

Microfácies de carbonatos pensilvanianos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) no norte da Bacia do Amazonas, Urucará (AM)

Elane Sampaio de SOUSA¹, Roberto Cesar de Mendonça BARBOSA¹ & Isaac Daniel RUDNITZKI²

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas. Av. General Rodrigo Octávio Jordão Ramos, 1.200, CEP 69.067-005, Manaus, AM, Brasil (elanesampaio8@hotmail.com, rcarbosa@ufam.edu.br).

² Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto. R. Diogo de Vasconcelos, 122, CEP 35.400-00, Pilar-Ouro Preto, MG, Brasil (isaac.rudnitzki@ufop.edu.br).

Resumo. A aplicação de técnicas microfaciológicas em exposições de carbonatos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós), situados na borda norte da Bacia do Amazonas, permitiu contribuir na reconstituição paleogeográfica do Pensilvaniano da bacia, uma vez que as principais interpretações da unidade são baseadas em dados da borda sul devido a facilidade logística de acesso em condições amazônicas. A análise microfaciológica em 80 seções delgadas de uma sucessão carbonática de aproximadamente 30 m permitiu a individualização de 10 microfácies (MF): Mudstone recristalizado (MF1), Mudstone/wackestone com intraclastos (MF2), Mudstone/wackestone com terrígenos (MF3), Dolomudstone/wackestone (MF4), Dolowackestone/packstone com peloides (MF5), Wackestone/packstone bioclástico com foraminíferos (MF6), Packstone/grainstone oolítico (MF7), Grainstone com peloides (MF8), Grainstone com ooides recristalizados (MF9) e Grainstone bioclástico (MF10). As microfácies foram agrupadas em 4 zonas faciológicas que remetem a instalação de uma plataforma carbonática com amplas planícies de marés com precipitação carbonática e evaporítica (sabkha), lagunas com circulação restrita e barras oolíticas/bioclásticas. Espessos depósitos interpretados como sabkha sugerem condições mais evaporíticas da plataforma carbonática quando comparados com exposições da borda sul da bacia. Os dados levantados nessa pesquisa, possuem caráter inédito e reforçam interpretações paleoambientais anteriores para a borda sul e auxiliam no refinamento da reconstrução das condições paleogeográficas da Formação Itaituba.

Palavras-chave. Petrografia, Zonas faciológicas, Plataforma carbonática.

Abstract. CARBONATES MICROFACIES IN PENNSYLVANIAN ITAITUBA FORMATION (TAPAJÓS GROUP) ON NORTHERN AMAZONAS BASIN, URUCARÁ (AM). The application of microfaciological techniques in carbonates of the Pensilvanian Itaituba Formation (Tapajós Group), in northern border of the Amazon Basin, contribute to their paleogeographic reconstitution, since the main interpretations of the unit are based on data from the southern border due to logistical access in Amazonian conditions. The microfaciological analysis in 80 thin sections of a carbonate succession of around 30 m thick allow to the individualization of 10 microfacies: Recrystallized mudstone (MF1), Intraclastic mudstone/wackestone (MF2), Terrigenous mudstone/wackestone (MF3), Dolomudstone/wackestone (MF4), Peloidal dolowackestone/packstone (MF5), Bioclastic foraminifera wackestone/packstone (MF6), Oolitic packstone/grainstone (MF7), Peloidal grainstone (MF8), Recrystallized ooids grainstone (MF9) and Bioclastic grainstone (MF10). The microfacies were grouped into 4 faciologic zones linked to a carbonate platform with wide tidal plains of carbonatic and evaporitic precipitation (sabkha), as well as restricted circulation lagoons due to oolitic/bioclastic bars. The thickness deposits interpreted as sabkha suggest more evaporitic conditions when compared to exposures on the southern border of the basin. The data collected in this research, have an inedited character and reinforce previous paleoenvironmental interpretations for the southern border and help to the reconstruction of the paleogeographic conditions of the Itaituba Formation.

Keywords. Petrography, Faciologal zones, Carbonate platform.

1 Introdução

Rochas carbonáticas representam importantes fontes de dados para compreensão e caracterização paleoambiental do planeta, pois as condições que controlam a precipitação de sedimentos bioquímicos são diretamente afetadas por fatores externos como pressão, temperatura, pH, salinidade e outros (Cambier, 2011; Seibel & James, 2017; Tucker & Dias-Brito, 2017, Neves & Barbosa, 2019). Adicionalmente, estudos em carbonatos podem auxiliar no estabelecimento de zonas faciológicas que são fundamentais para reconstruções paleogeográficas e evolutivas de plataformas carbonáticas (Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2004) e podem ter implicações na qualidade de reservatórios de hidrocarbonetos associados a essas rochas (Riccomini *et al.* 2012; Okubo, 2014; Favoreto *et al.* 2016).

Na Bacia Sedimentar do Amazonas ocorrem representativas exposições de rochas carbonáticas Pensilvanianas relacionadas a Formação Itaituba (Grupo Tapajós), interpretada como de ambiência lagunar a marinho raso (Figueiras, 1983; Matsuda, 2002; Matsuda *et al.*, 2004, 2010; Scomazzon & Lemos, 2005; Lima, 2010; Máximo, 2012; Silva *et al.*, 2015, Moutinho *et al.*, 2016; Neves & Barbosa, 2019; Silva, 2019). Grande parte dos trabalhos citados apresenta considerações microfaciológicas e conotações paleoambientais baseadas essencialmente em informações da borda sul da bacia, enquanto que exposições desta unidade na borda norte continuam praticamente inexploradas por conta das dificuldades logísticas da Amazônia, como por exemplo ausência de amplas exposições ao longo das drenagens e menor densidade de minas da indústria de cimento.

A avaliação microfaciológica de carbonatos da Formação Itaituba na borda norte da bacia apresentada nesse estudo poderá refinar tanto questões paleoambientais, quanto evidenciar padrões de distribuição dos zoneamentos faciológicos do mar epicontinental Pensilvaniano da Bacia do Amazonas, que necessitam de uma maior atenção, especialmente na borda norte da bacia, além de constatar se as condições de precipitação carbonática são similares as

encontradas na borda sul.

Diante do exposto, os objetivos do artigo são: (1) caracterização microfaciológica, (2) individualização de zonas faciológicas, e (3) interpretação paleoambiental da Formação Itaituba a partir da descrição de 80 lâminas delgadas de uma seção carbonática de aproximadamente 30 m de espessura na borda norte da Bacia do Amazonas, região de Uruará (AM). Os dados apresentados aqui sugerem a implantação de uma plataforma carbonática adjacente ao mar epicontinental Pensilvaniano no paleocontinente Gondwana e condições de sedimentação levemente mais evaporíticas quando comparados com trabalhos já realizados na borda sul.

2 Área de estudo, geologia, materiais e métodos

2.1 Localização da área

Este trabalho teve como foco rochas carbonáticas da Formação Itaituba que afloram na mina de calcário de Jatapu, localizada nas coordenadas 1°42'16"S / 58°30'42"W, município de Uruará, nordeste do estado do Amazonas, cerca de 230 km em linha reta da capital Manaus (Fig. 1). A mina está situada na margem direita do rio Jatapu, a aproximadamente 125 km a montante da sede do município e sob responsabilidade da empresa Itautinga Agro Industrial S. A. (Cimento Nassau).

O acesso a área de estudo foi inicialmente por via terrestre partindo da cidade de Manaus (AM) por meio das rodovias estaduais AM-010 e AM-363 até o município de Itapiranga (AM), onde se inicia o trecho por via fluvial pelo rio Uatumã e posteriormente pelo rio Jatapu até a área de estudo.

2.2 Contexto geológico

A Bacia intracratônica do Amazonas está situada na porção norte do Brasil, possui cerca de 500.000 km² de extensão, apresenta eixo deposicional alinhado no sentido leste-oeste e recobre partes dos estados do Amazonas, Pará e Amapá (Milani & Zalán, 1999). Seus limites geológicos são representados pelo Escudo das

Guianas ao norte, o Escudo Brasileiro ao sul, o Arco de Purus a oeste e o Arco de Gurupá a leste, que respectivamente a separa da bacia do Solimões e do Marajó (Wanderley Filho *et al.*, 2005).

Segundo Cunha *et al.* (1994), o início do preenchimento sedimentar e ígneo da bacia inicia no Neo-ordoviciano, com a estratigrafia marcada pela deposição de duas megassequências de primeira ordem, uma Paleozoica e outra Mesozoico-Cenozoica (Silva, 1996; Milani & Zalán, 1999; Cunha *et al.*, 2007) que podem alcançar mais de 5.000 m de espessura em seu depocentro (Wanderley Filho *et al.*, 2005).

A Megassequência Paleozoica é constituída por rochas sedimentares associadas a um grande volume de intrusões de diques e soleiras de diabásio mesozoicos e composta por quatro sequências de segunda ordem: Ordoviciano-Devoniana (Grupo Trombetas), Devoniano-Tournaisiana (Grupos Urupadi e Curuá), Neoviseana (Formação Faro) e Pensilvaniano-Permiana (Grupo Tapajós).

A Formação Itaituba integra a Sequência Pensilvaniano-Permiana (Grupo Tapajós) que marca uma nova fase de subsidência e ingresso marinha na bacia sob uma drástica mudança no regime climático. Nesse sentido, o clima passa

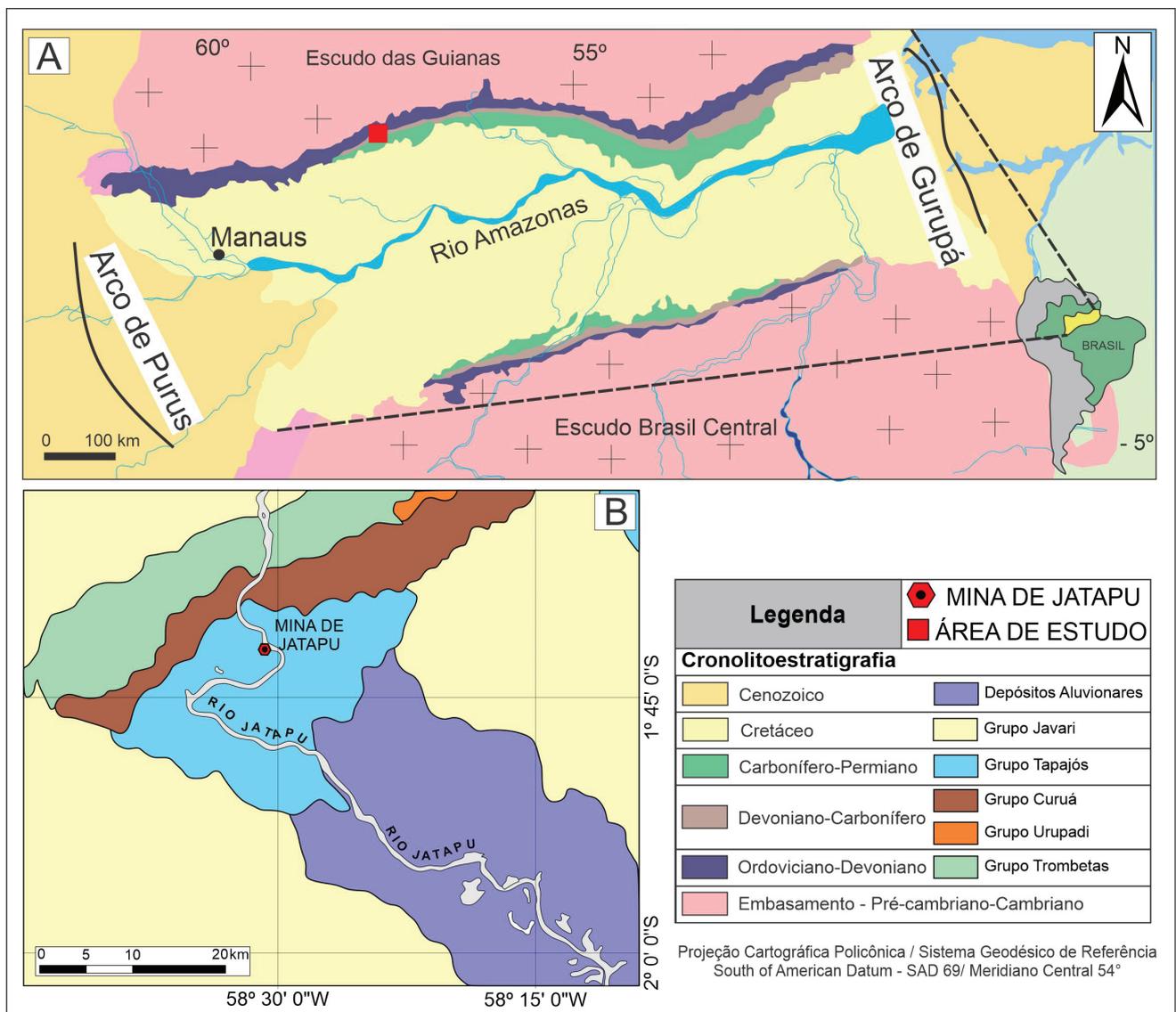


Figura 1. Mapa geológico e de localização (mina de Jatapu). A) Mapa geológico simplificado da Bacia do Amazonas com destaque para a área de estudo no quadrado vermelho (Modificado de Wanderley Filho *et al.*, 2005); B) Mapa geológico da área de estudo na mina de Jatapu situada na margem direita do rio homônimo, município de Urucará (Reis *et al.*, 2006).
 Figure 1. Geological and location map (Jatapu mine). A) Simplified geological map of the Amazon Basin and the study area on the northern border (Modified of Wanderley Filho *et al.*, 2005); B) Geological map of the study area at the Jatapu mine, located in right margin the homonymous river in Urucará (AM) region (Reis *et al.*, 2006).

de frio para quente e árido como resultado da deriva da placa gondwânica na fase final de aglutinação do supercontinente Pangea (Cunha, 2000). O Grupo Tapajós é constituído, da base para o topo, pelas formações Monte Alegre (arenitos eólicos e de *wadis*, intercalados com siltitos e folhelhos de interdunas e lagos do Neobashkiriano), Itaituba (folhelhos, carbonatos e anidritas de fácies lagunar e marinho raso/inframaré, com idade Neobashkiriana–Moscoviana), Nova Olinda (calcários, anidritas e halitas de inframaré e planícies *sabkha* de idade supostamente Moscoviana–Gzheliana) e Andirá (siltitos e arenitos avermelhados do tipo *red beds* de fácies fluviais e raras anidritas lacustrinas do Asseliano–Sakmariano).

A Formação Itaituba se destaca por conter um registro carbonático expressivo dentre as unidades litoestratigráficas do Grupo Tapajós, chegando até 420 m. Além disso, possui um rico conteúdo paleontológico e potencial econômico na indústria na produção de cimento e insumos agrícolas (Reis *et al.*, 2006; Cunha *et al.*, 2007; Ferreira *et al.*, 2015).

A seção-tipo desta unidade está situada no igarapé Bom Jardim, na localidade de Paredão (PA) e possui espessura de 100 m, enquanto a seção de referência encontra-se no intervalo de 2.100 a 2.245 m do poço 1-NO-6-AM (Reis *et al.*, 2006). Segundo Silva (1996), a Formação Itaituba está organizada em ciclos carbonático-evaporíticos com delgados intervalos siliciclásticos, salientando espessas camadas de carbonato com diversificada e abundante fauna de invertebrados marinhos.

Estratigraficamente a Formação Itaituba está sobreposta a Formação Monte Alegre e sotoposta a Formação Nova Olinda. A passagem para a unidade sobreposta ocorre de forma transicional e concordante, marcada em subsuperfície por uma camada de anidrita (Silva, 1996; Reis *et al.*, 2006).

A sucessão carbonática da Formação Itaituba possui origem marinha evidenciada com maior clareza pela natureza da biota já identificada (p.e., conodontes, foraminíferos, palinórfos, fragmentos de peixe, braquiópodes, trilobitas, crinóides, corais, briozoários, gastrópodes, bivalves, ostracodes, espículas de esponja,

escolecodontes e cefalópodes), na qual os táxons encontrados são predominantemente marinhos, incluindo formas planctônicas, como é o caso dos cefalópodes (Scomazzon & Lemos, 2005). Na Formação Itaituba também foram destacados por Moutinho *et al.* (2016) traços fósseis pertencentes ao icnogênero *Thalassinoides* sp. e *Zoophycos* sp., os quais foram associados pela mesma autora a dois principais subambientes de sedimentação em contexto de intermaré/submaré e em submaré, respectivamente.

Um dos primeiros estudos de microfácies nesta unidade foi realizado por Carozzi *et al.* (1972) *apud* Neves (2009) permitindo a individualização de quatro ambientes deposicionais: inframaré e intermaré baixa, caracterizados por microfácies com associação de braquiópodes, briozoários, equinodermas, foraminíferos bentônicos calcários, trilobitas e pelecípodes; intermaré alta, caracterizado por microfácies com foraminíferos aglutinantes, ostracodes, pelecípodes de concha delgada, espículas de esponjas, gastrópodes e calcisferas; e supramaré, marcado por poucas esteiras microbiais e ocasionalmente ostracodes.

Já Figueiras (1983), por meio do estudo na região de Aveiro (PA), identificou 7 microfácies, as quais sugerem ambiente de plataforma marinha aberta (*packstones* biomicritos e biomicroesparitos, *grainstones* com foraminíferos e biointraesparito com ou sem agregados), além do ambiente de margem de plataforma ou bancos de areia (*grainstones* com bioclastos micritizados e *grainstones* com peloides e oolitos).

Por meio de análises químicas e petrográficas, Matsuda (2002) identificou 17 microfácies que foram interpretadas como representativas de 7 ambientes deposicionais: plataforma externa, barra bioclástica, laguna, intermaré/supramaré, plataforma restrita/*sabkha* e planície de maré.

Com relação às idades da Formação Itaituba, são reconhecidos três principais indicadores bioestratigráficos a nível de grupo: fusulinídeos (foraminíferos bentônicos), palinórfos e conodontes. Entre os foraminíferos destacam-se as espécies *Millerella*

extensa, *Millerella pressa* e *Eostafella advena* que sugerem idade Neomorrowano ao Atokano médio (Altiner & Savini, 1995). Nos palinórfos, exemplares de *Spelaotriletes triangulus*, *Striomonosaccites incrassatus* e *Illinites unicus* indicam uma idade entre Neomorrowano ao Eodesmoinesiano (Playford & Dino, 2000). Essas interpretações estão de acordo com os dados dos conodontes *Neognathodus symmetricus*, *Neognathodus roundyi* e *Idiognathodus incurvus* que também sugerem idades entre o Neomorrowano e Eodesmoinesiano (Scomazzon, 2004).

2.3 Materiais e métodos

Esse trabalho contou com 80 seções delgadas impregnadas com epóxi azul e tingidas com vermelho de alizarina e ferrocianeto de potássio (Adams *et al.*, 1984), obtidas em um perfil estratigráfico de 30,75 m de espessura da Formação Itaituba na Mina Jatapu (Fig. 2).

A coleta de amostras foi realizada em espaçamentos médios de cerca de 20 cm, no entanto, a depender dos litotipos o espaçamento foi de até 80 cm. As seções delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Sedimentologia e Estratigrafia da Petrobrás, Unidade Manaus (UO/AM) e estão armazenadas no Laboratório de Microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (PPGGEO/UFAM).

As seções delgadas foram alvo de uma avaliação qualitativa e quantitativa dos constituintes primários, diagenéticos, poros, além da textura, através da contagem de, no mínimo, 300 pontos seguindo uma orientação em travessas regulares ao longo da seção delgada, com o auxílio de um *charriot* acoplado ao microscópio petrográfico (Olympus BX-51) locado Laboratório de Microscopia do PPGGEO/UFAM.

Os dados adquiridos foram organizados, analisados e recalculados em porcentagens para classificação textural (Dunham, 1962) e de microfácies carbonáticas que auxiliaram as interpretações paleoambientais (Wilson, 1975; Flügel, 2004; Tucker & Dias-Brito, 2017).

Adicionalmente, outros sistemas de classificação como produtos de recristalização, precipitados autigênicos e substituição (Folk, 1962), sílica autigênica (Scholle & Ulmer-Scholle 2003), texturas dolomíticas (Sibley & Gregg, 1987) e tipos de poros (Choquette & Pray, 1970) também foram utilizados.

3 Resultados

3.1 Descrição de Microfácies

Os dados petrográficos contribuíram na definição de dez microfácies carbonáticas, elencadas a seguir (Tabelas 1 e 2).

Mudstone recristalizado (MF1) composto por calcita microcristalina (~72,8%), seguido de micrito (~13,0%), sílica autigênica (~8,5%), dolomita microespática (~2,1%) e, de forma subordinada por grãos aloquímicos como fragmentos de crinóides (~1,0%), bioclastos indiferenciados (~0,6%), calcita espática (~0,4%) e porosidade secundária (~4,0%) (Fig. 3A).

Na MF1 a calcita microcristalina apresenta aspecto subtranslúcido, interpartícula ou na forma de cristais muito finos a finos. O micrito ocorre de forma dispersa entre os cristais finos de calcita. A sílica é evidenciada em textura megaquartzo em mosaico, por vezes apresentando acículas de anidrita com cerca de 0,1 mm e em textura calcedônia. A dolomita microespática ocorre interpartícula na forma de cristais finos a muito finos com textura não-planar. Os fragmentos de crinóides apresentavam textura em peneira e alta birrefringência em formas semicirculares, enquanto os fragmentos bioclásticos indiferenciáveis possuem textura interna totalmente obliterada.

Cristais de calcita espática em textura blocosa ocorrem preenchendo parcialmente poros. Predomina porosidade secundária dos tipos intercristalina, canal, *vug* e móldica, com dimensão entre microporo e mesoporo pequeno. Os principais processos diagenéticos identificados foram a autigênese de sílica, neomorfismo do micrito, cimentação de calcita espática e a compactação química (*dissolution seams*).

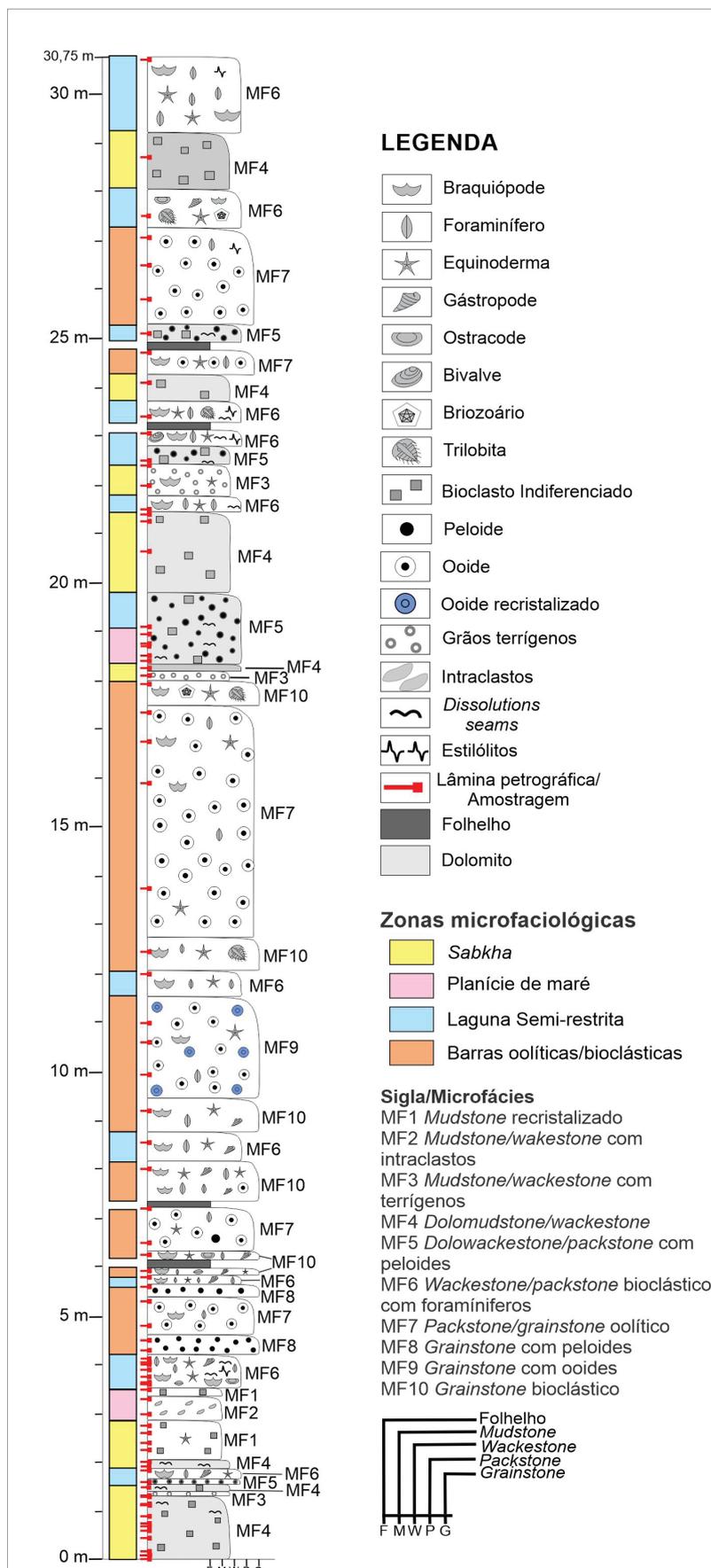


Figura 2. Perfil colunar da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) na Mina Jatapu, borda norte da Bacia do Amazonas, com a indicação das microfácies, das zonas microfaciológicas interpretadas e o posicionamento das amostras de rochas carbonáticas coletadas.

Figure 2. Itaituba Formation stratigraphic column (Tapajós Group) on Jatapu mine, northern border of the Amazon Basin, with the indication of the microfácies, microfaciological zones interpreted and the collected samples.

Tabela 1. Principais aspectos, processos deposicionais e diagenéticos das microfácies identificadas na Formação Itaituba na borda norte da Bacia do Amazonas.

Table 1. Main characteristics, depositional and diagenetic interpretations of the Itaituba Formation microfacies on the Amazon Basin northern border.

Microfácies/ Sigla	Descrição	Processo deposicional e diagenético
Mudstone recristalizado MF1	Carbonato matriz suportado composto por calcita microcristalina (~72,8%), seguida do micrito (~13,0%) e de forma subordinada por grãos aloquímicos como fragmentos de crinoides (~1,0%) e bioclastos indiferenciados (~0,6%). Cimentação de sílica autigênica (~8,5%), dolomita microespática (~2,1%) e calcita espática (~0,4%). Porosidade secundária (~4,0%) do tipo intercristalino, canal, <i>vug</i> e móldico. Moldes evaporíticos parcialmente preenchidos por sílica. <i>Dissolution seams</i> .	Precipitação bioquímica em ambiente de baixa energia, alta salinidade e aparecimento de evaporitos. Autigênese de sílica substituindo moldes evaporíticos, neomorfismo, compactação química e dissolução gerando porosidade secundária.
Mudstone/ wackestone com intraclastos MF2	Carbonato matriz suportado representado por intraclastos (~55,0%), calcita microespática (~20,0%), micrito (~7,0%), calcita espática (~6,3%), calcita em mosaico (~7,5%), dolomita microespática (~3,7%), além de bioclastos indiferenciados (~0,3%). Porosidade secundária (~0,4%) do tipo intercristalina.	Precipitação bioquímica em zonas com lâmina d'água rasa e de baixa energia submetidos a períodos de exposição subaérea. Neomorfismo do micrito e cimentação de calcita.
Mudstone/ wackestone com terrigenos MF3	Carbonato matriz suportado composto por dolomita microespática (~28,3), micrito (~27,2%), além de grãos de quartzo (~19,5%), bioclastos indiferenciados (~8,8%), bioclastos de braquiópodes (~5,1%), crinoides (~2,7%), foraminíferos (~1,0%), briozoários (~0,3%), intraclastos (~1,5%), ooides radial (~0,3%). Cimentação indicada por cristais de dolomita planar-s (~3,2%), calcita espática (~1,3%), anidrita e gipso (<0,3%). Porosidade secundária (~0,2%) do tipo intercristalina e em canal. <i>Dissolution seams</i> .	Precipitação bioquímica e clástica em zonas com lâmina d'água rasa de baixa energia e com períodos de incursão de material siliciclástico. Dolomitização da matriz e cimentação de calcita.
Dolomudstone/ wackestone MF4	Carbonato matriz suportado composto por dolomita microespática (~76,0%), micrito (~4,0%), grãos aloquímicos de bioclastos indiferenciados (~2,5%), crinoides (~2,0%), braquiópodes (<2,0%), foraminíferos e pelóides (~1,0%), calcita espática (~2,5%), e pseudomorfs de dolomita (<1,0%), além de cristais de pirita (~2,2%), quartzo autigênico (~2,5%), gipso (<0,3%) e anidrita (<0,3%). Predominam porosidade secundária (~2,4%) do tipo intercristalina, móldica e <i>vug</i> . <i>Dissolution seams</i> .	Precipitação bioquímica em zonas de supramaré associado a alta salinidade. Dolomitização de micrito, ampliação da porosidade intercristalina, cimentação de calcita, substituição de grãos e cristais de dolomita, autigênese de pirita e quartzo, além de compactação química.
Dolowackestone/ packstone peloidal MF5	Carbonato predominantemente matriz suportado composto por dolomita microespática (~70,8%), peletes (~18,2%), micrito (~3,2%), calcita microespática (~2,8%), e bioclastos indiferenciados (~2,3%), fragmentos de crinoides (~0,4%) e braquiópodes (<0,3%) e pirita (1,2%). Porosidade secundária (~0,6%) do tipo intracristalina, canal e em fratura. <i>Dissolution seams</i> .	Precipitação bioquímica em zona de intermaré. Dolomitização do micrito, autigênese de pirita e compactação química.
Wackestone/ packstone bioclástico com foraminíferos MF6	Carbonato predominantemente matriz suportado composto por micrito (~29,6%), calcita microespática (~12,6%), grãos aloquímicos de bioclastos indiferenciados (~11,5%), foraminíferos (~9,4%), braquiópodes (~6,5%), crinoides (~5,0%), ostracodes (~0,6%), calcisferas (<0,6%), gastrópodes, bivalves, trilobitas e briozoários (<0,5%), ooides radiais (~1,8%) e tangencias (<0,5%), peloides (~4,8%) e intraclastos (<0,5%). Cimentação de calcita espática <i>pore filling</i> (~8,8%), mosaico (~1,5%), sobrecrescimento sintaxial (<0,5%), <i>pore lining equant</i> , franja microcristalina e <i>bladed</i> (<0,5%), quartzo autigênico (~1,3%), gipso e anidrita (<0,5%). Porosidade secundária (~1,4%) do tipo intercristalina, em fratura e móldica. <i>Dissolution seams</i> e estilólitos.	Precipitação bioquímica em zonas de intermaré. Micritização de bioclastos, neomorfismo do micrito, ampla cimentação calcítica e compactação química.

Tabela 2. Principais aspectos, processos deposicionais e diagenéticos das microfácies identificadas na Formação Itaituba na borda norte da Bacia do Amazonas. Continuação da Tabela 1.

Table 2. Main characteristics, depositional and diagenetic interpretations of the Itaituba Formation microfacies on the Amazon Basin northern border. Table 1 continuation.

Microfácies/ Sigla	Descrição	Processo deposicional e diagenético
Packstone/ grainstone oolítico MF7	Carbonato grãos suportado por ooides radiais (~25,7%) e tangenciais (~3,9%), peloides (~11,5%), intraclastos (~1,3%), bioclastos indiferenciados (~8,2%), bioclasto de crinoides (~4,0%), foraminíferos (~2,8%), braquiópodes (~2,2%), equinoides (~0,6%), gastrópodes (~0,5%), bivalves, ostracodes, trilobita e briozoários de alta energia. Cimentação de calcita, além de micrito (~5,0%). Cimentação de calcita espática aloquímicos, cimentação de calcita, <i>pore filling</i> (~20,7%), em mosaico (~1,5%), poiquilotópico (~0,5%), dissolução intrapartícula de grãos sobre crescimento sintaxial (~1,0%), além de calcita espática ferrosa aloquímicos, além de compactação (~2,8%), <i>pore lining</i> dos tipos <i>equant</i> (~1,5%) e franja microcristalina química. (~0,8%). Porosidade primária (<0,5%) do tipo interpartícula e secundária (~2,8%) do tipo intercristalina e intrapartícula em ooides. Contatos côncavo-convexos e estilólitos.	Precipitação bioquímica em ambiente de moderada energia. Micritização dos grãos aloquímicos, cimentação de calcita e compactação química.
Grainstone com peloides MF8	Carbonato grãos suportado dominado por peloides (~36,5%), ooides radiais (~8,5%), intraclastos (~0,5%), além de bioclastos indiferenciados (~5,2%), bioclastos de foraminíferos (~8,8%), crinoides (~3,8%), braquiópodes (~1,2%), ostracodes (~0,8%), algas calcáreas (<0,5%), equinoides (~0,4%) e gastrópodes (<0,3%). Matriz micrítica (~1,0%), cimento calcítico <i>pore filling</i> espático (~21,2%), sobre crescimento sintaxial (~0,8%), <i>pore lining</i> em franja microcristalina (~6,7) e <i>equant</i> (~0,3%), além de pirita (~1,2%) e megaquartzo (~2,1%). <i>Dissolutions seams</i> e estilólitos.	Precipitação bioquímica em ambiente de moderada energia. Micritização dos grãos aloquímicos, cimentação de calcita e compactação química.
Grainstone com ooides recristalizados MF9	Carbonato matriz suportado por calcita microespática (~47,5%) e arcabouço composto por ooides radiais (~16,6%) e tangenciais (~0,5%) e bioclastos indiferenciados (~3,7%). Cimento de calcita de espática (~15,8%) e opacos indiferenciados (~1,2%). Porosidade primária (<0,5%) do tipo interpartícula, enquanto que a secundária (~14,1%) é representada por intercristalina, móldica e em fratura.	Precipitação bioquímica em ambiente de alta energia. Neomorfismo de espática, cimentação de calcita e dissolução dos ooides.
Grainstone bioclástico MF10	Carbonato grão suportado por peloides (~11,6%), foraminíferos (~11,2%), bioclastos indiferenciados (~9,7%), bioclastos de crinoides (~8,9%), braquiópodes (~5,7%), ooides radiais (~3,1%) e tangenciais (~0,6%), equinoides e intraclastos (~2,3%), gastrópodes (~0,8%), ostracodes, trilobita e briozoários (<0,5%) e bivalves (~0,2%). Matriz micrítica (~3,8%) e cimentação calcítica nas texturas <i>pore filling</i> espática (~28,8%), microespática (~2,0%), sobre crescimento sintaxial (~1,1%), mosaico e poiquilotópica (~0,3%), além de calcita ferrosa espática (~0,6%), <i>pore lining</i> do tipo <i>equant</i> (~0,5%), franja microcristalina (<0,3%), quartzo autigênico (~0,8%), pirita e gipso (<0,3%). Porosidade secundária (~2,9%) do tipo intercristalina e intrapartícula.	Precipitação bioquímica em ambiente de alta a moderada energia. Micritização, cimentação de calcita, silicificação de bioclastos, neomorfismo de bioclastos e dissolução intrapartícula dos constituintes.

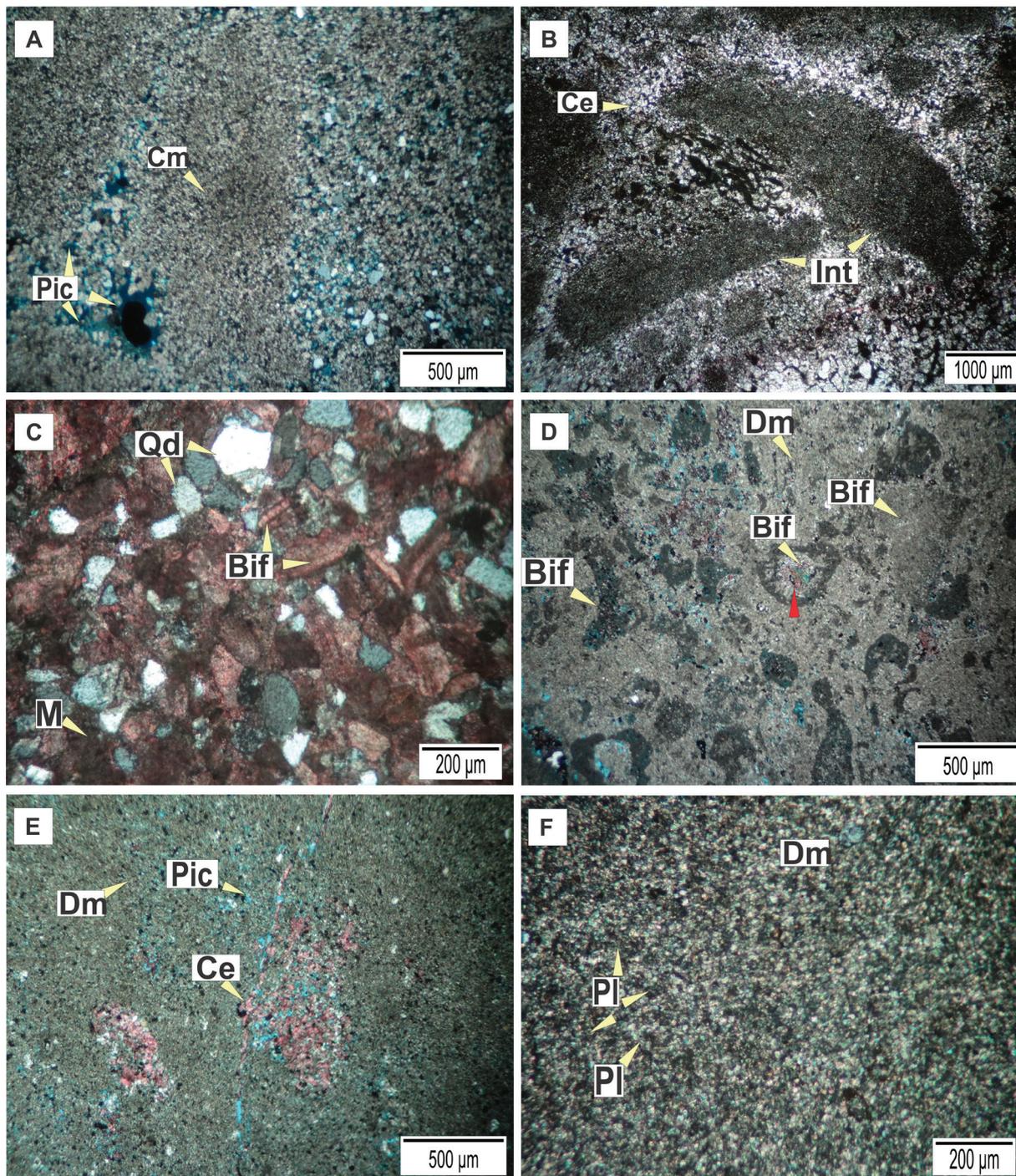


Figura 3. Fotomicrografias das microfácies individualizadas da Formação Itaituba na região de Uruará (AM), borda norte da Bacia do Amazonas. **A)** Microfácies **MF1** com detalhe para o predomínio de calcita microcristalina e porosidade intercristalina (NX, 10x); **B)** Microfácies **MF2**, detalhe para intraclastos em formato alongado a semi-curvo envolto em calcita espática (N//, 4x); **C)** Microfácies **MF3**, grãos de quartzo monocristalinos subarredondados a subangulosos envolto em micrito, além de destaque para bioclastos indiferenciados (NX, 10x); **D)** e **E)** Microfácies **MF4** com predomínio de dolomita microespática e diversos bioclastos indiferenciados. Seta em vermelho indica resquícios de material de composição calcítica (NX, 4x e 10x); **F)** Microfácies **MF5** com o arcabouço destacado por peletes envoltos em dolomita microespática (NX, 20x). Cm – calcita microespática, Pic – porosidade intercristalina, Qd – quartzo detrítico, M – micrito, Int – intraclastos, Ce – calcita espática, Dm – dolomita microespática, PI – peletes, Bif – bioclastos indiferenciados.

Figure 3. Photomicrography of the Itaituba Formation microfacies on Uruará region (AM), northern border Amazon Basin. **A)** Microfacies **MF1** with detail for the predominance of microcrystalline calcite and intercrystalline porosity (NX, 10x); **B)** Microfacies **MF2**, detail for elongated to semi-curved intraclasts wrapped in spatic calcite (N//, 4x); **C)** **MF3** Microfacies, note the subrounded to subangulous monocrystalline quartz grains on micrite and undifferentiated bioclasts (NX, 10x); **D)** and **E)** **MF4** Microfacies with predominance of microspatic dolomite and various undifferentiated bioclasts. Red arrow indicates remnants of calcite composition material (NX, 4x and 10x); **F)** **MF5** Microfacies with the framework highlighted by pellets wrapped in microspatic dolomite (NX, 20x). Cm – microspatic calcite, Pic – intercrystalline porosity, Qd – detritic quartz, M – micrite, Int – intraclasts, Ce – spatic calcite, Dm – microspatic dolomite, PI – pellets, Bif – undifferentiated bioclasts.

Mudstone/wackestone com intraclastos (MF2): representado por intraclastos (~55,0%), calcita microespática (~20,0%), micrito (~7,0%), calcita espática (~6,3%), calcita em mosaico (~7,5%), dolomita microespática (~3,7%), bioclastos indiferenciados (~0,3%) (vide MF1) e porosidade secundária (~0,4%) (Fig. 3B).

Na MF2 predominam intraclastos com tamanhos médios de 4 mm, compostos de micrito e calcita microespática fina a muito fina. Apesar da frequência elevada desse constituinte, a textura muito fina dos intraclastos não permite contatos interpartículas. A calcita preenche totalmente espaços interpartículas aos intraclastos em textura espática e em mosaico. A dolomita microespática varia de cristais finos a muito finos em textura não-planar compondo os intraclastos. Além disso, a MF2 apresenta uma restrita porosidade secundária intercrystalina de tamanho microporo a mesoporo pequeno. Como processos diagenéticos atuantes são constatados neomorfismo do micrito e cimentação *pore filling* de calcita espática.

Mudstone/wackestone com terrígenos (MF3): composto por dolomita microespática (~28,3%), micrito (~27,2%), grãos de quartzo (~19,5%), cristais de dolomita planar-s (~3,2%), bioclastos indiferenciados (~8,8%), fragmentos de braquiópodes (~5,1%), fragmentos de crinoides (~2,7%), foraminíferos (~1,0%), fragmentos de briozoários (~0,3%), intraclastos (~1,5%), oide radial (~0,3%), anidrita e gipso (<0,3%), calcita espática (~1,3%) e porosidade secundária (~0,2%) (Fig. 3C).

A dolomita microespática exibe forma de cristais finos a muito finos, com aspecto subtranslúcido e interpartícula, enquanto que o micrito ocorre interpartícula aos grãos aloquímicos e detríticos, com textura maciça de cor marrom. Predominam grãos de quartzo tamanho areia muito fina a fina monocristalinos com textura arredondada a subangulosa. Adicionalmente, ocorrem cristais de dolomita médios a grossos disseminados interpartícula aos constituintes. Os fragmentos de braquiópodes são representados por grãos alongados e côncavos com boa preservação da microtextura da parede interna. Os crinoides também foram

reconhecidos por formas circulares com textura em peneira e alta cor de interferência. Bioclastos de foraminíferos ocorrem em formas espiraladas e paredes das testas já obliteradas por micrito, enquanto que os fragmentos de briozoários apresentam seções semicirculares com zoécios ovalados. Os ooides apresentam formas circulares, com diâmetro entre 0,1 mm e 0,2 mm e textura radial parcialmente obliterada apresentando feições escurecidas.

Os minerais evaporíticos são indicados por cristais de anidrita e gipso finos a médios em formas alongadas de ocorrência disseminada nas seções. Quanto ao nível de porosidade, é caracterizada por poros dos tipos intercrystalino e em canal, ambos de tamanho microporo. Como processos diagenéticos destacam-se a dolomitização atuante na recristalização da matriz e na geração de dolomita planar-s, cimentação *pore filling* de calcita e compactação química (*dissolutions seams*).

Dolomudstone/wackestone (MF4): arcabouço composto por dolomita microespática (~76,0%), seguidos de micrito (~4,0%), grãos aloquímicos de bioclastos indiferenciados (~2,5%), crinoides (~2,0%), braquiópodes (<2,0%), foraminíferos (<1,0%), peloides (~1,0%), calcita espática (~2,5%) e pseudomorfos de dolomita (<1,0%), além de cristais de pirita (~2,2%), quartzo autigênico (~2,5%), gipso (<0,3%), anidrita (<0,3%) e a porosidade secundária (~2,4%) (Figs. 3D e E).

Na MF4 a dolomita microespática predomina como cristais finos a muito finos com textura não-planar interpartícula. Micrito ocorre de modo restrito e disperso, intercrystalino em relação a dolomita. Grãos aloquímicos como bioclastos indiferenciáveis, crinoides, braquiópodes e foraminíferos foram diagnosticados segundo os mesmos critérios descritos nas microfácies anteriores. Os peloides ocorrem em formas semicirculares e com textura interna composta de material micrítico bastante escurecido. A calcita espática em mosaico preenche totalmente feições nodulares dispersas na microfácies, no entanto também é possível observar o desenvolvimento de cristais de calcita em mosaico na forma de pseudomorfos de dolomita.

Os minerais de origem autigênica são compostos por cristais de pirita médios a finos ou no hábito framboidal, além de cristais de sílica na textura microquartzo disseminados. Minerais evaporíticos mais comuns são representados por cristais finos de gipso e andrita em formas alongadas e por vezes aciculares. Quanto as porosidades, predominam porosidades secundárias do tipo intercrystalina, móldica e *vug*, alcançando desde tamanho microporo a mesoporo pequeno e grande.

Como processos diagenéticos são destacados a dolomitização do micrito, a ampliação de porosidades intercrystalina por recristalização, cimentação de calcita preenchendo poros e substituindo grãos e cristais de dolomita, além da autigênese de pirita e sílica.

Dolowackestone/dolopackstone com peloides (MF5): formada por dolomita microespática (~70,8%), peloides fecais (~18,2%), micrito (~3,2%), calcita microespática (~2,8%), bioclastos indiferenciados (~2,3%), fragmentos de crinoides (~0,4%), braquiópodes (<0,3%), pirita (1,2%) e porosidade secundária (~0,6%) (Fig. 3F).

Na MF5 a dolomita microespática predomina em cristais finos a muito finos com textura não-planar interpartícula aos constituintes. Os peloides são de origem fecal com dimensões <0,01mm, com formas semicirculares e distribuição regular. Foram identificados diversos grãos aloquímicos como bioclastos indiferenciáveis, crinoides e fragmentos de braquiópodes semelhantes aos descritos nas microfácies anteriores.

Os cristais de pirita são representados por cristais finos a médios, cúbicos, e também ocorrem em textura framboidal interpartícula. Em relação a porosidade são destacados microporos do tipo intracrystalino, canal e em fratura. Os principais processos diagenéticos incluem dolomitização do micrito e autigênese de piritas.

Wackestone/packstone bioclástico com foraminíferos (MF6): composto por micrito (~29,6%), calcita microespática (~12,6%), grãos aloquímicos de bioclastos indiferenciados (~11,5%), foraminíferos (~9,4%), braquiópodes (~6,5%), crinoides (~5,0%), gastrópodes (<0,5%), bivalves (<0,5%), ostracodes (~0,6%), trilobitas (<0,5%), briozoários (<0,5%), calcíferas (<0,6%),

ooides radiais (~1,8%), tangencias (<0,5%), peloides (~4,8%), intraclastos (<0,5%), cimento de calcita nas texturas *pore filling* espática (~8,8%), em mosaico (~1,5%), sobrecrecimento sintaxial (<0,5%) e *pore lining equant*, franja microcrystalina e *bladed* (<0,5%), além de quartzo autigênico (~1,3%), gipso e anidrita (<0,5%) e porosidade secundária (~1,4%) (Fig. 4A).

Na MF6 tanto a matriz micritica de cor marrom, quanto a calcita microespática fina a muito fina possuem distribuição interpartícula entre os componentes aloquímicos. Material autigênico, como a sílica, ocorre como microquartzo disseminado e em textura calcedônia intrapartícula substitutivo em equinodermas.

Os foraminíferos encontrados foram classificados como do grupo dos miliolídeos e em menor ocorrência, fusulinídeos, enquanto que os primeiros apresentam arranjo em formas elipsoidais, os fusulinídeos possuem parede com microtextura granular e formas espiraladas a troncoídes. Os braquiópodes exibem fibras prismáticas ao longo da concha, além de formas crenuladas e espinhos em seção basal, comumente com envelopamento micritico. Os crinoides ocorrem na forma de placas circulares, semicirculares e ovoides, nas quais a alta cor de interferência é claramente observada. Já os fragmentos de gastrópodes em corte basal exibem a estrutura columela separando duas porções. Ostracodes foram encontrados em finas valvas desarticuladas com extinção ondulante e fibras perpendiculares ao contorno da concha. Os trilobitas são destacados pela extinção ondulante e por formas em bumerangue, onduladas, contendo canalículos quase perpendiculares a superfície da concha e preenchidos por micrito. Os fragmentos de briozoários exibem formas semicirculares e possuem zoécios, aberturas, marcados por feições de contorno em finas linhas escurecidas. As calcíferas possuem forma circular com paredes finas composta por calcita microcrystalina.

A cimentação de calcita *pore filling* ocorre com texturas espática e em mosaicos de cristais equidimensionais, além de sobrecrecimento sintaxial em equinodermas, enquanto que a calcita *pore lining* é representada por cristais finos

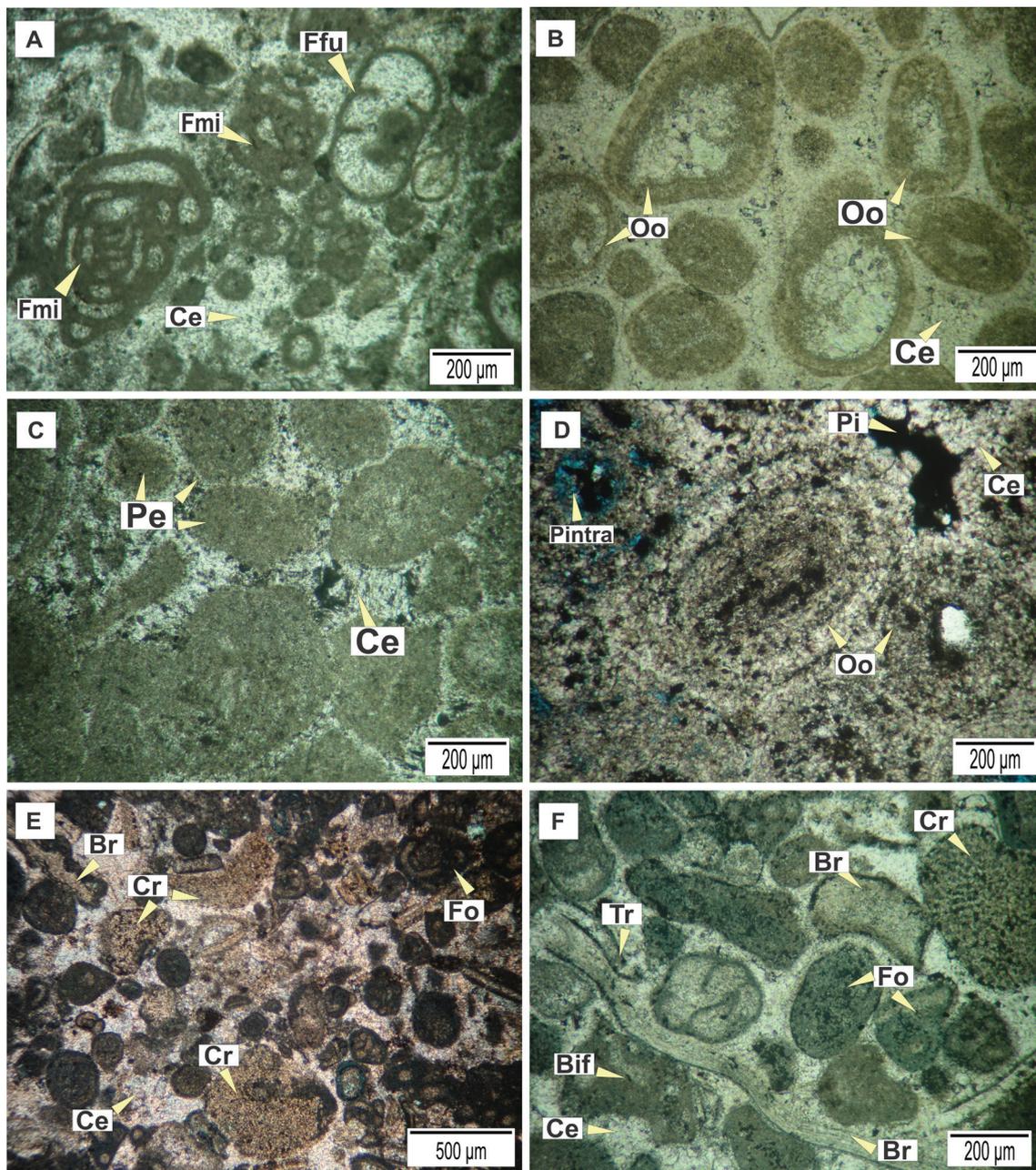


Figura 4. Fotomicrografias das microfácies individualizadas da Formação Itaituba na região de Urucará (AM), borda norte da Bacia do Amazonas. **A)** Microfácies **MF6** dominada por componentes aloquímicos com destaque para foraminíferos miliolídeos e fusulinídeos com espaço intersticial preenchido por calcita espática (N//, 10x); **B)** Microfácies **MF7** rica em ooides radiais semicirculares a elípticos com espaço interpartícula totalmente preenchido por calcita espática (N//, 10x); **C)** Microfácies **MF8** dominada por peloides maciços em formas circulares espaço intersticial preenchido por calcita espática (NX, 10x); **D)** Microfácies **MF9** com ooides parcialmente recristalizados envoltos por calcita espática interpartícula, com destaque para porosidade inter e intrapartícula (NX, 10x); **E)** e **F)** Microfácies **MF10** grão suportada com fragmentos de braquiópodes, foraminífero, trilobita e bioclastos indiferenciados com espaço interpartícula preenchido por calcita espática (E- NX, 4x; F- N//, 10x). Ce – calcita espática, Oo – ooides, Pe – peloides, Pintra – porosidade intrapartícula, Pi – porosidade interpartícula, Fo – foraminíferos Fmi – foraminíferos miliolídeos, Ffu – foraminíferos fusulinídeos, Cr – crinoides Br – braquiópode, Tr – trilobita, Bif – bioclastos indiferenciados.

Figure 4. Photomicrography of the Itaituba Formation microfacies on Urucará (AM) region, northern border Amazon Basin. **A)** Microfacies **MF6** dominated by allochemical miliolids and fusulinids foraminifers with interstitial space filled by spatic calcite (N//, 10x); **B)** Microfacies **MF7** enrich in semicircular to elliptic radial ooids with interparticle space totally filled by spatic calcite (N//, 10x); **C)** Microfacies **MF8** dominated by massive circular peloids and interstitial space filled by spatic calcite (NX, 10x); **D)** **MF9** Microfacies with partially recrystallized ooids surrounded by interparticle spatic calcite, with emphasis on interparticle and intraparticle porosity (NX, 10x); **E)** and **F)** Microfacies **MF10** grain supported with fragments of brachiopods, foraminifera, trilobite and undifferentiated bioclasts with interparticle space filled by spatic calcite (E- NX, 4x, F- N//, 10x). Cm – microspatic calcite, Ce – spatic calcite, Oo – ooids, Pe – peloids, Pintra – intraparticle porosity Pi – interparticle porosity, Fo – foraminifera, Fmi – miliolides foraminifera, Ffu – fusulinids foraminifera, Cr – crinoids Br – brachiopods, Tr – trilobites, Bif – undifferentiated bioclasts.

de textura *equant*, franja microcristalina fina e em *bladed* como cristais alongados e pouco espessos em bioclastos. O quartzo autigênico apresenta textura calcedônia substituindo equinodermas, além de cristais de microquartzos interpartícula no micrito e na calcita microespática. Os cristais de anidrita e gipso são encontrados em finas acículas interpartícula ao micrito.

Com respeito a porosidade secundária foram encontradas as do tipo intercristalina, em fratura e móldica, todos em tamanho microporo. Como processos diagenéticos destacam-se a micritização de bioclastos, neomorfismo do micrito, além de ampla cimentação de calcita com textura espática e mosaico interpartícula aos bioclastos e sobrecrecimento sintaxial nos equinodermas.

Packstone/grainstone oolítico (MF7): formado por ooides radiais (~25,7%) e tangenciais (~3,9%), micrito (~5,0%), cimentos *pore filling* como calcita espática (~20,7%), em mosaico (~1,5%), poiquilotópico (~0,5%), sobrecrecimento sintaxial em equinodermas (~1,0%) e de calcita espática ferrosa (~2,8%), além de cimento *pore lining* dos tipos *equant* (~1,5%), franja microcristalina (~0,8%). Quanto aos componentes aloquímicos foram encontrados peloides (~11,5%), intraclastos (~1,3%), bioclastos indiferenciados (~8,2%), fragmentos de crinoides (~4,0%), foraminíferos (~2,8%), braquiópodes (~2,2%), equinoides (~0,6%), gastrópodes (~0,5%), bivalves (<0,5%), ostracodes (<0,5%), trilobita (<0,5%), briozoários (<0,5%), com descrição semelhante aos encontrados na MF6, além de porosidade primária (<0,5%) e secundária (~2,8%) (Fig. 4B).

Na MF7 predominam componentes aloquímicos como ooides radiais com fibras perpendiculares ao envelopamento e núcleos compostos por fragmentos de foraminíferos, braquiópodes, equinodermas e bioclastos indiferenciáveis. O preenchimento intersticial é representado de modo majoritário por cimento de calcita tanto *pore lining* (Vide texturas na descrição MF6) e *pore filling*, além de material micrítico.

A cimentação de calcita *pore filling* ocorre em textura espática, mosaico em cristais equidimensionais, poiquilotópico com extinção

única englobando grãos aloquímicos, além de sobrecrecimento sintaxial em equinodermas. Em relação às porosidades, as primárias são do tipo interpartícula com dimensões mesoporo pequeno, enquanto que as secundárias são dos tipos intercristalina, intrapartícula dominantes em ooides, ambas de tamanho microporo.

Como principais processos diagenéticos estão a micritização dos grãos aloquímicos como ooides e bioclastos, cimentação de calcita obliterando os poros primários, dissolução intrapartícula de grãos aloquímicos, além da compactação química verificada pela ampliação de contatos pontuais e côncavo-convexos nos grãos do arcabouço.

Grainstone com peloides (MF8): arcabouço dominado por peloides (~36,5%), cimento *pore filling* de calcita espática (~21,3%), ooides radiais (~8,5%), cimento de calcita como sobrecrecimento sintaxial em equinodermas (~0,8%) e *pore lining* em franja microcristalina (~6,7%) e *equant* (~0,3%), além de micrito (~1,0%). Também são constatados bioclastos (Vide descrição MF6) como indiferenciados (~5,2%), foraminíferos (~8,8%), crinoides (~3,8%), braquiópodes (~1,2%), equinoides (~0,4%), gastrópodes (<0,3%), ostracodes (~0,8%), algas calcáreas (<0,5%), além de intraclastos (~0,5%) e material diagenético como pirita (~1,2%) e megaquartzo (~2,1%) (Fig. 4C).

Componentes aloquímicos são indicados por peloides circulares, semicirculares a elípticos circundados por cimento de calcita, tanto *pore lining* como *pore filling*. Os grãos aloquímicos no geral apresentam texturas semelhantes aos da MF6. Os intraclastos são compostos por micrítico com poucos bioclastos e de modo localizado. As piritas ocorrem em cristais médios interpartícula a calcita espática e os megaquartzos em formas subhedrais intrapartícula nos grãos aloquímicos.

As principais feições diagenéticas são representadas pela micritização dos grãos aloquímicos, cimentação de calcita em textura espática, sobrecrecimento sintaxial e *pore lining*, além de compactação química (*dissolutions seams*).

Grainstone com ooides resrecristalizados (MF9): composto por calcita microespática (~47,5%), ooides radiais (~16,6%) e tangenciais

(~0,5%), calcita espática (~15,8%), bioclastos indiferenciados (~3,7%), opacos indiferenciados (~1,2%), porosidade primária (<0,5%) e secundária (~14,1%) (Fig. 4D).

A calcita microespática varia de cristais finos a médios e ocorre interpartícula aos constituintes, textura também observada obliterando parcialmente os constituintes primários como nos ooides. De modo geral, os ooides radiais estão obliterados devido a diagênese, mas apresentam algumas estruturas radiais e envoltórios circulares reliquiares, em alguns casos estão parcialmente a totalmente dissolvidos gerando porosidade intrapartícula a móldica. Com relação a porosidade, as do tipo primária são interpartícula com tamanho mesoporo pequeno, enquanto que as secundárias são dos tipos intercrystalina, móldica e em fratura, todos de tamanho microporo, além de intrapartícula do tamanho microporo a mesoporo pequeno.

Como processos diagenéticos mais atuantes estão a recristalização de ooides obliterando a textura interna e ampliando o nível de porosidades, além de cimentação interpartícula em textura espática e dissolução dos ooides.

Grainstone bioclástico (MF10): arcabouço suportado por foraminíferos (~11,2%), bioclastos indiferenciados (~9,7%), crinoides (~8,9%), braquiópodes (~5,7%), equinoides (~2,3%), gastrópodes (~0,8%), bivalves (~0,2%), ostracodes (<0,5%), trilobita (<0,5%), briozoários (<0,5%), peloides (~11,6%), ooides radiais (~3,1%) e tangenciais (~0,6%), além de intraclastos (~2,3%). Como elementos intersticiais temos micrito (~3,8%), cimento *pore filling* do tipo calcita espática (~28,8%), mosaico (~0,3%), poi quilotópico (~0,3%), sobre crescimento sintaxial em equinodermas (~1,1%), calcita microespática (~2,0%), além de calcita ferrosa espática (~0,6%), *pore lining* do tipo *equant* (~0,5%), franja microcrystalina (<0,3%), pirita (<0,3%), gipso (<0,3%), quartzo autigênico (~0,8%) e porosidade secundária (~2,9%) (Figs. 4E e F).

Predominam bioclastos imersos em cimento de calcita *pore filling* em textura espática, mosaico em cristais que gradam de tamanho da periferia para o centro, poi quilotópica com

clivagens pseudo ortogonais e sobre crescimento sintaxial em equinodermas. Os bioclastos em aspecto textural são semelhantes aos descritos na MF6, embora nessa microfácies os equinoides ocorram em formas quadráticas e de espinhos com alta birrefringência e os bivalves em conchas desarticuladas sem estruturação interna.

Como constituintes diagenéticos destacam-se cristais muito finos de pirita, gipso em formas alongadas, sílica com textura calcedônia intercrystalino e intrapartícula substituindo parcialmente bioclastos de equinodermas e braquiópodes. A porosidade encontrada é exclusivamente secundária intercrystalina, intrapartícula, ambas em escala microporo.

Os processos diagenéticos destacados incluem a cimentação de calcita *pore filling* interpartícula com textura espática, em mosaico, poi quilotópica, sobre crescimento sintaxial, calcita ferrosa em textura espática, silicificação de bioclastos, micritização dos componentes aloquímicos, neomorfismo de bioclastos e a dissolução intrapartícula dos constituintes.

4 Discussão dos resultados

4.1 Associações paleoambientais

As dez microfácies foram agrupadas em quatro zonas faciológicas (*sabkha*, planície de maré, laguna e barras oolíticas/bioclásticas), descritas a seguir (Tabela 3).

Zona 1 (*sabkha*): representada pelas microfácies *mudstone* recristalizado (MF1), *mudstone/wackestone* com terrígenos (MF3) e *dolomudstone/wackestones* (MF4) que remetem a uma área de deposição na porção superior da planície de maré predominantemente exposta e sujeita a inundações periódicas (Lockier, 2013). Nesta zona as microfácies são dominadas por *mudstones* dolomíticos com contribuições de terrígenos, evaporitos, minerais de argila e poucos bioclastos. Adicionalmente, essa área poderia ser alvo de inundações ligadas a marés de maior amplitude (sizígia) formando pequenas poças em depressões (lagunas efêmeras), fomentando a precipitação de carbonatos e evaporitos associados a condições de fluidos

intersticiais misto a hipersalino (Nichols, 2009; Nader, 2017; Beigi *et al.*, 2017). A natureza dos fluídos intersticiais podem ser confirmadas pela baixa diversidade de bioclastos nas microfácies, onde apenas organismos adaptados a elevada salinidade são os mais suscetíveis para sobreviver (Wilson 1975; Walker & James, 1992).

Processos de dolomitização de matriz, especialmente na MF4, associados a cristais de gipso e anidrita confirmam condições amplamente evaporíticas, comuns em lagunas *sabkhas*. Dessa forma, essas condições intensificavam o processo de substituição da matriz de calcita devido à alta razão Mg/Ca dos fluidos intersticiais (Tucker, 1991; Tucker

& Dias-Brito, 2017). A silicificação de nódulos evaporíticos, como os encontrados na MF1, em textura de megaquartzo em mosaico com residuais acículas de anidrita, coaduna com essa interpretação (Milliken, 1979, Flügel, 2004, Raine & Smith, 2017). Os grãos siliciclásticos na microfácies MF3 podem sugerir proximidade com sedimentação terrígena lateralmente a plataforma carbonática, possivelmente associado com aporte de material detrítico de campo de dunas da Formação Monte Alegre (Wilson, 1975; Lima, 2010). A granulometria fina a muito fina dos grãos de quartzo reforçam a interpretação por retrabalhamento eólico (Silva *et al.*, 2015).

Tabela 3. Microfácies, associações faciológicas e interpretação paleoambiental da Formação Itaituba na região de Uruará (AM), borda norte da Bacia do Amazonas.

Table 3. Microfacies, faciological associations and paleoenvironmental interpretation of the Itaituba Formation in Uruará (AM) region, northern Amazonas Basin.

Microfácies	Interpretação Paleoambiental / Zona Faciológica	Domínio	Cinturão Faciológico
		Matsuda (2002)	Tucker & Dias-Brito (2017)
MF1, MF3 e MF4	<u>Sabkha (Zona 1)</u> - remetem a uma área de deposição na porção superior da planície de maré predominantemente exposta e sujeita a inundações periódicas (Silva <i>et al.</i> , 2015; Adabi <i>et al.</i> , 2016; Scomazon <i>et al.</i> , 2016; Beigi <i>et al.</i> , 2017; Neves <i>et al.</i> , 2019).	Domínio 5 Plataforma Restrita <i>Sabkha</i>	<i>Sabkha</i>
MF1, MF2 e MF5	<u>Planície de maré (Zona 2)</u> - área de precipitação predominantemente micrítica, com baixo gradiente e regularmente influenciada pela oscilação do nível de marés (Lima, 2010; Moutinho <i>et al.</i> , 2016; Scomazon <i>et al.</i> , 2016; Beigi <i>et al.</i> , 2017)).	Domínio 4 Esteira Algálica Supra-intermaré	Planície de Maré
MF5 e MF6	<u>Laguna semi – restrita (Zona 3)</u> - área de deposição em zonas rebaixadas permanentemente inundadas na inframaré, com águas calmas e circulação restrita a semi-restrita (Lima, 2010; Neves <i>et al.</i> , 2019; Silva, 2019)	Domínio 3 Laguna Protegida	Laguna
MF7, MF8, MF9 e MF10	<u>Barra bioclástica e oolítica (Zona 4)</u> - área de deposição inter a inframaré submetidas a correntes onde predominam precipitação bioquímica de carbonatos sustentados por ooides, peloides e bioclastos (Figueiras, 1983; Bádenas <i>et al.</i> , 2010; Moutinho <i>et al.</i> , 2016; Neves, 2018)	Domínio 2 Barra Bioclástica	Área Costeira/barra

Zona 2 (planície de maré): essa zona engloba as microfácies *mudstone* recristalizado (MF1), *mudstone/wackestone* com intraclastos (MF2) e *dolowackestone/packstone* com pelóides (MF5) e representam uma área de precipitação predominantemente micrítica, com baixo gradiente e regularmente influenciada pela oscilação do nível de maré (Scholle *et al.*, 1983; Adabi *et al.*, 2016; Tucker & Dias- Brito, 2017). Feições de exposição subaérea podem ser constatadas na MF2 por níveis de intraclastos subangulosos de *mudstone*, resultado de exposição de sedimentos carbonáticos, ressecamento e posterior brechação do material superficial formando fragmentos angulosos (Tucker, 2003).

Apesar de ser comum canais de marés seccionando essa zona faciológica, não foram constatados microfácies influenciadas por fluxo bidirecional, tampouco geometrias erosivas em afloramento como os observados por Silva *et al.* (2015). Entretanto, a baixa diversidade fossilífera, representada apenas por crinóides e braquiópodes, a abundância de pelóides fecais da MF5 e feições de exposição apontam para o posicionamento na zona faciológica de planície de maré (Moutinho *et al.*, 2016; Neves & Barbosa, 2019). Processo de dolomitização em cristais finos, comuns nessa zona faciológica, aliado a precipitação de evaporitos e silicificação, semelhantes aos descritos na zona 1, reforçam essa interpretação (Mohseni *et al.*, 2016; Vinci *et al.*, 2017; Xiong *et al.*, 2018).

Zona 3 (laguna semi-restrita): essa zona engloba as microfácies *dolowackestone/packstone* com pelóides (MF5) e *wackestone/packstone* bioclástico com foraminíferos (MF6) e refletem uma área de deposição em zonas rebaixadas permanentemente inundadas na inframaré, com águas calmas e circulação restrita a semi-restrita. Nesse sentido, a tendência é encontrar as microfácies enriquecidas em testas de foraminíferos, além de bioclastos revestidos por envoltórios micríticos e pelóides (Vaziri-Moghaddam *et al.*, 2010; Emraninasab *et al.*, 2016; Neves & Barbosa, 2019).

A abundância de pelóides (MF5) e a baixa diversidade fossilífera (MF6) nessa zona, apontam para uma circulação restrita e com

flutuações de salinidade (Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Tucker, 1991; Flügel, 2004). Essa interpretação é reforçada pela ocorrência de foraminíferos miliólídeos, além da associação de ostracodes e gastrópodes, os dois últimos organismos oportunistas e adaptados a instabilidades ambientais em uma laguna semi-restrita (Flügel, 2004; Moutinho *et al.* 2016, Neves & Barbosa, 2019). A dolomitização nessa área também pode ser um processo comum, como identificado na microfácies MF6, o que é atestado em Flügel (2004) para esta zona faciológica.

Zona 4 (barras oolíticas/bioclásticas): esta zona é formada pelas microfácies *packstone/grainstone* oolítico (MF7), *grainstone* com pelóides (MF8), *grainstone* com ooides recristalizados (MF9) e *grainstone* bioclástico (MF10) que estão ligadas a uma área de deposição inter a inframaré submetidas a correntes, onde predominam precipitação de carbonatos sustentados por ooides, pelóides e bioclastos (Okubo, 2014; Oliveira, 2019).

A abundância de grãos oolíticos reflete o padrão energético do ambiente e indica que os grãos carbonáticos eram submetidos a correntes tratativas. A formação de ooides necessita de rotação repetida de grãos para permitir revestimentos concêntricos, assim os melhores sub-ambientes podem ser representados por deltas de maré, barras ou praias que permitem a movimentação diária e constante (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Por outro lado, a coexistência de ooides radiais e tangenciais, respectivamente relacionados a condições de baixa e alta energia, sugerem variações periódicas da energia da corrente como as encontradas em ambientes influenciados por correntes assimétricas de maré (Tucker, 2003; Honarmand & Amini, 2012; Okubo, 2014; Oliveira, 2019), o que é ratificado em Simone (1981) para a coexistência de formas tangenciais e radiais.

Grãos pelóidais podem ter variadas origens e associações ambientais, em particular, áreas sujeitas a atuação de correntes (onda ou maré) que movem grãos de áreas ativas de formação para locais tranquilos de destruição especialmente propensos à formação de pelóides, como barreiras/barras, lagunas e locais protegidos (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

Nesse sentido, os peloides nessa zona tem origem mais provável da alteração de componentes preexistentes como ooides e bioclastos pelo processo de micritização e recristalização (Chafetz, 1986; Tucker & Wright, 1990). Por outro lado, o acúmulo de fragmentos bioclásticos ocorre devido ao constante retrabalhamento do material, comum em zonas de alta energia, o que pode ser confirmado por Dunham (1962) que associa carbonatos grão suportados a ambientes de águas agitadas.

A associação de carbonatos sustentados por grãos como ooides, peloides e bioclastos como ostracodes, braquiópodes, equinodermas e bivalves são indicativos de ambiente de alta energia, relacionados a barras carbonáticas típicas de intermaré (Bádenas & Aurell, 2001; Moutinho *et al.*, 2016; Abadi *et al.*, 2017; Neves & Barbosa, 2019; Silva, 2019; Oliveira, 2019).

Em plataformas carbonáticas o barramento de lagunas podem ser representados por recifes de corais, cordões arenosos e barras de marés, no entanto a ausência de microfácies com influência eólica e bioclastos construtores de edificações orgânicas, além de indícios de processos de marés (feições de exposição nas zonas 1 e 2) apontam que barras de marés orientadas perpendicularmente a linha de costa atuaram no impedimento da ampla circulação de água do mar na laguna (Walker & James, 1992; Nichols, 2009; James & Dalrymple, 2010).

4.2 Síntese paleoambiental

Análises com base em dados microfaciológicos na Formação Itaituba na borda sul da bacia tem atribuído a sedimentação a um ambiente lagunar a marinho raso associado a uma plataforma carbonática (Matsuda, 2002; Máximo, 2012; Silva *et al.*, 2015; Moutinho *et al.*, 2016; Sousa, 2016; Neves & Barbosa, 2019; Silva, 2019), o que também foi observado quando comparamos as dez microfácies e associações faciológicas interpretadas na Formação Itaituba na borda norte apresentadas nessa pesquisa (Wilson, 1975; Matsuda, 2002; Tucker & Dias-Brito, 2017) e evidenciam a instalação de uma ampla plataforma carbonática em rampa durante o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.

O modelo de Wilson (1975) é amplamente conhecido na classificação de associações microfaciológicas em plataformas carbonáticas, com 24 microfácies padrões (SMF) distribuídas ao longo de 9 Zonas Faciológicas (FZ), modelo reforçado em Flügel (2004). De modo genérico, as dez microfácies individualizadas nesta pesquisa foram agrupadas em quatro zonas faciológicas: FZ6 – Borda de plataforma/banco de areia, FZ7 – plataforma aberta/laguna, FZ8 – plataforma restrita e FZ9 – plataforma evaporítica/*sabkha*, e dentre as 24 microfácies padrões apenas seis foram reconhecidas (SMF 10, SMF 11, SMF 15, SMF 16, SMF 23 e SMF 24), semelhantes às interpretadas para a Formação Itaituba na borda sul da bacia. Este zoneamento paleoambiental é reforçado pela similaridade dos bioclastos representados por crinoides, braquiópodes, foraminíferos, briozoários, ostacodes, calcíferas, gastrópodes, bivalves, trilobitas, equinodermatas e algas calcáreas constatadas nas microfácies descritas da Formação Itaituba na borda norte da bacia.

Um dos trabalhos base com enfoque na Formação Itaituba na borda sul da Bacia do Amazonas é o de Matsuda (2002), este estudo caracteriza as configurações deposicionais no Pensilvaniano Inferior como uma plataforma carbonática do tipo em rampa comparável à Costa de Abu Dhabi no Golfo Pérsico. Por meio de análises químicas e petrográficas, o autor identificou 22 microfácies agrupadas em sete domínios, no qual apenas quatro foram comparados com as microfácies encontradas nesta pesquisa: domínio 2 – barra bioclástica, domínio 3 – laguna protegida, domínio 4 – intermaré - supramaré e domínio 5 – plataforma restrita e *sabkha*. Além disso, outros autores (Moutinho, 2006; Neves, 2009; Lima, 2010; Máximo, 2012; Silva, 2014; Silva *et al.*, 2015; Sousa, 2016; Teixeira, 2017; Neves & Barbosa, 2019) em avaliações na borda sul da bacia, também destacam condições de precipitação de carbonatos semelhantes, o que contribui na definição de um paleoambiente marinho raso em contexto de uma plataforma carbonática.

Por outro lado, no modelo de Tucker & Dias-Brito (2017) para registros geológicos de carbonatos brasileiros, uma plataforma

carbonática em rampa é caracterizada por uma superfície suavemente inclinada com uma rampa interna coberta por uma lâmina d'água de alta energia que passa costa afora, para uma rampa externa mais profunda com águas calmas e influenciada por processos baciais, como por exemplo Bacia de Alborz (Norte do Irã) e o Mar de Barents (sul da Noruega) (Abadi *et al.*, 2017; Di Lucia *et al.*, 2017). De acordo com os mesmos autores, na rampa interna pode existir um complexo de ilha-barreira/delta de maré/barras de maré, com lagunas e planícies de maré, ou um sistema de planície costeira/cristas de praia. Ainda de acordo com o modelo, o local mais favorável para a deposição dos carbonatos da Formação Itaituba na borda norte da bacia é a porção considerada de rampa interna em ambiente do tipo *sabkha*, planície de maré, laguna e área costeira/barras de maré.

Ao compararmos o índice de energia, o ambiente deposicional carbonático pode ser classificado em cinco níveis segundo Plumley (1962; *apud* Flügel, 2004): 1) águas calmas, 2) agitadas e intermitentes, 3) levemente agitadas, 4) moderadamente agitadas e, 5) fortemente agitadas. De acordo com este índice, foram reconhecidos nas seções estudadas depósitos carbonáticos de águas calmas (*sabkha*, planície de maré, laguna) e de águas moderadas a fortemente agitadas (barras oolíticas/bioclásticas), o que reforça a interpretação de depósitos situados na rampa interna.

Reconstituições paleogeográfica da Bacia do Amazonas no final do Carbonífero descrevem que o continente sul americano iniciava a amalgamação do Gondwana e estava ocupado por massas d'água, o mar Laurússia (Scotese, 2001; Cocks & Torsvik, 2006). Grande parte da borda sul da bacia estava situada na zona climática temperada, enquanto que apenas a porção mais ocidental da borda norte ocupava a zona tropical. Essa configuração refletia na alta variedade microfaciológica da Formação Itaituba e a forte influência climática sobre a precipitação carbonática (Nascimento, 2008; Neves & Barbosa, 2019). Avaliações microfaciológicas realizadas por Neves & Barbosa (2019) em afloramentos na borda sul da bacia, apontam que a ocorrência de minerais evaporíticos

(p.e., halita e moldes evaporíticos aciculares, possivelmente de anidrita), cuja gênese está associada a dessecação e restrições nos padrões de circulação de mares, particularmente mares epicontinentais, corrobora a hipótese de um regime climático semiárido durante a sedimentação da Formação Itaituba.

No entanto, a maior abundância de microfácies associadas a plataforma restrita e *sabkha* em exposições na borda norte da bacia sugere condições ambientais mais evaporíticas quando comparada às exposições na borda sul. Isso pode estar ligado a diferenças de paleolatitudes ou padrões de circulação de correntes (Abadi *et al.*, 2017). Condições ambientais semelhantes foram descritas na Formação Asmari (Bacia de Zagros – Sudoeste do Irã) e Formação Surmeh (Golfo Pérsico), onde condições mais evaporíticas são constadas em função da variação de latitudes e de circulação de correntes marinhas (Adabi *et al.*, 2016; Beigi *et al.*, 2017).

O modelo deposicional indicado incluem 4 zonas microfaciológicas (Fig. 5): *sabkha*, planície de maré, laguna e barras oolíticas/bioclásticas instaladas na borda norte da Bacia do Amazonas. Essa plataforma carbonática Pensilvaniana apresentava amplas planícies de marés com processos de exposição subaérea, precipitação carbonática e evaporítica distal associadas a lagunas restritas (*ponds*) inseridas na região de *sabkha*. Admitia a presença de lagunas na linha de costa cuja a baixa diversidade fossilífera sugere circulação restrita e flutuações de salinidade (Boylan *et al.*, 2002; Bádenas *et al.*, 2010). Parte dessa restrição pode ter sido ocasionada por barras que a separam do mar aberto (Khan *et al.*, 2020).

A ausência de bioclastos de recifes de corais, aliada a grãos de areia eólicos e exposição subaérea na planície de maré indicam que circulação de água nas lagunas eram parcialmente restritas por barras de marés bioclásticas e oolíticas. Apesar de que a presença de bioclastos de equinodermas e braquiópodes sugerirem uma conexão marinha (Emraninasab *et al.*, 2016), não foram constatados microfácies de mar epicontinental.

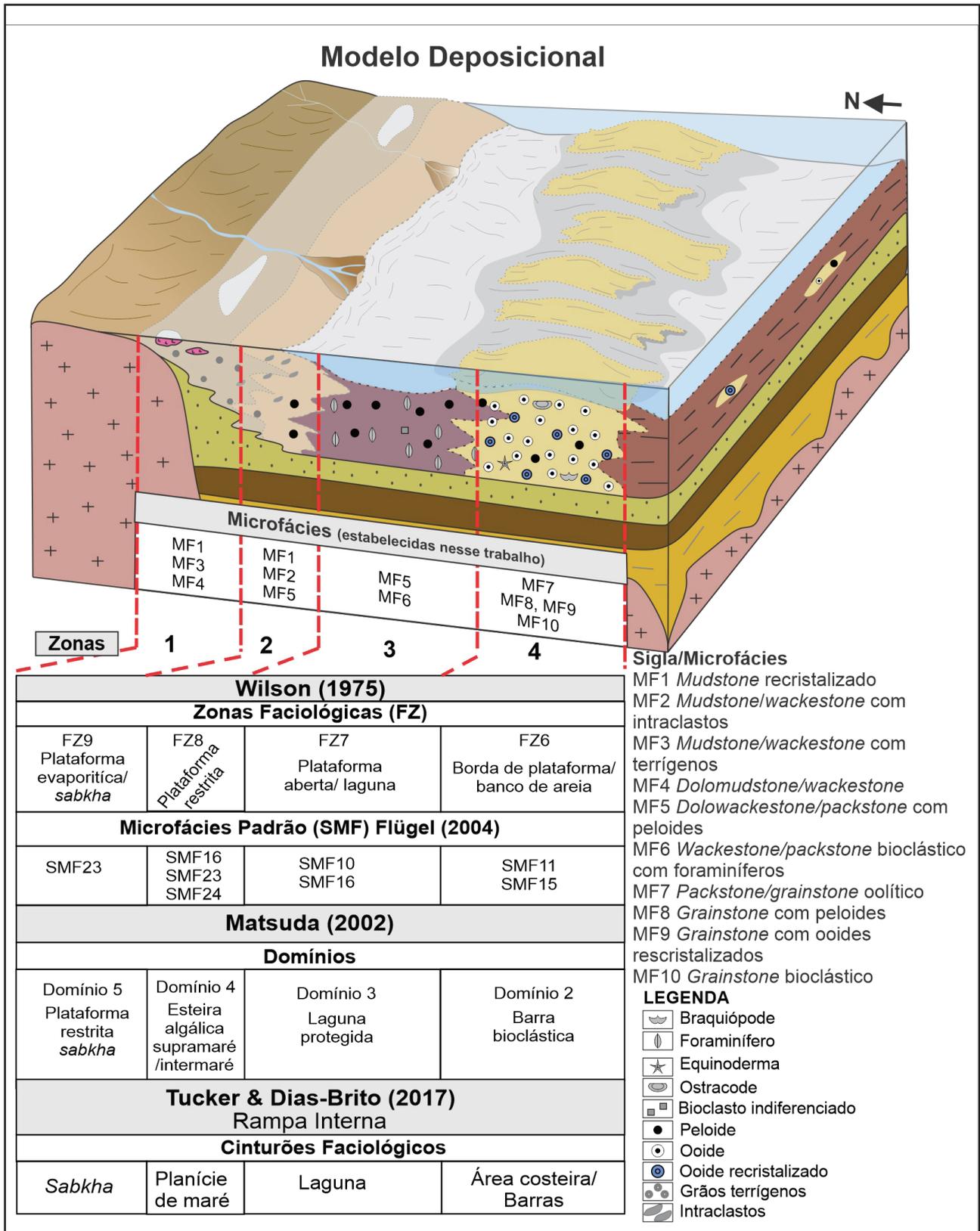


Figura 5. Modelo esquemático em bloco diagrama da síntese paleoambiental da Formação Itaituba na região de Urucará (AM) com base nos modelos de Wilson (1975), Matsuda (2002), Flügel (2004) e Tucker & Dias-Brito (2017), com as microfácies e associações identificadas distribuídas ao longo da plataforma carbonática na borda norte da Bacia do Amazonas.

Figure 5. Schematic model in block diagram of Itaituba Formation paleoenvironmental synthesis in Urucará (AM) region, based on Wilson (1975), Matsuda (2002), Flügel (2004) and Tucker & Dias-Brito (2017) models, with microfácies and associations identified and distributed along the carbonate platform on the Amazon Basin northern border.

5 Conclusões

A caracterização petrográfica realizada na sucessão carbonática da Formação Itaituba na borda norte da Bacia do Amazonas, região de Urucará (AM), permitiu a identificação de 10 microfácies inseridas em uma plataforma carbonática adjacente ao mar epicontinental Pensilvaniano da porção ocidental do Gondwana.

As 10 microfácies foram incluídas em quatro zonas faciológicas (FZ) de Wilson (1975), quatro domínios de Matsuda (2002) e quatro cinturões faciológicos de Tucker & Dias-Brito (2017), caracterizando quatro zonas: Zona 1-FZ9 com o domínio 5/*sabkha*, representada pelas microfácies *Mudstone* recristalizado (MF1), *Mudstone/wackestone* com terrígenos (MF3), *Dolowackestone/packstone* peloidal (MF5); Zona 2 - FZ8 com o domínio 4/planície de maré, baseadas nas microfácies *Mudstone* recristalizado (MF1), *Mudstone/wackestone* com intraclastos (MF2) e *Dolowackestone/packstone* peloidal (MF5); Zona 3 - FZ 7 com o domínio 3/laguna, com base nas microfácies *Dolowackestone/packstone* peloidal (MF5), *Wackestone/packstone* bioclástico com foraminíferos (MF6) e *Grainstone* com peloides (MF8); Zona 4 - FZ6 com domínio 2/barra bioclástica, com base nas microfácies *Packstone/grainstone* oolítico (MF7), *Grainstone* com peloides (MF8), *Grainstone* com ooides recristalizados (MF9) e *Grainstone* bioclástico (MF10).

Tais associações compuseram zonas de um ambiente marinho raso em plataforma carbonática do tipo em rampa em condições ambientais mais evaporíticas e reforçam interpretações paleoambientais anteriores para a Formação Itaituba na borda sul da bacia, auxiliando no refinamento da reconstrução das condições paleogeográficas da Bacia do Amazonas.

Agradecimentos. Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão do auxílio financeiro para a elaboração da dissertação, a Petrobras S.A. por disponibilizar as lâminas petrográficas e ao Me. Rick de Oliveira (UFOPA)

pelos sugestões para o texto final.

Referências

- Abadi, M.S., Kulagina, E.I., Voeten, D.F., Boulvain, F. & Silva, A.C. 2017. Sedimentologic and paleoclimatic reconstructions of carbonate factory evolution in the Alborz Basin (northern Iran) indicate a global response to Early Carboniferous (Tournaisian) glaciations. *Sedimentary Geology*, 348: 19-36.
- Adams, A.E., Mackenzie, W. S. & Guilford, C. 1984. *Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope*. Essex, Prentice Hall, 102p.
- Adabi, M.H., Kakemem, U. & Sadeghi, A. 2016. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene–Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). *Carbonates and evaporites*, 31(1): 69-85.
- Altiner, D. & Savini, R. 1995. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimoes basins (North Brazil). *Revue de paleobiologie*. 14: 417-453.
- Bádenas, B. & Aurell, M. 2001. Proximal–distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedimentary Geology*, 139(3-4): 319-340.
- Bádenas, B., Aurell, M. & Bosence, D. A. N. 2010. Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North east Spain). *Sedimentology*, 57(4): 1021-1048.
- Beigi, M., Jafarian, A., Javanbakht, M., Wanas, H.A., Mattern, F. & Tabatabaei, A. 2017. Facies analysis, diagenesis and sequence stratigraphy of the carbonate-evaporite succession of the Upper Jurassic Surmeh Formation: Impacts on reservoir quality (Salman Oil Field, Persian Gulf, Iran). *Journal of African Earth Sciences*, 129: 179-194.
- Boylan, A.L., Waltham, D.A., Bosence, D.W.J., Badenas, B. & Aurell, M. 2002. Digital rocks: linking forward modelling to carbonate facies. *Basin Research*, 14(3): 401-415.
- Cambier, P.H.M.M.G. 2011. *Simulação computacional tridimensional da formação e evolução das plataformas carbonáticas*. Rio

- de Janeiro, 105p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.
- Chafetz, H.S. 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Research*, 56(6): 812-817.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54: 207-250.
- Cocks, L.R.M. & Torsvik, T.H. 2006. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. *Memoirs-geological society of London*, 32(1): 83-95.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim Geociências Petrobras*, 8(1): 47-55.
- Cunha, P.R.C. 2000. *Análise estratigráfica dos sedimentos eo/mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a óptica da estratigrafia de sequências no interior cratônico*. Porto Alegre, 249p. Dissertação Mestrado, Programa de Pós-graduação em geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Cunha, P.R.C., Melo, J.H.G. & Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 227-251.
- Matos, S.L.F. & Coimbra, A.M. 1997. Sucessão de fácies na camada Porangaba, Grupo Passa Dois, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(4): 377-386.
- Di Lucia, M., Sayago, J., Frijia, G., Cotti, A., Sitta, A. & Mutti, M. 2017. Facies and seismic analysis of the Late Carboniferous–Early Permian Finnmark carbonate platform (southern Norwegian Barents Sea): An assessment of the carbonate factories and depositional geometries. *Marine and Petroleum Geology*, 79: 372-393.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks: a symposium 1*. Tulsa, AAPG, p. 108-121.
- Emraninasab, B.H., Adabi, M.H., Majidifard, M. & Ghadimvand, N.K. 2016. Facies Interpretation, Depositional Environment and Sequence Stratigraphy of the Sartakht Formation in the Bakhshi Section, Located in Kalmard Block, East-Central Iran. *Open Journal of Geology*, 6(5): 314-329.
- Favoreto, J., Rohn, R., Lykawka, R. & Okubo, J. 2016. Caracterização sedimentológica dos carbonatos albianos do reservatório Quissamã na porção meridional da Bacia de Campos. *Revista Geociências UNESP*, 35(1):1-15.
- Ferreira, A., Rigueti, A. & Bastos, G. 2015. Bacia do Amazonas - Sumário geológico e setores em oferta. 13ª Rodada de Licitações de Petróleo e Gás. Disponível em: <http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round_13/areas_oferecidas_r13/Sumarios_Geologicos/Sumario_Geologico_Bacia_Amazonas_R13.pdf>. Acesso em: 11 set 2018.
- Figueiras, J.M.F. 1983. *Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba na região de Aveiro – PA*. Belém, 143p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application*. Berlin, Springer-Verlag, 921p.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 62-85.
- Honarmand, J. & Amini, A. 2012. Diagenetic processes and reservoir properties in the ooid grainstones of the Asmari Formation, Cheshmeh Khush Oil Field, SW Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 81: 70-79.
- James, N.P. & Dalrymple, R.W. 2010. *Facies models 4*. Toronto, Geological Association of Canada. 577p.
- Khan, Z., Sachan, H.K., Ahmad, A.H.M. & Ghaznavi, A. A. 2020. Microfacies, diagenesis, and stable isotope analysis of the Jurassic Jumara Dome carbonates, Kachchh, Western India: Implications for depositional environments and reservoir quality. *Geological Journal*, 55(1): 1041-1061.
- Lima, H.P. 2010. *A sucessão siliciclástica-carbonática neocarbonífera da bacia do*

- Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA). Belém, 124p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará.
- Lockier, S.W. 2013. Coastal sabkha preservation in the Arabian Gulf. *Geoheritage*, 5(1): 11-22.
- Matsuda, N.S. 2002. *Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil*. Tokyo, 258p. Tese de Doutorado, Department of Earth & Planetary Science, University of Tokyo.
- Matsuda, N.S., Dino, R. & Wanderley Filho, J.R. 2004. Revisão Litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio - Permiano da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(2): 435-441.
- Matsuda, N.S., Winter, W.R., Wanderley Filho, J.R. & Cacela, A.S.M. 2010. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós - Estado do Pará. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(1): 123-152.
- Máximo, M.S. 2012. *Estudo paleoambiental dos carbonatos pensilvanianos da borda norte da Bacia do Amazonas - Região do Rio Jatapú*. Manaus, 119p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- Milani, E.J. & Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22 (3): 199-205.
- Milliken, K.L. 1979. The silicified evaporite syndrome; two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *Journal of Sedimentary Research*, 49(1): 245-256.
- Mohseni, H., Hassanvand, V. & Homaie, M. 2016. Microfacies analysis, depositional environment, and diagenesis of the Asmari-Jahrum reservoir in Gulkhari oil field, Zagros basin, SW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(2): 1-21.
- Moutinho, L.P., Scmazzon, A.K., Nascimento, S. & Lemos, V.B. 2016. Taphofacies of Lower-Middle Pennsylvanian marine invertebrates from the Monte Alegre and Itaituba formations, part of the outcropped marine sequence of the Tapajós Group (Southern Amazonas Basin, Brazil)—regional palaeoecological models. *Journal of South American Earth Sciences*, 70: 83-114.
- Nader, F.H. 2017. *Multi-scale quantitative diagenesis and impacts on heterogeneity of carbonate reservoir rocks*. Switzerland, Springer International Publishing. 146p.
- Nascimento, S. 2008. *Conodontes e a cronoestratigrafia da base da seção Pensilvaniana, na região de Itaituba, porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil*. Porto Alegre, 246p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Neves, M.P. 2009. *Petrografia de Carbonatos da Formação Itaituba (Carbonífero Superior), Bacia do Amazonas, região de Monte Alegre, Belém*, 71p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Neves, K.M.M. & Barbosa, V.P. 2019. Caracterização paleoambiental a partir de microfácies carbonáticas da Formação Itaituba (Pensilvaniano Inferior da Bacia do Amazonas), no município de Itaituba (PA). *Pesquisas em Geociências UFRGS*, 46(2): 1-20.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. New York, John Wiley & Sons, 411p.
- Okubo, J. 2014. *Calcários albianos de campo petrolífero na Bacia de Campos: fácies, diagênese e modelo deposicional*. Rio Claro, 112p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Oliveira, F.A.D. 2019. *Depósitos costeiros e microbialitos da Formação Itaituba, o Pensilvaniano da borda sul da Bacia do Amazonas, região de Placas, Pará*. Belém, 56p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Playford, G. & Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part Two. *Palaeontographica Abteilung B*, 255(4-6): 87-145.

- Raine, R.J. & Smith, M.P. 2017. Sabkha Facies and the Preservation of a Falling-Stage Systems Tract At the Sauk II–III Supersequence Boundary In the Late Cambrian Eilean Dubh Formation, NW Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, 87(1): 41-65.
- Reis, N.J., Almeida, M.E., Riker, S.R.L. & Ferreira, A.L. 2006. *Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas*. Manaus, CPRM. 125p.
- Riccomini, C., Sant, L.G. & Tassinari, C.C.G. 2012. Pré-sal: geologia e exploração. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*, 95: 33-42.
- Scomazzon, A.K. 2004. *Estudo em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, Pensilvaniano Inferior a Médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo*. Porto Alegre, 294p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Scomazzon, A.K. & Lemos, V.B. 2005. Diplognathodus occurrence in the Itaituba Formation, Amazonas Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(3): 203-208.
- Scomazzon, A.K., Moutinho, L.P., Nascimento, S., Lemos, V.B. & Matsuda, N.S. 2016. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early-Middle Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 65: 25-42.
- Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. 1983. *Carbonate depositional environments – Memoir 33*. Tulsa, AAPG, Memoir 33. 705p.
- Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle, D.S. 2003. *Color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis – Memoir 77*. Oklahoma, AAPG, 474p.
- Sibley, D.F. & Gregg, J.M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Research*, 57(6): 967-975.
- Silva, B.O. 1996. *Ciclicidade sedimentar no pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinideos e palinomorfos*. Porto Alegre, 332p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva, P.A.S.D., Afonso, J.W.L., Soares, J.L. & Nogueira, A.C.R. 2015. Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Geologia USP Série Científica*, 15(2): 79-98.
- Silva, P.A.S. 2019. *O mar epicontinental Itaituba na região central da Bacia do Amazonas: paleoambiente e correlação com os eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos do carbonífero*. Belém, 138p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Scotese, C.R. 2001. *Atlas of earth history – Paleogeography*. Arlington, PALEOMAP Project. 52p.
- Simone, L. 1981. Ooids: A review. *Earth-Science Reviews*, 16: 319-355.
- Seibel, M.J. & James, N.P. 2017. Diagenesis of Miocene, incised valley-filling limestones: Provence, Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21-35.
- Sousa, E.S. 2016. *Microfácies e interpretação paleoambiental dos carbonatos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) na região do município de Itaituba – PA*. Manaus, 51p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Amazonas.
- Teixeira, V.M. 2017. *Microfácies carbonáticas da Formação Itaituba (Grupo Tapajós, Bacia do Amazonas) na região do Rio Jatapu, AM*. Manaus, 50p, Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Amazonas.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford, John Wiley & Sons. 482p.
- Tucker, M.E. 1991. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. London, Library of congress. 257p.
- Tucker, M.E. 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*. Chichester, John Wiley & Sons Ltda. 229p.
- Tucker, M.E. & Dias-Brito, D. 2017. *Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base*

no registro geológico do Brasil. Rio Claro, UNESP – IGCE. 208p.

- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. & Motiei, H. 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1): 56-71.
- Vinci, F., Iannace, A., Parente, M., Pirmez, C., Torrieri, S. & Giorgioni, M. 2017. Early dolomitization in the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of Southern Apennines (Italy): Clues about palaeoclimatic fluctuations in western Tethys. *Sedimentary Geology*, 362: 17-36.
- Wanderley Filho, J.R., Melo, J.H.G., Fonseca, V.M. M. & Machado, D.M.C. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Amazonas. *Phoenix*, 7(82): 1- 6.
- Walker, R.G. & James, N.P. 1992. *Facies Models: Response to Sea-Level Change*. Ottawa, Geological Association of Canada. 409p.
- Wilson, J. L. 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Berlin, Springer-Verlag. 471p.
- Xiong, L., Yao, G., Xiong, S., Wang, J., Ni, C., Shen, A. & Hao, Y. 2018. Origin of dolomite in the Middle Devonian Guanwushan Formation of the western Sichuan Basin, western China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 495: 113-126.