in four suites: *Skolithos*, *Palaeophycus*, *Bifungites*, and *Lophoctenium* suites. The *Skolithos* suite characterizes the post-storm ichnofauna, while *Palaeophycus*, *Bifungites*, and *Lophoctenium* suites characterizes the resident ichnofauna. The predominance of proximal *Cruziana* ichnofacies, associated with layers generated by storm events, attests colonization in shallow marine environment. However, the general absence of deposit-feeders indicates short term in the colonization window for the resident ichnofauna, implying in a shoreface setting moderately impacted by storms.

1. Introduction

Storm-generated beds in a shelf siliciclastic setting have been widely studied since the first recognition of hummocky cross-stratification (Harms et al., 1975). The ichnologic signatures in this depositional system also received attention, mostly aiming to understand how storm waves affected the infauna and the resulting trace fossils (e.g., Frey, 1990; Baniak et al., 2014; Fürsich et al., 2018). Even an ichnofacies was proposed for opportunistic colonization in storm-generated beds, the

Arenicolites ichnofacies (*sensu* Bromley and Asgaard, 1991), although not widely applied nowadays because its ichnologic signature is already expected in the expression of *Skolithos* ichnofacies (Pemberton et al., 1992; Goldring, 1993). Considering the colonization pattern, Frey (1990) called the attention to two trace fossil signatures: a post-storm ichnofauna generally ascribable to *Skolithos* ichnofacies and a resident ichnofauna attributable to *Cruziana* ichnofacies. The post-storm ichnofauna present dominance of vertical burrows with variable intensities and are associated to the remaining high energetic conditions from the

* Corresponding author.

E-mail address: emmanuel.franco@ufpe.br (E.F. Neto).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104162>

Received 28 October 2022; Received in revised form 13 December 2022; Accepted 14 December 2022

Available online 16 December 2022

0895-9811/© 2022 Elsevier Ltd. All rights reserved.

storm event. In other hand, the top of the storm beds can be reworked by the benthonic fauna, resulting in typical expressions of *Cruziana* ichnofacies, being non contemporary with the surrounding strata (e.g., Mángano and Buatois, 2011; Fürsich et al., 2018).

According to the ichnologic signature, the lower shoreface zone can be distinguished between weakly-, moderately-, or strongly affected by storms. Weakly affected lower shoreface is dominated by resident ichnofauna, generally with complex tiering structure, while moderately affected shorefaces alternates laminated storm beds and bioturbated fair-weather deposits. Finally, strongly affected shorefaces are characterized by amalgamated hummocky beds, with rare vertical structures due to prevalence of erosive processes and high frequency of storms (e.g., MacEachern and Pemberton, 1992; Buatois et al., 2003; Sedorko et al., 2018, 2019; 2022). Thus, the ichnologic signature can be a key feature to understand the depositional setting in storm-dominated environments because trace fossils are sensitive to the paleoecological parameters.

Tempestites from Pimenteira Formation in the Brazilian intracratonic Parnaíba Basin (Devonian) present several trace fossils related to *Skolithos* and *Cruziana* ichnofacies (Kegel, 1966; Young et al., 2002; Corrêa et al., 2004; Agostinho et al., 2004, 2012; Fernandes and Fonseca, 2005; Santos and Carvalho, 2009; Fernandes et al., 2012; Silva et al., 2012; Memória et al., 2021; Santos et al., 2021). However, few integrated ichno-sedimentologic studies focused in the paleoecologic controls on the composition of trace fossil suites for Pimenteira Formation. In this sense, this study aims (i) to characterize storm-related ichnofaunas from the Pimenteira Formation, Parnaíba Basin, Brazil; and (ii) to understand the paleoecological controls in the colonization of shoreface beds in an epeiric sea.

2. Geological setting

The Parnaíba Basin is an intracratonic basin with an extensive and complex geological history, presenting a stratigraphic column with Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks, cutted by intrusive and extrusive igneous rocks related to Mesozoic magmatic events. This basin covers an area of approximately 600,000 km² in the Northeast and North regions of Brazil (Mesner and Wooldridge, 1964; Mabesoone,

1977; Caputo, 1984; Góes et al., 1990; Góes and Feijó, 1994; Cunha et al., 2007; Vaz et al., 2007; Miloski et al., 2020). The stratigraphic column of the Parnaíba Basin was divided into five sequences or supersequences delimited by regional unconformities: Silurian, Mesodevonian-Eocarboneiferous, Neocarboneiferous-Eotriassic, Jurassic and Cretaceous (Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007). This study focuses in the Mesodevonian-Eocarboneiferous supersequence, specifically in an interval with storm-generated beds of the Pimenteira Formation. The Mesodevonian-Eocarboneiferous supersequence is represented by the Canindé Group (Fig. 1), which is composed of Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá, and Poti formations (Caputo, 1984; Góes and Feijó, 1994; Vaz et al., 2007; de Castro et al., 2016).

The Pimenteira Formation was deposited from the Eifelian to the Frasnian and consists of dark gray to black, greenish, shales with high organic matter content, interspersed with siltstones and sandstones. The deposition took place on a shallow platform dominated by storms and represents the most important marine transgression into the basin (Della Fávera, 1982; Caputo, 1984; Rodrigues et al., 1995; Melo and Loboziak, 2003; Vaz et al., 2007; Grahn et al., 2008; Trindade et al., 2015). The studied section is highly bioturbated and belongs to the Pimenteira Formation.

3. Material and methods

The facies analysis was conducted in the Sambito section in the riverbed Sambito (accessible during dry season), located in the village of Oiti (UTM 24 S zone: 218038 m E; 9307027 m S), city of Pimenteiras (Piauí state, northeastern Brazil - Fig. 2). The data were acquired *in situ*, and few samples were collected for analysis in the laboratory. The facies analysis considered texture, primary sedimentary structures, geometry, and contact relations while trace fossil analysis was conducted at cm-scale considering its association with physical sedimentary structures. The ichnological suites were based on recurrence of ichnogenera in similar beds (sensu Bromley, 1996), and the trace fossil identification considered the ichnotaxobases and related literature (e.g., Häntzschel, 1962, 1975; Seilacher, 2007; Buatois and Mángano, 2011). The collected samples are housed in Department of the Technology and Geosciences Center (DG-CTG) of the Federal University of Pernambuco

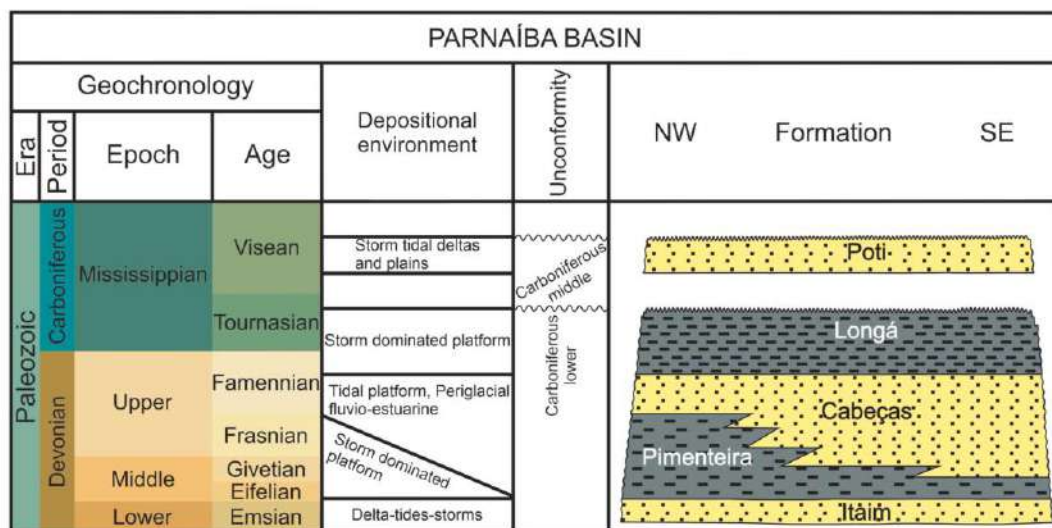


Fig. 1. Stratigraphic chart of the Canindé Group. Modified from Vaz et al. (2007).

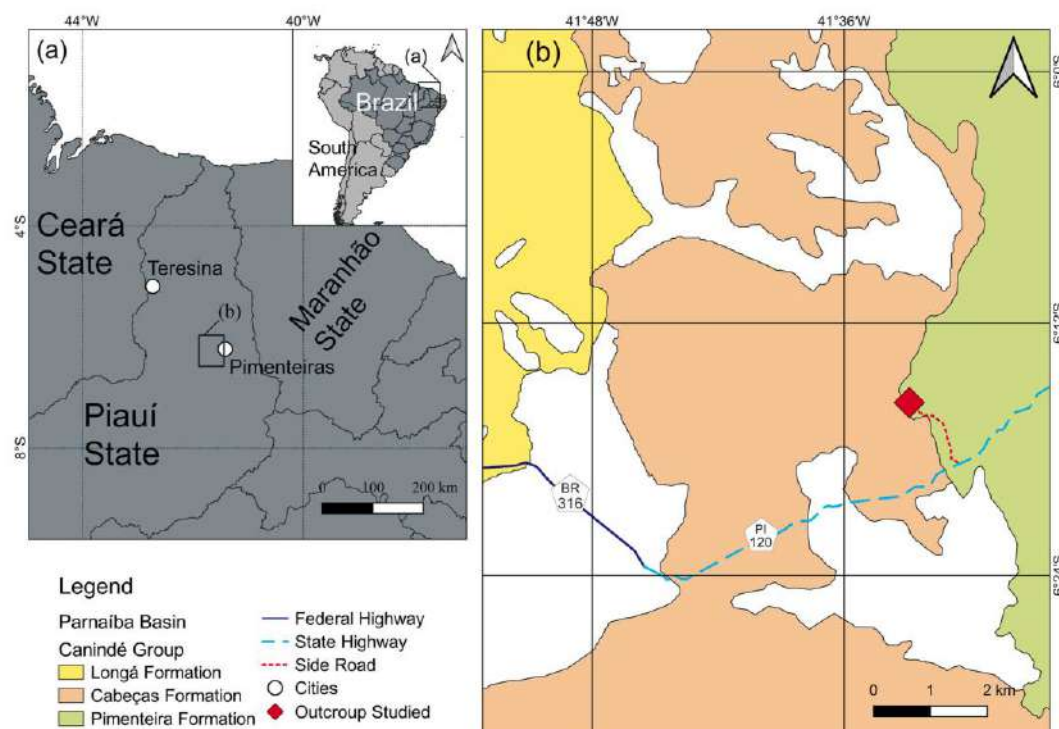


Fig. 2. Geological map of the study area (Angelim et al., 2004; IBGE, 2021; Silva, 2020).

(UFPE), under code DGEO-CTG-UFPE 7680. The Bioturbation Scale (BS) followed Reineck (1963), varying from 0 (no bioturbation) to 6 (no primary sedimentary structures visible due to biogenic action). Finally, ichnodisparity categories followed Buatois et al. (2017).

4. Results

4.1. Facies analysis

Four facies were described in the studied section (Table 1), three of them dominated by very fine to fine-grained sandstone and one with fine-grained composition. The Ssw is distinguishable by prevalence of swaley cross-stratification; the Shes present hummocky cross-stratification; and the Sw is dominated by wave ripples; finally, H is represented by heterolithic siltstone and mudstone, with sparse lenses of very fine-grained sandstone (Fig. 3A; Table 1).

4.2. Trace fossil suites

An ichnologic suite represents different subunits of an ichnoassemblage that reflect the work of separate endobenthic communities (Bromley, 1996). In this study we identified four trace fossil suites (Fig. 3B–E, 4): *Skolithos*, *Palaeophycus*, *Bifungites*, and *Lophoctenium* suites (Table 2). Trace fossils are represented by *Arenicolites*, *Arthratia*, *Beaconites*, *Bifungites*, *Crustiana*, *Cylindrichnus*, *Didymaulichnus*, *Diplocraterion*, *Diptichnites*, *Gyrophilites*, *Halimedes*, *Helminthopsis*, *Lockeia*, *Lophoctenium*, *Merostomichnites*, *Nereites*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Protapleodyction*, *Psammichnites*, *Rhizocorallium*, *Roselia*, *Rusophycus*,

Table 1

Sedimentary facies and trace fossil distribution from Sambito section.

Facies code	Sedimentary features	Geometry	Depositional process
Ssw	Very fine to fine-grained sandstone with swaley cross-stratification	Lenticular	Deposition under oscillatory-dominant flows in the lower to middle shoreface during storm events
Shes	Very fine to fine-grained sandstone with hummocky cross-stratification	Lenticular	Deposition under a combined flow regime with a strong oscillatory component in the lower shoreface to transitional offshore zone, during storm events
Sw	Very fine to fine-grained sandstone with wave cross-lamination (often symmetric, rarely asymmetric)	Lenticular	Migration of small 2-D and 3-D wave ripples under low energetic regimes
H	Heterolithic siltstone and mudstone, locally with lenses of very fine-grained sandstone, presenting planar to undulating, often truncated lamination	Lenticular	Dominance of decantation under low energetic transitional offshore zone.

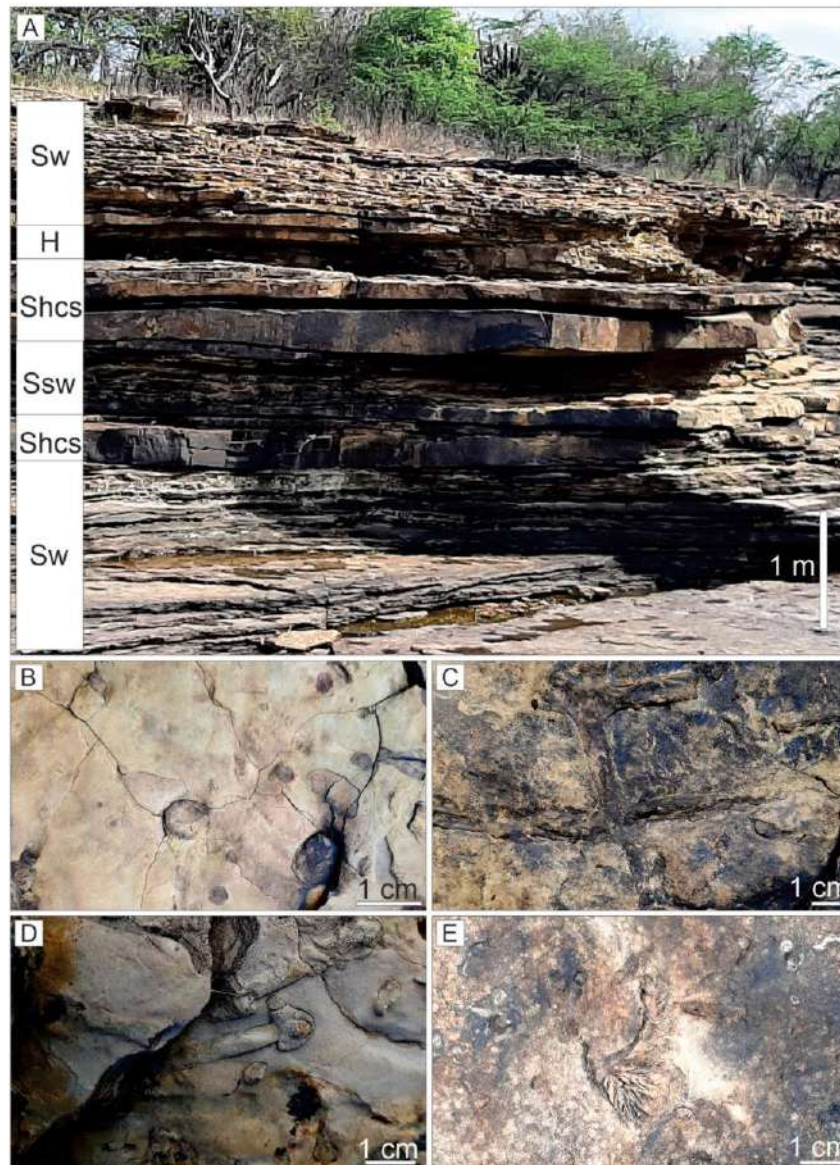


Fig. 3. Trace fossil distribution of the studied section. A. General view of the outcrop with recurrent facies; see Table 1. B. Example of *Skolithos* suite, with dominance of vertical burrows. C. Example of *Palaeophycus* suite, with dominance of ramified, domicle burrows. D. Example of *Bifungites* suite, with dominance of domicle burrows; and E. Example of *Lophoctenium* suite where prevails horizontal feeding burrows.

Schaubeylindrichnus, *Skolithos*, *Taenidium*, *Teichichnus*, *Thalassinoides* and *Skolithos* (Figs. 5–8).

4.2.1. *Skolithos* suite

This suite (Figs. 3B and 5) is characterized by dominance of vertical burrows, mainly *Skolithos*, but also *Arenicolites*. Less common is the

presence of *Arthraria*, *Bifungites*, *Cylindrichnus*, *Lockeia*, *Palaeophycus*, *Rosselia*, and *Rusophycus*. The bioturbation scale is usually low (BS1) but can locally reach moderate levels (BS3). This suite is mainly preserved in facies Ssw and Shcs (Fig. 4).

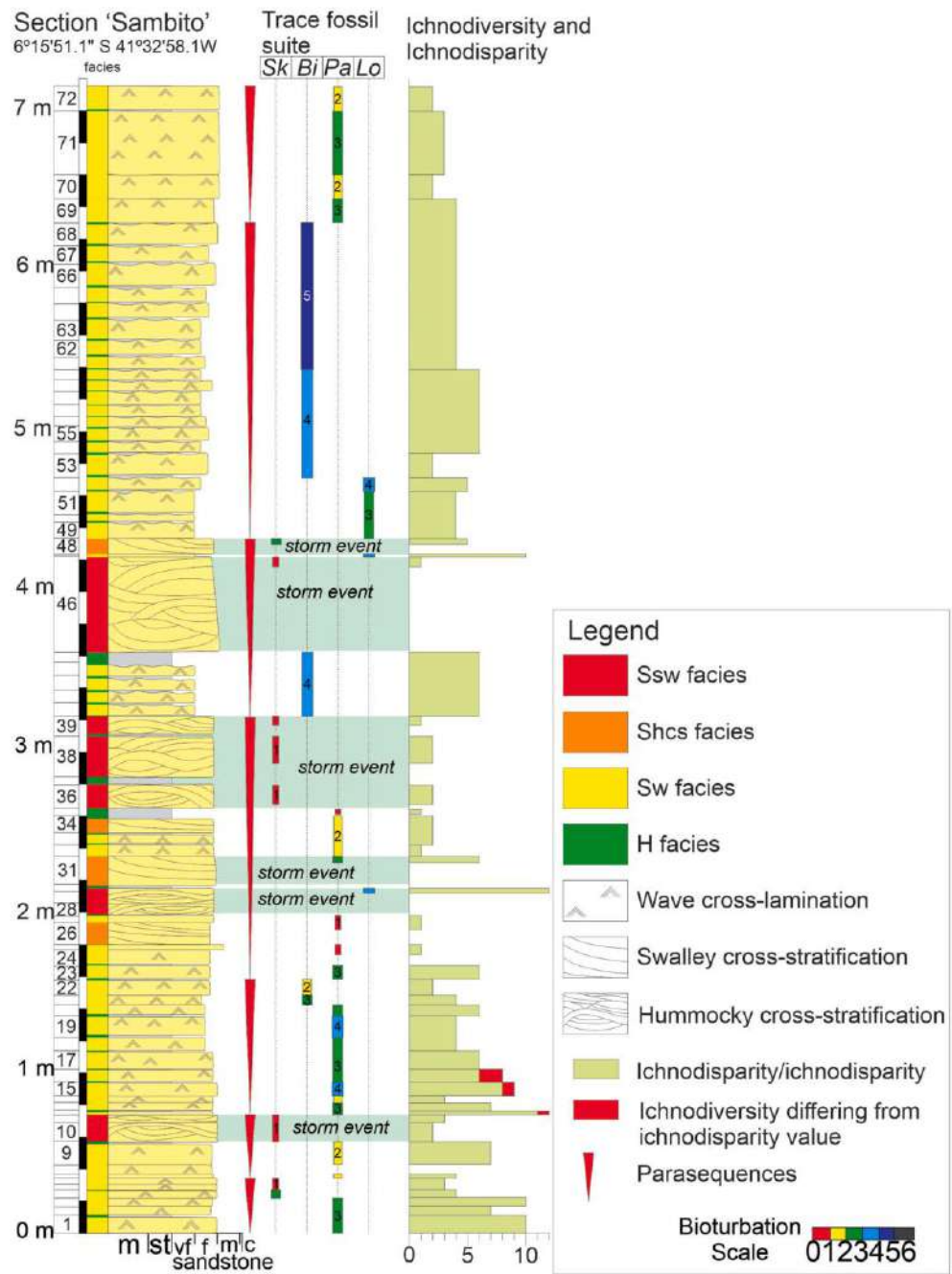


Fig. 4. Geologic log, parasequences, trace fossil suites, and ichnodiversity values; the blue rectangle represents dominance of storm-generated beds.

Table 2
Summary of the composition of the studied trace fossil suites. For distribution in the section, see Fig. 3.

Suite	BS	Ichnogenera	Ichnodiversity category (ichnogenus)
<i>Skolithos</i>	1–3	<i>Arenicolites</i> , <i>Arthraria</i> , <i>Bifungites</i> , <i>Cylindrichnus</i> , <i>Halimedes</i> , <i>Lockeia</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Rosselia</i> , <i>Rusophycus</i> , <i>Skolithos</i>	Dumbbell- and arrow-shaped burrows (<i>Arthraria</i> , <i>Bifungites</i>), Vertical single U- and Y-shaped burrows (<i>Arenicolites</i>), Isolated and serial oval to almond-shaped burrows (<i>Lockeia</i>), Vertical concentrically filled burrows (<i>Cylindrichnus</i>), Horizontal burrows with serial chambers (<i>Halimedes</i>), Passively filled horizontal burrows (<i>Palaeophycus</i>), Bilaterally symmetrical short, scratched impressions and burrows (<i>Rusophycus</i>), Vertical concentrically filled burrows (<i>Cylindrichnus</i>), Vertical unbranched burrows (<i>Skolithos</i>)
<i>Bifungites</i>	2–5	<i>Arenicolites</i> , <i>Bifungites</i> , <i>Gyrophilites</i> , <i>Halimedes</i> , <i>Nereites</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Psamminchites</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Thalassinoides</i>	Vertical single U- and Y-shaped burrows (<i>Arenicolites</i>), Dumbbell- and arrow-shaped burrows (<i>Bifungites</i>), Radial to rosetted structures (<i>Gyrophilites</i>), Horizontal burrows with serial chambers (<i>Halimedes</i>), Complex actively filled horizontal structures (<i>Nereites</i>), Passively filled horizontal burrows (<i>Palaeophycus</i>), Simple actively filled (massive) horizontal to oblique structures (<i>Planolites</i>), Complex actively filled horizontal structures (<i>Psamminchites</i>), Vertical unbranched burrows (<i>Skolithos</i>), Maze and boxwork burrows (<i>Thalassinoides</i>)
<i>Palaeophycus</i>	1–4	<i>Arenicolites</i> , <i>Arthraria</i> , <i>Bifungites</i> , <i>Cruziana</i> , <i>Cylindrichnus</i> , <i>Didymaulichnus</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Halimedes</i> , <i>Helminthopsis</i> , <i>Lockeia</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Rhizocorallium</i> , <i>Rosselia</i> , <i>Rusophycus</i> , <i>Schaubcylindrichnus</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Thalassinoides</i>	Dumbbell- and arrow-shaped burrows (<i>Arthraria</i> , <i>Bifungites</i>), Vertical concentrically filled burrows (<i>Cylindrichnus</i>), Bilobate trails and paired grooves (<i>Cruziana</i> , <i>Didymaulichnus</i>), Vertical single U- and Y-shaped burrows (<i>Arenicolites</i> , <i>Diplocraterion</i>), Horizontal burrows with serial chambers (<i>Halimedes</i>), Simple horizontal trails (<i>Helminthopsis</i>), Isolated and serial oval to almond-shaped burrows (<i>Lockeia</i>), Passively filled horizontal burrows (<i>Palaeophycus</i>), Simple actively filled (massive) horizontal to oblique structures (<i>Planolites</i>), Burrows with horizontal spreiten (<i>Rhizocorallium</i>), Vertical concentrically filled burrows (<i>Rosselia</i>), Bilaterally symmetrical short, scratched impressions and burrows (<i>Rusophycus</i>),

Table 2 (continued)

Suite	BS	Ichnogenera	Ichnodiversity category (ichnogenus)
			Sheaf burrow of thickly lined tubes (<i>Schaubcylindrichnus</i>), Vertical unbranched burrows (<i>Skolithos</i>), Horizontal burrows with simple vertically oriented spreiten (<i>Teichichnus</i>), Maze and boxwork burrows (<i>Thalassinoides</i>)
<i>Lophoctenium</i>	3–4	<i>Arenicolites</i> , <i>Arthraria</i> , <i>Bifungites</i> , <i>Diplichnites</i> , <i>Granularia</i> , <i>Gyrophilites</i> , <i>Helminthopsis</i> , <i>Lockeia</i> , <i>Lophoctenium</i> , <i>Merosomichnites</i> , <i>Nereites</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Protopalaeodictyon</i> , <i>Psamminchites</i> , <i>Taenidium</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Skolithos</i>	Vertical single U- and Y-shaped burrows (<i>Arenicolites</i>), Dumbbell- and arrow-shaped burrows (<i>Arthraria</i> , <i>Bifungites</i>), Trackways and scratch imprints (<i>Diplichnites</i>), Maze and boxwork burrows (<i>Granularia</i>), Radial to rosetted structures (<i>Gyrophilites</i>), Simple horizontal trails (<i>Helminthopsis</i>), Isolated and serial oval to almond-shaped burrows (<i>Lockeia</i>), Burrows with horizontal spreiten (<i>Lophoctenium</i>), Trackways and scratch imprints (<i>Merosomichnites</i>), Complex actively filled horizontal structures (<i>Nereites</i>), Passively filled horizontal burrows (<i>Palaeophycus</i>), Simple actively filled (massive) horizontal to oblique structures (<i>Planolites</i>), Regular to irregular network graphoglyptids (<i>Protopalaeodictyon</i>), Complex actively filled horizontal structures (<i>Psamminchites</i>), Simple actively filled (meniscate) horizontal to oblique structures (<i>Taenidium</i>), Horizontal burrows with simple vertically oriented spreiten (<i>Teichichnus</i>), Vertical unbranched burrows (<i>Skolithos</i>)

4.2.2. *Bifungites* suite

The *Bifungites* suite (Figs. 3D and 6) is dominated by *Bifungites* with subordinated *Thalassinoides* and *Palaeophycus*. It is also common *Skolithos* in some beds, but in those case, they generally reflected the upper portion of the vertical shafts associated to *Bifungites*. Other associated trace fossils are *Halimedes* and *Psamminchites*, being most common in facies Sw generally with high bioturbation scale (4–5), but locally low bioturbated (BS 2–3) (Fig. 4).

4.2.3. *Palaeophycus* suite

This suite (Figs. 3C and 7) is characterized by dominance of *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, and *Lockeia*. Secondly occurs *Arenicolites*, *Arthraria*, *Bifungites*, *Cruziana*, *Cylindrichnus*, *Didymaulichnus*, *Diplocraterion*, *Helminthopsis*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Rosselia*, *Rusophycus*, *Schaubcylindrichnus*, and *Skolithos*. The intensity of bioturbation is very variable, from BS 1 to 4. This suite is more common in facies Sw (Fig. 4).

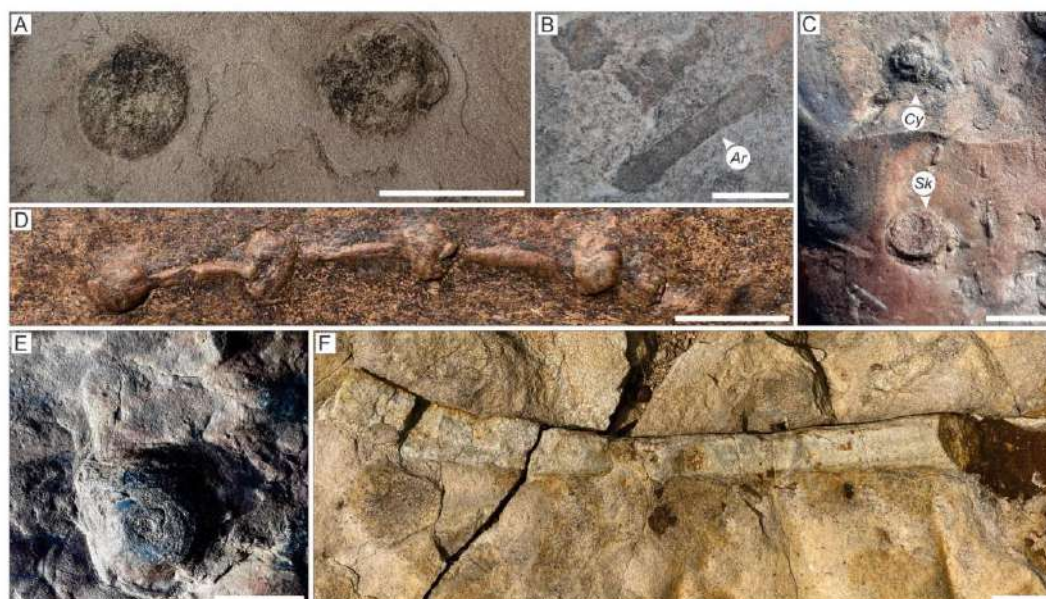


Fig. 5. Trace fossils from *Skolithos* suite in bedding plane view. A. *Arenicolites* isp., B. *Arthraria* isp. (Ar) C. *Cylindrichnus* isp. (Cy) and *Skolithos* isp. (Sk), D. *Halimedides annulata*, E. *Rosselia* isp. F. *Palaeophycus tubularis*. Scale bar = 2 cm.

4.2.4. Lophoctenium suite

This suite (Figs. 3E and 6) is high diverse and is characterized by *Lophoctenium* associated to *Protopaleodyction*, *Palaeophycus*, and *Taenidium*. Secondly occurs *Arenicolites*, *Bifungites*, *Diplichnites*, *Granularia*, *Gyrophilites*, *Lockeia*, *Merostomichnites*, *Nereites*, *Psamnichnites*, and *Teichichnus*. Bioturbations scale is moderated (BS 3–4) and it prevails in the facies Sw (Fig. 4).

5. Discussion

5.1. Facies and trace fossils

The trace fossil suites are discussed in a proximal-distal trend, assuming that higher energetic suites are proximal than low energetic suites. The sedimentary facies are mostly related to oscillatory flows (Shcs, Ssw, and Sw) and are discussed integrated to the trace fossil suites (Figs. 3 and 4).

5.1.1. *Skolithos* suite

This suite is dominated by shafts or “U-shaped” vertical burrows, attributed to *Skolithos*, *Arenicolites*, *Arthraria* and *Bifungites*, and interpreted as dominance of stationary suspension-feeders and domicile burrows. Subordinated, occurs *Cylindrichnus* and *Rosselia* indicating detritus-feeding activity, *Rusophycus* and *Lockeia* indicating resting traces, and *Halimedides* and *Palaeophycus* indicating domicile to locomotion burrows (Buatois et al., 2017). This suite is associated to direct influence of oscillatory flows, being mostly preserved in Shcs facies, but also in Ssw, and Sw facies. The dominance of suspension-feeding organisms produced in shallow tiers with low bioturbation density corroborates high hydrodynamic levels and relatively high depositional rates (MacEachern and Pemberton, 1992). This suite is considered a post-storm ichnofauna (sensu Frey, 1990), presenting low ichnodiversity and ichnodisparity values (generally 1, locally reaching 4 – Fig. 4).

The distribution of this suite is common in storm events in the studied section and was interpreted as indicative of preserved storm events (Fig. 4).

5.1.2. *Bifungites* suite

The *Bifungites* suite is characterized by dense occurrences of dumbbell- and arrow-shaped burrows attributed to *Bifungites*. Locally, there is dense paired openings like *Skolithos*, but when excavated it reveals to be the vertical shaft of *Bifungites*. Besides this dwelling structure, it is also preserved suspension-feeding/domicile burrows as *Arenicolites*, *Skolithos*, and *Thalassinoides*, as well locomotion to detritus-feeding burrows such as *Gyrophilites*, *Halimedides*, *Nereites*, *Palaeophycus*, *Planolites*, and *Psamnichnites*. The density is moderate to high (BS 4–5), only locally low (BS 2–3), but ichnodisparity and ichnodiversity values are relatively lower than those in *Palaeophycus* suite (Fig. 4). The absence of middle-to deep-tier trace fossils and deposit-feeding habits, in addition to few occurrences of detritus-feeding trace fossils, indicates higher depositional frequencies associated to elevated sedimentation rates under moderated to high energetic conditions (Frey and Howard, 1990). The high density of *Bifungites* over other ichnogenera suggests that this behavior was favored under higher frequency of storm events (amalgamated storm-beds), even that this suite is not preserved in beds bearing hummocky cross-stratification. In some cases, specimens of *Bifungites* present a growing pattern as indicated by increasing diameters linked by one side of the dumbbell morphology, suggesting that the tracemaker used this domicile structure in its life cycle. In this sense, the absence of deposit-feeding habits is more related to dominance of high energetic settings than to high sedimentation rates, because the tracemakers could grow inside the burrows. Thus, *Bifungites* suite is linked to amalgamated storm-beds in less energetic conditions than *Skolithos* suite, allowing the attribution to proximal expressions of the *Cruziana* ichnofacies (e.g., MacEachern et al., 2007a; b, 2012; Buatois and Mangano, 2011).



Fig. 6. Trace fossils from *Bifungites* suite in bedding plane view. A. Dominance of *Bifungites* in a bedding plane. B. Detail of *Bifungites cruciformis*. C. *Gyrophillites* isp. D. *Psammichnites* isp. E. *Nereites* isp. F. *Halimedes annulate*. Scale bar = 2 cm.

5.1.3. *Palaeophycus* suite

The *Palaeophycus* suite is the most recurrent in the studied section. It is dominated by horizontal, passively filled lined burrows attributed to *Palaeophycus*, but presenting a well diverse composition of horizontally oriented trace fossils. This suite present variable associated behavior, such as locomotion or locomotion/domicile (*Cruziana*, *Didymaulichnus*, *Halimedes*, *Palaeophycus*, *Planolites*, and *Thalassinoides*), resting (*Lockeia*, *Rusophycus*), detritus-feeding (*Helminthopsis*, *Rhizocorallium*, *Teichichnus*, *Rosselia*, *Cylindrichnus*), and suspension-feeding/domicile (*Arenicolites*, *Arthraria*, *Bifungites*, *Diplocraterion*, *Schaubcylindrichnus*, *Skolithos*). Although the number of ichnogenera is the higher in the section (reaching 12 ichnogenera and 11 architectural plans – Fig. 4) and this suite is associated to low to moderate densities (BS 1–4), it precludes deposit-feeders trace fossils and is dominated by shallow-to middle-tier structures, allowing the attribution to proximal expressions of the *Cruziana* ichnofacies (e.g., Bromley, 1996; Pemberton et al., 2001; MacEachern et al., 2007a; b, 2012; Buatois and Mangano, 2011). This suite is well distributed throughout the studied section, occurring in all sedimentary facies (Shcs, Ssh, Sw, and H facies), indicating prevalence of low to moderate hydrodynamic energy conditions, and a colonization by a resident ichnofauna (e.g., Frey, 1990). Finally, although amalgamation in storm beds is relatively difficult to identify because they do not exhibit significant grainsize gradation (Goldring and Bridges, 1973),

the trace fossil produced on bedding-planes and preserved on the sole of a storm bed can indicate amalgamation (e.g., Goldring, 1985; Frey, 1990). The recurrence of this suite in the studied section is marking these amalgamated storm events, colonized by a resident ichnofauna (e.g., Bromley, 1996).

5.1.4. *Lophoctenium* suite

The *Lophoctenium* suite is characterized by dominance of shallow tiers structures, mostly produced on top of the bed, such as burrows with horizontal spreiten attributed to *Lophoctenium*; locomotion/detritus-feeding traces such as *Diplichnites*, *Granularia*, *Gyrophillites*, *Helminthopsis*, *Nereites*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Protapaleodictyon*, *Psammichnites*, and *Taenidium*; suspension-feeding/dwelling trace fossils, such as *Arenicolites*, *Arthraria*, *Bifungites*, and *Skolithos*; resting trace fossils like *Lockeia* and *Merostomichnites*; and rarely, detritus-feeding trace fossils attributed to *Teichichnus*. In the same way that for *Palaeophycus* suite, the *Lophoctenium* suite present a relatively high ichnodiversity and ichnodisparity value (Fig. 4), but is restricted to few levels, linked to facies H and Sw. The restricted recurrence, associated to preservation of surface trace fossils (e.g., *Granularia* and *Diplichnites*) indicate that this suite was preserved by a short depositional event that buried the biogenic structures of the resident ichnofauna without erosion. Thus, the main paleoecologic feature linked to this suite is the virtual absence of erosive

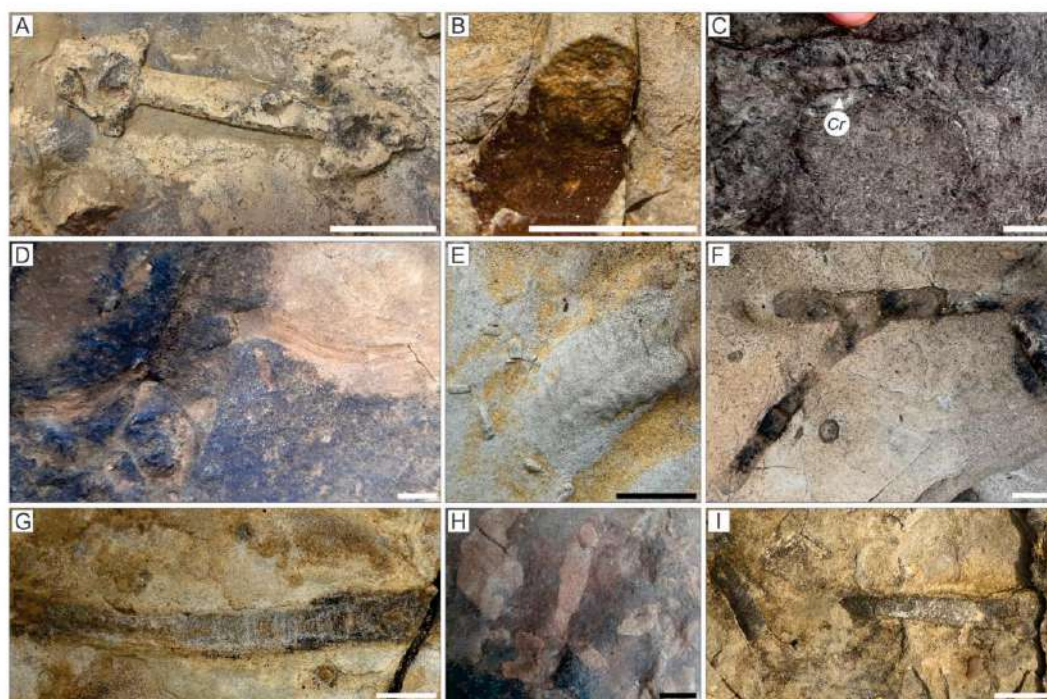


Fig. 7. Trace fossils from *Palaeophycus* suite in bedding plane view. A. *Bifungites* isp. B. *Palaeophycus tubularis*. C. *Cruziana* isp. D. *Didymaulichnus* isp. E. *Rusophycus* isp. F. *Thalassinoides* isp. G. *Teichichnus rectus*. H. *Diplocraterion* isp. I. *Planolites* isp. Scale bar = 2 cm.

processes during the final burial. In terms of depositional setting, *Bifungites*, *Palaeophycus*, and *Lophoctenium* suites are indicating the resident ichnofauna under lower shoreface settings. The absence of deep-tier deposit-feeding trace fossils is a key-feature to interpret high depositional frequencies of storm beds, but not so high as to prevent the colonization of the resident ichnofauna (proximal *Cruziana* ichnofacies; MacEachern et al., 2007a; b, 2012).

5.2. Paleocological dynamics in a storm-dominated epeiric sea

The studied section preserves storm-influenced beds with dominance of fine- to very fine-grained sandstones bearing hummocky or swaley cross-stratification, as well wave rippled sandstones, locally interbedded to heterolithic beds of very fine-grained sandstones and siltstones. The stratigraphic pattern, associated to the upward reduction of high energetic suite (*Skolithos* suite) suggest a retrogradational pattern for the studied section. In lower rank, seven parasequences were recognized (Fig. 4), mainly interpreted by alternation on trace fossil suites and primary sedimentary structures. In this sense, low bioturbated hummocky or swaley cross-stratified beds with *Skolithos* suite or without trace fossils were attributed to storm-generated beds (Fig. 4), while rippled sandstones and heterolithic beds with *Palaeophycus*, *Bifungites*, and *Lophoctenium* suites were associated to amalgamated tempestites and fair-weather colonization (resident ichnofauna).

The few variations in paleocological parameters throughout the studied section is expected if it is considered the low gradient depositional slope in an epeiric basin. In such setting, the storms have high impact on substrate conditions above the storm wave base level, mostly linked to dominance of erosive processes, thus, diffculting the

preservation (Fig. 9). On the other hand, below the storm wave base the preservational potential of storm-influenced beds is increased, but only the most severe storms can reach this zone and left a record (Miller et al., 1988). In this sense, the stacking of storm beds with alternating resident- and post-storm ichnofaunas is suggesting a climatic control in the severe storm events that reached the lower shoreface zones of this shallow epeiric sea. Winter storms (storms of higher latitudes) are expected at latitudes 60°–80° S under a cool to temperate climate zone, and the Parnaíba Basin was close to this paleolatitud during Devonian, allowing to hypothesize it as the main controlling factor. In high latitudes, winter storms can generate persistent currents in space and time (Swift and Niedoroda, 1985; Duke, 1985; Lavina et al., 1991; Peck et al., 1999), corroborated by the composition of the discussed trace fossil suites (i.e., dominance of dwelling structures and suspension-feeding habits).

6. Conclusions

Four trace fossil suites were described for Pimenteira Formation (Devonian from Parnaíba Basin), from more energetic to less energetic depositional settings: *Skolithos*, *Bifungites*, *Palaeophycus*, and *Lophoctenium* suites. The *Skolithos* suite characterizes the post-storm ichnofauna as expression of *Skolithos* ichnofacies, while *Palaeophycus*, *Bifungites*, and *Lophoctenium* suites characterizes the resident ichnofauna and express proximal *Cruziana* ichnofacies. The recurrence of post-storm and resident ichnofauna throughout studied section attests colonization in shallow marine environment moderately affected by storms. The absence of deep-tier deposit-feeders indicates short term in the colonization window as expected in epeiric seas impacted by winter storms.

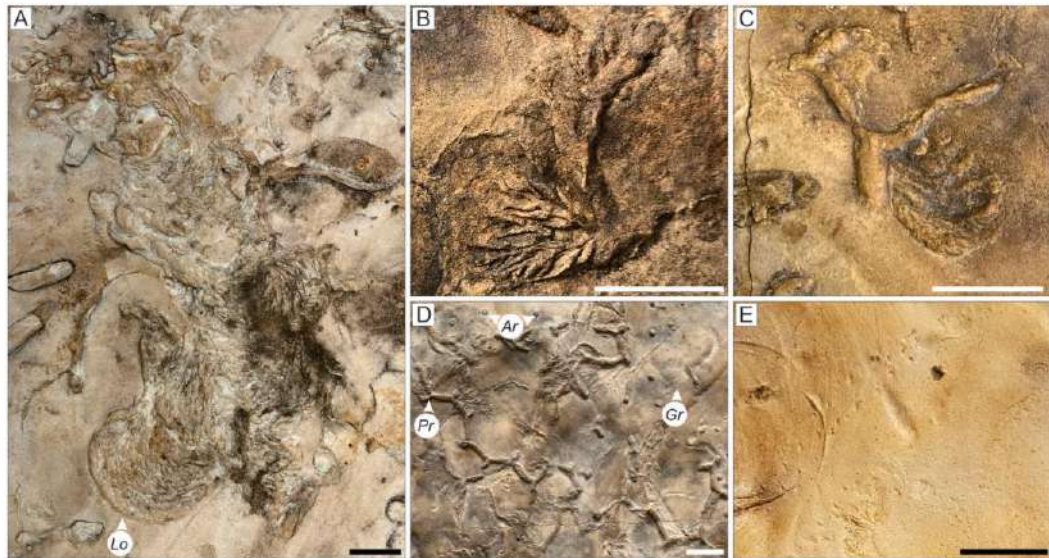


Fig. 8. Trace fossils from *Lophoctenium* suite in bedding plane view. A-C. *Lophoctenium haudimineri* (Lo). D. *Protapleodictyon spinata* (Pr), *Arenicolites* isp. (Ar), and *Granularia* isp. (Gr). E. *Diplichnites* isp. Scale bar = 2 cm.

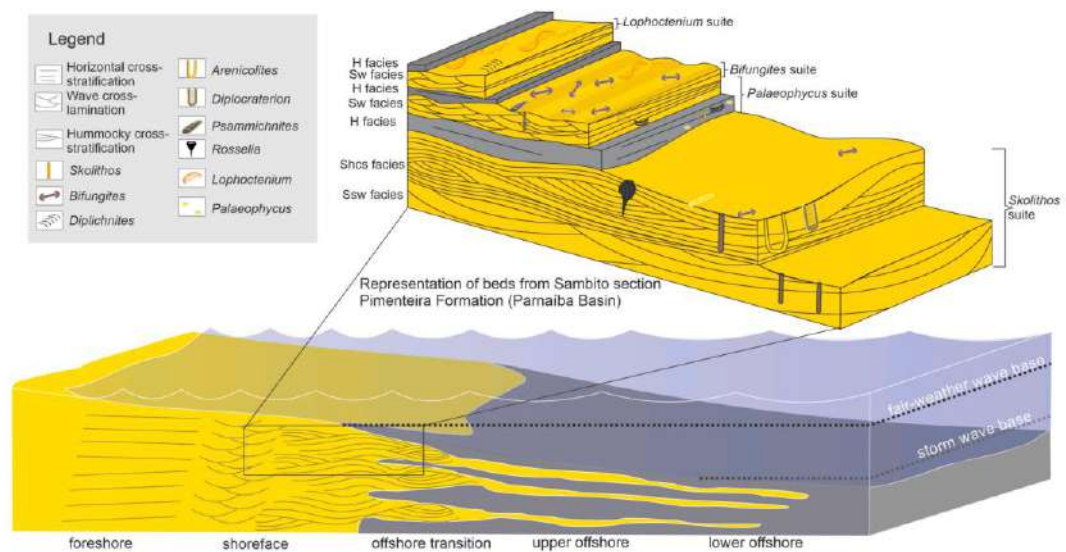


Fig. 9. Inferred depositional setting for Sambito section, Pimenteira Formation of Parnaíba Basin based on distribution of ichnological suites and facies.

CRedit authorship contribution statement

Emmanuel Franco Neto: Writing – original draft, Methodology, Investigation, Formal analysis, Conceptualization. **Sonia Agostinho:** Writing – original draft, Supervision, Methodology, Investigation, Funding acquisition, Formal analysis, Conceptualization. **Daniel**

Sedorko: Writing – original draft, Visualization, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation, Conceptualization. **Edilma de Jesus Andrade:** Writing – original draft, Methodology, Investigation, Formal analysis. **Zenilda Vieira Batista:** Writing – original draft, Methodology, Investigation, Formal analysis. **Carlos Alves Moreira Junior:** Writing – original draft, Methodology, Investigation, Formal

analysis. **Mario Ferreira de Lima Filho:** Methodology, Investigation, Formal analysis, Conceptualization, Writing - original draft.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgments

To the UFPE/ANP/FINEP Human Resources Program (PRH 47) for granting the master's scholarship to Emmanuel Franco Neto. The authors are also grateful to PRH 47, the Federal University of Pernambuco and the Laboratory of Sedimentary and Environmental Geology (LAG-ESE) for logistical and financial support to carry out this work, as well as the reviewers for relevant and constructive corrections. DS. thanks to the Brazilian Scientific and Technological Research Council - CNPq (proc. 159548/2018-7).

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104162>.

References

- Agostinho, S., Viana, M.S.S., Fernandes, A.C.S., 2004. Duas novas icnoespécies de Bifungites Desio, 1940 na Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil, vol. 62. Arquivos do Museu Nacional, pp. 519–530.
- Agostinho, S., Batista, Z.V., Barros, C.L., Santos, C.A.S., 2012. Icnofósseis Devonianos da Formação Pimenteiras, estado do Piauí e suas aplicações paleoambientais e paleogeográficas. *Estudos Geológicos* 22, 117–130.
- Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, J.R.C., Wanderley, A.A., Forgiarini, L.L., Medeiros, M.F., 2004. Folha SB24-jaguaribe. Serviço Geológico do Brasil, scale 1:1.
- Baniak, G.M., Gingras, M.K., Burns, B.A., Pemberton, S.G., 2014. An example of a highly bioturbated, storm-influenced shoreface deposit: upper Jurassic Ula Formation, Norwegian North Sea. *Sedimentology* 61, 1261–1285.
- Bromley, R.G., 1996. Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications, vol. 2. Springer-science+business Media, B. V., Denmark, p. 361.
- Bromley, R.G., Asgaard, U., 1991. Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia* 24, 153–163.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2011. Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time, vol. 1. Cambridge University Press, New York, p. 358.
- Buatois, L.A., Bromley, R.G., Mángano, M.G., Bellou, E., Carmona, N.B., 2003. Ichnology of shallow marine deposits in the Miocene Chenque Formation of Patagonia: complex ecologic structure and niche partitioning in Neogene ecosystems. In: Buatois, L.A., Mángano, M.G. (Eds.), *Icnología: Hacia una convergencia entre geología y biología. Publicación Especial de la Asociación Paleontológica Argentina* 9, 85–95.
- Buatois, L.A., Wisshak, M., Wilson, M.A., Mángano, M.G., 2017. Categories of architectural designs in trace fossils: a measure of ichnodiversity. *Earth Sci. Rev.* 164, 102–181.
- Caputo, M.V., 1984. Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil. PhD Thesis. University of California.
- de Castro, D.L., Bezerra, F.H., Fuck, R.A., Vidotti, R.M., 2016. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth* 7, 529–548.
- Corrêa, L.M.S.A., Agostinho, S., Fernandes, A.C.S., Vieira, P.M., 2004. Icnofósseis da Formação Pimenteiras (Devoniano da Bacia do Parnaíba), Município de Miranorte. Estado do Tocantins, Brasil. Arquivos do Museu Nacional 62, 283–291.
- Cunha, P.R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B., 2007. Bacia do Amazonas. *Bol. Geociências Petrobras* 15, 227–251.
- Duke, W., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology* 32, 67–94. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00502.x>.
- Fernandes, A.C.S., Fonseca, V.M.M., 2005. A contribuição de Ignacio Aureliano Machado Brito à Icnologia brasileira, vol. 63. Arquivos do Museu Nacional, pp. 619–624.
- Fernandes, A.C.S., Fonseca, V.M.M., Ponciano, L.G.M.O., 2012. Icnofósseis da Bacia do Parnaíba: as contribuições de Wilhelm Kegel. *Rev. Bras. Palaontol.* 15, 153–163.
- Frey, R.W., Howard, J.D., 1990. Trace fossils and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah. *J. Paleontol.* 64 (5), 803–820.
- Frey, R.W., 1990. Trace fossils and hummocky cross-stratification. *Upper Cretaceous of Utah. Palaios*, 5 203–218.
- Fürsich, F.T., Uchman, A., Alberti, M., Pandey, D.K., 2018. Trace fossils of an amalgamated storm-bed succession from the Jurassic of the Kachchh Basin, India: the significance of time-averaging in ichnology. *Paleogeography* 7, 14–31. <https://doi.org/10.1016/j.jsop.2017.11.002>.
- Góes, A.M.O., Feijo, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências Petrobras* 8, 57–67.
- Góes, A.M.O., Souza, J.M.P., Teixeira, L.B., 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências Petrobras* 4 (1), 55–64.
- Goldring, R., 1985. The formation of the trace fossil. *Cruziana. Geol. Mag.* 122, 65–72.
- Goldring, R., 1993. Ichnofacies and facies interpretation. *Palaios* 8, 403–405.
- Goldring, R., Bridges, P., 1973. Sublittoral sheet sandstones. *J. Sediment. Res.* 43, 736–747.
- Grahn, G., Young, C., Borghi, L., 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Rev. Bras. Palaontol.* 11, 137–146.
- Häntzschel, W., 1962. Trace fossils and problematica. In: Moore, R.C. (Ed.), *Treatise on In-Vertebrate Paleontology*, Part W, pp. 177–245.
- Häntzschel, W., 1975. Trace fossils and problematica. In: Moore, R.C. (Ed.), *Treatise on In-Vertebrate Paleontology*, Part W W1–W269.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. *Short Course* 2.
- IBGE, 2021. Base cartográfica contínua do Brasil. Scale 1:250.
- Kegel, W., 1966. Rastos do Devoniano da Bacia do Parnaíba. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia 233, 32.
- Lavina, E.L., Araújo-Barberena, D.C., Azevedo, S.A., 1991. Tempestades de inverno e altas taxas de mortalidade de répteis mesossauros: um exemplo a partir do passo de São Borja, Rio Grande do Sul, Porto Alegre. *Pesquisas* 18, 64–70.
- Mabescone, J.M., 1977. Paleozoic–Mesozoic deposits of the Piauí–maranhão syncline (Brazil): geological history of a sedimentary basin. *Sediment. Geol.* 19, 7–38.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., 1992. Ichnological aspects of cretaceous shoreface successions and shore-face variability in the western interior seaway of North America. *SEPM Core Workshop* 17, 57–84.
- MacEachern, J.A., Gingras, M.K., Bann, K.L., Daboe, L.T., Pemberton, S.G., 2007a. Applications of ichnology to high-resolution genetic stratigraphic paradigms. *SEPM Short Course Notes* 52, 93–127. <https://doi.org/10.2110/pec.07.52.0095>.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., 2007b. The ichnofacies paradigm: high-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. In: MacEachern, J.A., Bann, B.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), *Applied Ichnology: SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Short Course Notes* 52, 27–64.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Zonneveld, J.P., Dabgaard, S.E., Pemberton, S.G., 2012. The ichnofacies paradigm. In: Knauth, D., Bromley, R.G. (Eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments: Dev. Sedimentol.* 64, 103–138.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., 2011. Timing of infaualization in shallow-marine early paleozoic communities in gondwanan settings: discriminating evolutionary and paleogeographic controls. *Palaentol. Electron.* 14, 1–21.
- Melo, J.H.G., Loboziak, S., 2003. Devonian–early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Rev. Paleobot. Palynol.* 124, 131–202.
- Memória, S.C., Netto, Renata G., Andrade, L.S., Sedorko, D., Ginerios, J.G., Agostinho, S. M., 2021. Ichnofauna from the silurian-devonian beds of the Parnaíba Basin at Poti river canyon (piauí state, NE Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 110, 1–29.
- Mesner, J.C., Woodruffe, L.P., 1964. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, north Brazil. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 48, 1475–1512.
- Miller, K.B., Brett, C.E., Parsons, K.M., 1988. The paleoecologic significance of storm-generated disturbance within a Middle Devonian muddy epicritic sea. *Palaios* 35–52.
- Miloski, P., de Castro Valente, S., Mendes, J.C., de Assis Negri, F., de Medeiros, S.R., Miranda, A.W., Corval, A., Borghi, L., 2020. Petrogenesis of the low-TiO2 batalla suite in the eastern Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Int. J. Earth Sci.* 109 (3), 785–807.
- Peck, L., Brockington, S., Vanhove, S., Beghyn, M., 1999. Community recovery following catastrophic iceberg impacts in a soft-sediment shallow-water site at Signy Island, Antarctica. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 186, 1–8. <https://doi.org/10.3354/meps186001>.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Ranger, M.J., 1992. Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*, Society for Sedimentary Geology Core Workshop 17, 85–118.
- Pemberton, S.G., Spill, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K., 2001. Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems, vol. 15. Geological Association of Canada Short Course Notes.
- Reineck, H.E., 1963. Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee, vol. 505. *Abhandlungen der senckenbergischen naturforschenden, Gesellschaft*, pp. 1–138.
- Rodrigues, R., Loboziak, S., Alves, D.B., 1998. Geochemical characterization and miospore biostratigraphy of the Frasnian anoxic event in the Parnaíba Basin, northeast Brazil. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 19, 319–327.
- Santos, M.E.C.M., Carvalho, M.S.S., 2009. Paleontologia das bacias do Parnaíba. Grajaú e São Luís. CPRM, p. 215.
- Santos, J.M., Dentzien-Dias, P., De Oliveira, P.V., 2021. Contribution to the ichnology of the Parnaíba basin in the state of Piauí, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 109, 1–9.
- Sedorko, D., Netto, R.G., Horodyski, R.S., 2018. A *Zoophycos* carnival in Devonian beds: paleoecological, paleobiological, sedimentological, and paleobiogeographic insights. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocool.* 507, 188–200. <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2018.07.016>.

- Sedorko, D., Netto, R.G., Horodyski, R.S., 2019. Tracking Silurian–Devonian events and paleobathymetric curves by ichnologic and taphonomic analyzes in the southwestern Gondwana. *Global Planet. Change* 179, 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.05.007>.
- Sedorko, D., Netto, R.G., Villegas-Martín, J., Dasgupta, S., Tognoli, F.M.W., Plantz, J., Carelli, T., Borghi, L., 2022. *Glossifungites* suites and tubular tempestites in Devonian shallow-marine deposits from Paraná Basin. In: Cónsole-Gonella, C., de Valais, S., Díaz-Martínez, I., Citton, P., Verde, M., McIlroy, D. (Eds.), *Ichnology in Shallow-Marine and Transitional Environments*. Geological Society, London, Special Publications, p. 522. <https://doi.org/10.1144/SP522.2021.113>.
- Seilacher, A., 2007. *Trace Fossil Analysis*. Heidelberg, 1 ed. Springer-verlag, p. 226.
- Silva, V.C., 2020. *Fronteiras internacionais da América do Sul*. scale 1.
- Silva, R.C., Dominato, V.H., Fernandes, A.C.S., 2012. Novos registros e aspectos paleoambientais dos icnofósseis da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí, Brasil. *Gaea-Journal of Geoscience* 8, 33–41.
- Swift, D.J.P., Niedoroda, A.W., 1985. Fluid and sediment dynamics on continental shelves. *SEPM Short Course Notes* 13, 47–133.
- Trindade, V.S.F., de Araujo Carvalho, M., Borghi, L., 2015. Palynofacies patterns of the Devonian of the Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironmental implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 62, 164–175.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S., 2007. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências Petrobras* 15, 253–263.
- Young, C.H.K., Borghi, L., Fernandes, A.C.S., 2002. Icnofósseis da Formação Pimenteiras (Devoniano, Bacia do Parnaíba) em testemunhos de sondagem. *Paleontologia em Destaque* 40, 21.
- Della Favera, J.C., 1982. Devonian storm-and tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brazil. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 66, 562, 562.