

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ELANE SAMPAIO DE SOUSA

MICROFÁCIES E DIAGÊNESE DOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO
ITAITUBA, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS, MUNICÍPIO DE
URUCARÁ (AM)

MANAUS-AM
2019

ELANE SAMPAIO DE SOUSA

**MICROFÁCIES E DIAGÊNESE DOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO
ITAITUBA, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS, MUNICÍPIO
DE URUCARÁ (AM)**

Defesa da dissertação de mestrado apresentado ao
Programa de Pós Graduação em Geociências, da
Universidade Federal do Amazonas, como parte dos
requisitos para obtenção do título de Mestre em
Geociências.

ORIENTADOR: PROF. DR. ROBERTO CESAR DE MENDONÇA BARBOSA

COORIENTADOR: PROF. DR. ISAAC DANIEL RUDNITZKI (UFOP)

MANAUS-AM
2019

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Sousa, Elane Sampaio de

S725m Microfácies e diagênese dos carbonatos da Formação Itaituba, borda norte da Bacia do Amazonas, município de Urucará (AM) / Elane Sampaio de Sousa. 2019

86 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Roberto Cesar de Mendonça Barbosa

Coorientador: Isaac Daniel Rudnitzki

Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Amazonas.

1. Bacia do Amazonas. 2. Formação Itaituba. 3. Microfácies. 4. Processos diagenéticos. I. Barbosa, Roberto Cesar de Mendonça II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

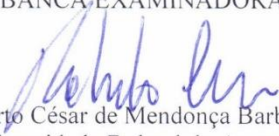
ELANE SAMPAIO DE SOUSA

MICROFÁCIES E DIAGÊNESE DOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO
ITAITUBA, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS, MUNICÍPIO DE
URUCARÁ/AM

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal do Amazonas,
como requisito parcial para obtenção do
Título de Mestre em Geociências, área de
concentração em Geociências.

Aprovado em 13 de agosto de 2019.

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Roberto César de Mendonça Barbosa, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas


Prof.ª Dr.ª Valquíria Porfírio Barbosa, Membro.
Universidade Federal do Amazonas


Prof.ª Dr.ª Rosemary Rocha da Silveira, Membro.
Universidade Federal do Amazonas


Prof. Me. Rick Souza de Oliveira, Membro.
Universidade Federal do Oeste do Pará

AGRADECIMENTOS

Em forma de palavras tento registrar meus sinceros agradecimentos a todos que possibilitaram a conclusão de mais esta etapa.

Agradeço a Deus por ter me guiado e iluminado durante a elaboração desta dissertação de mestrado e ao longo destes anos.

A instituição de ensino Universidade Federal do Amazonas - UFAM, e em especial ao Programa de Pós Graduação em Geociências que proporcionaram a infraestrutura e apoio técnico para realização deste trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Roberto Cesar de Mendonça Barbosa pela dedicação, apoio, incentivo, paciência, pelas conversas e por acreditar neste trabalho. Muito Obrigada!

Ao meu coorientador Prof. Dr. Isaac Daniel Rudnitzki (UFOP) pelas sugestões, conversas e disponibilidade mesmo a distância.

Ao prof. Msc. Rick de Oliveira pelas contribuições e sugestões para o texto, pela presença na banca desde a qualificação.

A prof. Dra. Valquíria Porfírio Barbosa pelas sugestões durante a construção do texto desde a qualificação, e pela disponibilidade em participar da banca.

Aos demais professores desta Instituição que de forma direta ou indireta estiveram presentes no decorrer desta dissertação.

Aos meus amigos que tornaram estes momentos especiais e cheios de risadas, até quando parecia que não ia terminar (rsrs) e o choro já queria chegar (lagoinha sqn). Agradeço aos intervalos regados a café (é claro rsrs). A sala das oito mulheres (rsrs), meninas maravilhosas. Aos colegas de turma no decorrer do mestrado. Aqueles que tornaram até os dias mais tensos em dias mais leves, obrigado pelos incentivos, brincadeiras e confraternizações. O meu muito obrigada a vocês:

- Asley, Tamna, Yasmin, Elton, Vanessa, Nayara, Katy, Patrícia, Eliana, Lilian, Pâmella, Ana Elisa, Izabela, Ericka, Henrique, Igor, Davi, Éneas, Renan.

A CAPES pelo auxílio financeiro, possibilitando a realização deste trabalho.

Ao Secretário do PPGGEO, Marcos, pessoa essa que sempre esteve disponível a ajudar e viabilizar o melhor para os discentes, não medindo esforços. Ao Técnico Alfredo Alexandrino pela suporte e paciência durante a aquisição das imagens microtexturais.

Aos meus pais, irmão e a todos meus familiares que de alguma forma foram meu alicerce durante esta caminhada. Amo vocês!

E registro meu agradecimento a todos que de alguma forma estiveram envolvidos nesta etapa de minha vida, direta ou indiretamente. O meu muito obrigada.

O poder das Asas

Eleve sua mente para sonhar. Você só vai tirar os pés do chão quando descobrir o poder de suas asas.

Autor: Danilo Angelus

RESUMO

Rochas carbonáticas são consideradas de grande importância em sistemas petrolíferos ao redor do mundo, pois comumente estão associadas a intervalos reservatórios como por exemplo no pré-sal brasileiro. Apesar disso, tais características não são aplicadas a sistemas petrolíferos na bacia intracratônica do Amazonas, uma vez que as rochas carbonáticas encontradas nesse contexto frequentemente estão associadas com intervalos selantes. Este cenário tem gerado um aumento das investigações para entender como a diagênese influenciou na geração, preservação de porosidade e na qualidade do reservatório. A Formação Itaituba, Grupo Tapajós, Carbonífero da Bacia do Amazonas, consiste em rochas carbonáticas, intercaladas com folhelhos, com sedimentação atribuída a um ambiente lagunar a marinho raso, considerado como selo do sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre. Boa parte dos estudos nestes carbonatos estão concentrados na borda sul da bacia, envolvendo principalmente avaliações de microfácies e reconstituições paleoambientais, enquanto informações sobre a evolução diagenética ainda são escassas. Com isso, foram selecionadas 80 lâminas delgadas de uma frente de lavra da empresa Itautinga Agro Industrial S/A, município de Uruará (AM), borda norte da bacia, compondo um perfil de 30.75 m de espessura, com o objetivo de realizar uma análise petrográfica e microfaciológica, bem como pontuar os principais processos diagenéticos que atuaram nessa unidade. Nesse sentido, foram identificadas dez microfácies (MF): MF1-*Mudstone* recristalizado, MF2-*Mudstone* com intraclastos, MF3-*Mudstone* / *wackestone* com terrígenos, MF4-*Dolomudstone* / *wackestone*, MF5-*Dolowackestone* / *packstone* com peloides, MF6-*Wackestone* / *packstone* bioclástico com foraminíferos, MF7-*Packstone* / *grainstone* oolítico, MF8-*Grainstone* com peloides, MF9-*Grainstone* com ooides recristalizados, MF10-*Grainstone* bioclástico. Estas microfácies foram reunidas em quatro associações paleodeposicionais: Associação 1, referente a domínio de *sabkha*, remete a uma área de deposição na porção superior da planície de maré predominantemente exposta e sujeita a inundações periódicas representada pelas microfácies MF1, MF3 e MF4; Associação 2, referente a planície de maré, uma área de precipitação predominantemente micrítica, com baixo gradiente e regularmente influenciada pela oscilação do nível de marés, representada pelas microfácies MF1, MF2 e MF5; Associação 3, laguna semi-restrita, área de deposição em zonas rebaixadas permanentemente inundadas na inframaré, com águas calmas com circulação restrita a semi-restrita composta pelas microfácies MF5 e MF6 e; Associação 4, formada pela barra bioclástica e oolítica, área de deposição inter a inframaré submetida a correntes onde predominam precipitação de carbonatos sustentados por ooides, peloides e bioclastos representados pelas microfácies MF7, MF8, MF9 e MF10. Quanto aos processos diagenéticos identificados estes incluem: micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução, desdolomitização e compactação química, atuando principalmente no contexto diagenético raso (meteórico e marinho). Os principais processos diagenéticos responsáveis pela geração de porosidade secundária estão associados a dissolução seletiva meteórica em ooides de composição calcítica que podem ampliar o volume poroso em até 20% quando associados as microfácies MF7 e MF9, o que abre perspectiva sobre heterogeneidade da unidade e um comportamento duplo como selante e reservatório.

Palavras-chave: Bacia do Amazonas, Formação Itaituba, Microfácies, Processos diagenéticos.

ABSTRACT

Carbonate rocks are considered of great importance in petroleum systems around the world, since they are commonly associated with reservoir intervals, for example in the Brazilian pre-salt. Nevertheless, such characteristics are not applied to petroleum systems in the intracratonic basin of Amazonas, since the carbonate rocks found in this context are often associated with sealing intervals. This scenario has generated an increase of the investigations to understand how the diagenesis influenced in the generation, preservation of porosity and in the quality of the reservoir. The Itaituba Formation, Tapajós Group, Carboniferous of the Amazon Basin, consists of carbonate rocks, intercalate with shales, with sedimentation attributed to a shallow marine lagoon environment, considered as the seal of the Barreirinha-Monte Alegre oil system. Much of the studies in these carbonates are concentrated on the southern border of the basin, mainly involving microfacies evaluation and paleoenvironmental reconstructions, while information on the diagenetic evolution are still scarce. Therewith, 80 thin sheets were selected from a mining front of the company Itaituba Agro Industrial S / A, municipality of Urucará (AM), north border of the basin, with a profile of 30.75 m thickness, with the objective of performing a petrography and microfaciology, as well as punctuating the main diagenetics processes that acted in this unit. In this sense, ten microfacies (MF) were identified: MF1- Recrystallized mudstone, MF2- Intraclastics Mudstone, MF3- Silicilastics mudstone / wackestone, MF4- Dolomudstone / wackestone, MF5- Peloidal dolowackestone / packstone, MF6- Foraminiferal and bioclastic wackestone / packstone, MF7- Oolitic packstone / grainstone, MF8- Grainstone with peloids, MF9- Recrystallized ooids grainstone, MF10 - Bioclastic grainstone. These microfacies were grouped into four paleo depositional associations: Association 1, referring to the sabkha domain, refers to a deposition area in the upper portion of the tidal flat predominant exposed and subject to inundation periodics represented by the microfacies MF1, MF3 and MF4; Association 2, referring to the tidal flat, a predominantly micritical precipitation area, with a low gradient and regularly influenced by the tidal level oscillation, represented by the microfacies MF1, MF2 and MF5; Association 3, semi-restricted lagoon, deposition in lowered zones permanently flooded in inframare, of calm waters with restricted to semi-restricted circulation composed of microfacies MF5 and MF6 and; Association 4, formed by the bioclastic and oolitic bars, area of deposition between the inframare submitted to currents where precipitation predominate of carbonates supported by ooids, peloids and bioclasts represented by the microfacies MF7, MF8, MF9 and MF10 . In relation to the diagenetics processes identified, these include: micritization, cementation, neomorphism, dolomitization, physical compaction, silicification, piritization, dissolution, desdolomitization and chemical compaction, acting mainly in the shallow diagenetic context (meteoric and marine). The main diagenetic processes responsible for the generation of secondary porosity are associated with meteoric selective dissolution in ooids of calcitic composition that can increase the porous volume by up to 20% when associated with microfacies MF7 and MF9, which opens a perspective on unit heterogeneity and behavior double with sealant and reservoir.

Keywords: Amazon Basin, Itaituba Formation, Microfacies, Diagenetics process.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa geológico e de localização da área de estudo (REIS *et al.*, 2006), com destaque para a mina de calcário nas proximidades do Rio Jatapú. Ao lado localização da Bacia do Amazonas recobrimdo partes dos estados do Amazonas, Pará e Amapá (Adaptado de CUNHA *et al.*, 2000). _____19
- Figura 2.** Tabela de classificação de poros quanto a fábrica seletiva e não-seletiva contendo os principais tipos de porosidades destacados em azul escuro, termos modificadores com relação a gênese do poro quanto primário e secundário. Além disso, a classificação também elenca classes quanto a dimensão dos poros (Flügel, 2004; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). _____21
- Figura 3.** Tabelas de classificação de tamanho dos produtos de recristalização e substituição modificado de Folk (1962); b) nomenclatura e dimensão para quartzos autigênicos de Scholle & Ulmer-Scholle (2003). _____22
- Figura 4.** Técnica utilizada na contagem de pontos usando travessas regulares em linhas laranjas a) forma da orientação e direção de recobrimento da lâmina, b) método da contagem de pontos destacados em vermelho. _____23
- Figura 5.** Modelo de classificação de rochas carbonáticas adotada nesse estudo, detalhando os litotipos carbonáticos e suas respectivas características primordiais (adaptado de DUNHAM, 1962 por TERRA *et al.*, 2010). _____23
- Figura 6.** Mapa de localização da Bacia do Amazonas (amarelo escuro) com seus respectivos limites geológicos marcados a leste e oeste pelos arcos de Gurupá e Purus, respectivamente, a norte pelo Escudo da Guianas e a sul pelo Escudo Brasileiro (Modificado de CUNHA, 2000). _____25
- Figura 7.** Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas com as duas megassequências de primeira ordem, a paleozoica e a mesozoica-cenozoica. Destacados em azul temos o grupo e a respectiva unidade litoestratigráfica alvo de investigação, contida dentro da sequência de segunda ordem Pensilvaniano-Permiana, da Megassequência Paleozoica. (Modificado de CUNHA *et al.*, 2007). _____27

Figura 8. Carta de eventos da Bacia do Amazonas com as principais características do sistema petrolífero como rocha geradora, reservatório e selo. Destaque para relações entre as formações e eventos, representados por números de 1 a 11 (Adaptado de GONZAGA *et. al.*, 2000). _____33

Figura 9. Mapa geológico da área de estudo e localização da mina de calcário, a nordeste do estado do Amazonas no município de Urucará (REIS *et al.*, 2006). Ao lado destaque em quadrado vermelho na borda norte da Bacia do Amazonas indicando a localização da área de estudo (Modificado de CUNHA, 2000). _____39

Figura 10. Seção estratigráfica da Formação Itaituba, borda norte da Bacia do Amazonas, com a indicação das microfácies, das associações microfaciológicas interpretadas nesse estudo e o posicionamento das amostras de rochas carbonáticas coletadas. _____40

Figura 11. Vista geral das microfácies individualizadas da Formação Itaituba. A) Microfácies MF1 com detalhe para o predomínio de calcita microcristalina e porosidade intercristalina. B) Microfácies MF2, detalhe para intraclastos em formato alongado a semi-curvo envolto em calcita espática. C) Microfácies MF3, observe os grãos detríticos de quartzo monocristalinos subarredondados a subangulosos envolto em micrito, além de destaque para bioclastos indiferenciados. D) e E) Microfácies MF4 com predomínio de dolomita microespática e diversos bioclastos indiferenciados. Seta em vermelho indica resquícios de material de composição calcítica. F) Microfácies MF5 com o arcabouço destacado por peletes envoltos em dolomita microespática. Cm – calcita microespática, Pic – porosidade intercristalina, Qd – quartzo detrítico, M – micrito, Int – intraclastos, Ce – calcita espática, Dm – dolomita microespática, Pl - peletes, Bif – bioclastos indiferenciados. _____42

Figura 12. Vista geral das microfácies individualizadas da Formação Itaituba. A) Microfácies MF6 dominada por componentes aloquímicos com destaque para foraminíferos miliolídeos e fusulinídeos com espaço intersticial preenchido por calcita espática B) Microfácies MF7 rica em ooides radiais semicirculares a elípticos com espaço interpartícula totalmente preenchido por calcita espática. C) Microfácies MF8 dominada por peloides em formas circulares e ausente de estruturação interna com espaço intersticial preenchido por calcita espática. D) Microfácies MF9 com ooides parcialmente recristalizados envoltos por calcita espática interpartícula, com destaque para porosidade interpartícula e intrapartícula. E e F)

Microfácies MF10 grão suportada com fragmentos de braquiópodes, foraminífero, trilobita e bioclastos indiferenciados com espaço interpartícula preenchido por calcita espática. 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.

46

Figura 13. Modelo esquemático em bloco diagrama da síntese paleoambiental da Formação Itaituba com base nos modelos de Wilson (1975), Matsuda (2002) e Tucker & Dias-Brito (2017), com as microfácies e associações identificadas distribuídas ao longo da plataforma carbonática na borda norte da Bacia do Amazonas. 55

Figura 14. Mapa geológico e de localização da mina de calcário (Grupo Tapajós) na região de Urucará, borda norte da Bacia do Amazonas. 59

Figura 15. Perfil estratigráfico da Formação Itaituba na mina estudada com a classificação das rochas carbonáticas, posicionamento estratigráfico das amostras coletadas, além das curvas de volume percentual de porosidade, cimentação calcítica e dolomítica. 61

Figura 16. Aspectos diagenéticos da Formação Itaituba. A) Envelope de micrito envolvendo fragmento de braquiópode (MF10). B) Cimento de calcita na forma de franja microcristalina em recobrimento em volta dos grãos carbonáticos (MF10). C) Cimento de calcita em textura equant recobrindo ooides (MF7). D) Aspecto microtextural (MEV) da calcita espática interpartícula(MF9). E) Neomorfismo da matriz (calcita microespática) fomentando o desenvolvimento de porosidade intercristalina (MF1). F) Cristal de dolomita planar-e com resquício de material calcítico (seta em vermelho) imersos em dolomita microespática não-planar (MF4). G) Dolomitização da matriz com cristais microespáticos não-planar associado a porosidade vug (MF4). H) Imagem de MEV de cristais romboédricos de dolomita microespática (MF4). I) Processo de compactação física evidenciada por fraturas de ooides e química com a ampliação de contatos côncavo-convexos (MF7). J) Megaquartzo euhedrais substituindo ooides (MF7). K) Mosaicos de megaquartzo com inclusões de anidrita acicular envoltos por calcita microespática (MF1). L) Imagem em MEV do cristal de megaquartzo com aparente fratura conchoidal e recobrimento por calcita microespática (MF1). M) Calcedônia substituindo parcialmente fragmento de crinoide e sobrecrecimento sintaxial

(MF10). N) Pirita framboidal intrapartícula substitutivo em dolomita microcristalina (MF5). O) Pirita cúbica interpartícula substituindo dolomita microcristalina em cristais cúbicos euhédrais a subheudrais (MF4). P) Poros secundários de dissolução intrapartícula em ooides (MF10). Q) Cristais de calcita oriundos da substituição de cristais de dolomita pelo processo de desdolomitização (MF4). R) Feição de compactação química representada por estilólitos marcado pelo acúmulo de óxido e hidróxido de ferro (?) (MF8). Legenda: (mi) envelope micrítico, (Cm) calcita microespática, (fm) cimento de franja microcristalina, (eq) cimento equant, (Dpe) dolomita planar-e, (Ce) calcita espática, (Dm) dolomita microespática, (Sme) megaquartzo, (na) anidrita, (sca) Calcedônia, (ss) sobrecrecimento sintaxial, (pf) pirita framboidal, (py) pirita cúbica, (Ps) pseudomorfo de dolomita, (fr) fratura; (cc) contato côncavo-convexo, (es) estilólito, (Pv) porosidade vug, (Pic) porosidade intercristalina, (Pin) porosidade intrapartícula, (Oo) ooides, (Fo) foraminíferos, (Cr) crinoides, (Br) braquiópodes. _____63

Figura 17. Distribuição dos processos/ambientes e evolução diagenética proposta para carbonatos da Formação Itaituba, borda norte da Bacia do Amazonas (Urucará-AM). Os ambientes diagenéticos seguem o proposto por Longman (1980) e Tucker (1991). _____68

LISTA DE SIGLAS

MF1 - <i>Mudstone</i> recristalizado	Cm – calcita microespática
MF2 – <i>Mudstone</i> com intraclastos	M – micrito
MF3 - <i>Mudstone/wackestone</i> com terrígenos	Int – intraclastos
MF4 – <i>Dolomudstone/wackestone</i>	Dm – dolomita microespática
MF5 – <i>Dolowackestone/packstone</i> com pelóides	Ce – calcita espática
MF6 – <i>Wackestone/packstone</i> bioclástico com foraminíferos	Qd – quartzo detrítico
MF7 - <i>Packstone/grainstone</i> oolítico	Pl - peletes
MF8 – <i>Grainstone</i> com pelóides	Fo – foraminíferos
MF9 – <i>Grainstone</i> com oóides res cristalizados	Fmi – foraminíferos miliolídeos
MF10 – <i>Grainstone</i> bioclástico	Ffu – foraminíferos fusulinídeos
	Cr – crinoides Br – braquiópode
	Tr – trilobita
	Bif – bioclastos indiferenciados
	Oo – oóides
	Pe – pelóides
	Pf – pirita framboidal
	Py – pirita cúbica
	Pin - porosidade intrapartícula
	Pic – porosidade intercrystalina
	Pi – porosidade interpartícula

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	INTRODUÇÃO	16
1.1	Apresentação.....	17
1.2	Objetivos	18
1.3	Localização	18
CAPÍTULO 2	MATERIAL E MÉTODOS DE TRABALHO.....	20
2.1	Material.....	20
2.2	Métodos.....	20
2.2.1	Levantamento bibliográfico.....	20
2.2.2	Descrição petrográfica	20
2.2.3	Caracterização e identificação de microfácies	24
2.2.4	Análise microtextural	24
CAPÍTULO 3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	25
3.1	Aspectos tectono estratigráficos	25
3.2	Sequências deposicionais e litoestratigrafia	26
3.3	Caracterização geológica da Formação Itaituba	29
3.4	Aspectos diagenéticos da Formação Itaituba	31
3.5	Interesse exploratório da Bacia do Amazonas	32
3.5.1	Rochas geradoras	33
3.5.2	Rochas reservatórios	34
3.5.3	Rochas selantes.....	35
3.5.4	Trapas e <i>plays</i> exploratórios	35
CAPÍTULO 4	MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO ITAITUBA, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS, URUCARÁ (AM)	36
	Resumo	36
	Abstract	37
4.1	Introdução	37
4.2	Área, materiais e métodos	38
4.2.1	Localização da área e geologia.....	38
4.2.2	Materiais	39
4.2.3	Métodos	39
4.3	Resultados.....	41
4.3.1	Descrição de Microfácies	41

4.4 Discussão dos resultados	50
4.4.1 Associações paleoambientais	50
4.4.2 Síntese paleoambiental	53
4.5 Conclusões	56
Agradecimentos.....	56
CAPÍTULO 5 ASPECTOS DIAGENÉTICOS DOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA, NORTE DA BACIA DO AMAZONAS.....	57
Resumo	57
Abstract	57
5.1 Introdução	58
5.2 Contexto regional e localização da área de estudo	59
5.3 Materiais e métodos.....	60
5.4 Processos diagenéticos na sucessão estratigráfica da mina de Jatapú	60
5.5 Porosidades.....	66
5.6 Discussões	67
5.6.1 Fase diagenética inicial ou rasa (Marinho e Meteórico)	67
5.6.2 Fase diagenética profunda (Soterramento).....	70
5.6.3 Implicações na rocha “selante”	71
5.7 Conclusões	71
Agradecimentos.....	72
CAPÍTULO 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
APÊNDICE	83
Apêndice A - Quadro de contagem petrográfica.....	83

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

Rochas sedimentares estão entre as importantes fontes de dados para a reconstrução da história evolutiva do planeta, além disso, possuem interesse para sociedade como insumos para a construção civil e como reservatórios de hidrocarbonetos. Em especial destaque, estão as rochas carbonáticas que contribuem com importantes informações para a compreensão e caracterização paleoambiental, pois as condições que controlam a precipitação destes sedimentos são diretamente afetadas por fatores como pressão, temperatura, Eh, pH, salinidade, clima, além da abundância e qualidade fossilífera (FLÜGEL, 2004). Ademais, estima-se que reservatórios petrolíferos constituídos por rochas carbonáticas cheguem a cerca de 50% da produção mundial, o que também confere a estas rochas um amplo interesse econômico (*e. g.*, FLÜGEL, 2004; BOGGS JR., 2009; OKUBO, 2014).

No Brasil, a descoberta de carbonatos como rochas reservatórios inseridos na Província Petrolífera do Pré-sal resultou na intensificação de investigações técnico-científicas, com destaque para as de interesse geológico na identificação da origem, modelagem do contexto deposicional, características petrológicas e petrofísicas destas rochas (*e. g.*, CORRÊA, 2016; FAVORETO, 2016; MELANI, 2015; MIGUEL, 2012; OKUBO, 2014). No entanto, as características permoporosas dos carbonatos do pré-sal brasileiro não são refletidas em exemplares carbonáticos nas bacias do Amazonas, como por exemplo a Formação Itaituba da Bacia do Amazonas. De acordo com Gonzaga *et al.* (2000), os carbonatos da Formação Itaituba, objeto de estudo desta pesquisa, possuem propriedades contrárias a de carbonatos do pré-sal, sendo considerados o intervalo selo dentro do sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre.

A Formação Itaituba (Grupo Tapajós) é reconhecida como uma das principais unidades litoestratigráfica de composição predominantemente carbonática da Bacia do Amazonas e ocorre em amplas exposições nas bordas norte e sul da bacia (CUNHA *et al.*, 2007). Os litotipos mais comuns são representados por carbonatos com intercalações de folhelhos e evaporitos, com sedimentação atribuída a um ambiente lagunar a marinho raso (*e. g.*, MATSUDA *et al.*, 2004; 2010; MÁXIMO, 2012; SCOMAZZON & LEMOS, 2005; SILVA *et al.*, 2015).

Boa parte dos trabalhos a respeito desta unidade estão concentrados na borda sul da bacia e são em maioria relacionados a avaliações de fácies, microfácies carbonáticas, e de cunho bioestratigráfico para reconstituições paleoambientais (*e. g.*, LIMA, 2010; MATSUDA, 2002;

MOUTINHO *et al.*, 2016; NEVES, 2009; NEVES, 2018; SILVA *et al.*, 2015; SOUSA, 2016), enquanto que estudos de análise e caracterização dos processos e da evolução diagenética, especialmente na borda norte, são escassos.

Com isso, essa oportunidade representou uma das principais motivações dessa pesquisa, já que os processos diagenéticos são responsáveis por alterar as propriedades originais das rochas, em especial nos carbonatos, registrando períodos de evoluções diagenéticas complexas ligadas a consecutivos processos de dissolução, re-precipitação e substituição, assim modificando as características como a permoporosidade das rochas (*e. g.*, BOGGS JR., 2009; FLÜGEL, 2004).

Desta forma, nesta pesquisa foi realizada uma caracterização petrográfica da Formação Itaituba no município de Urucará (AM), borda norte da Bacia do Amazonas, no intuito de reconhecer os principais processos diagenéticos responsáveis pela impermeabilização (ou não) na seção analisada. Nesse sentido, os dados produzidos nessa dissertação foram utilizados na definição das microfácies, os quais, além de caracterizar os litotipos auxiliaram na determinação dos paleoambientes deposicionais e na distribuição dos aspectos diagenéticos desta unidade.

1.1 Apresentação

O presente documento está organizado em 6 capítulos. No capítulo 1 são revelados a importância da temática, a problemática envolvida, a motivação da investigação, objetivos da pesquisa e localização da área de estudo. O capítulo 2 apresenta os materiais e proposta metodológica da investigação, enquanto que o capítulo 3 aborda o estado da arte do contexto geológico regional da Bacia do Amazonas, com destaque para os aspectos microfaciológicos, diagenéticos e exploratórios da Formação Itaituba.

Os capítulos 4 e 5 apresentam os resultados obtidos nesta dissertação de mestrado na forma de dois artigos científicos. O primeiro artigo foi submetido no periódico Pesquisas em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (B2) e relata as microfácies carbonáticas da Formação Itaituba na borda norte da Bacia do Amazonas, com enfoque em suas conotações paleoambientais. O segundo artigo foi submetido no periódico Anuário em Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (B1) e trata dos aspectos diagenéticos da Formação Itaituba na borda norte da bacia, com destaque para os processos diagenéticos e

implicações do real papel da Formação Itaituba no sistema petrolífero Barreirinha – Monte Alegre.

O capítulo 6 sintetiza as principais conclusões alcançadas nos artigos científicos, enquanto que as seções finais trazem, respectivamente, os referenciamentos bibliográficos e apêndices com os comprovantes de submissão e tabela petrográfica.

1.2 Objetivos

Esta dissertação de mestrado teve como objetivo geral realizar uma análise petrográfica de rochas carbonáticas em amostras pertencentes à Formação Itaituba, provenientes da borda norte da Bacia do Amazonas, para identificar e compreender como os processos diagenéticos influenciaram no arcabouço e redução do volume poroso, bem como verificar o papel desta unidade como selante no sistema petrolífero Barreirinha – Monte Alegre.

Em nível específico, este trabalho teve o intuito de:

- ❖ Realizar uma descrição petrográfica com a quantificação dos componentes primários e diagenéticos;
- ❖ Identificar o tipo e qualidade da porosidade destas rochas;
- ❖ Verificar a relação paragenética;
- ❖ Classificar as amostras de acordo com o modelo de Dunham (1962);
- ❖ Identificar e caracterizar microfácies com a finalidade paleoambiental e distribuição dos processos diagenéticos;
- ❖ Definir as fases diagenéticas atuantes nesta seção.

1.3 Localização

A área de estudo está localizada na mina de calcário de Jatapú, com coordenadas de latitude 1°42'16''S e longitude 58°30'42''W, no município de Urucará, nordeste do estado do Amazonas (Brasil), sob responsabilidade da empresa Itautinga Agro Industrial S. A. (Cimento Nassau).

O acesso a área de estudo foi feito por via fluvial pelo Rio Uatumã e posteriormente pelo Rio Jatapú até a área de estudo (FIGURA 1).

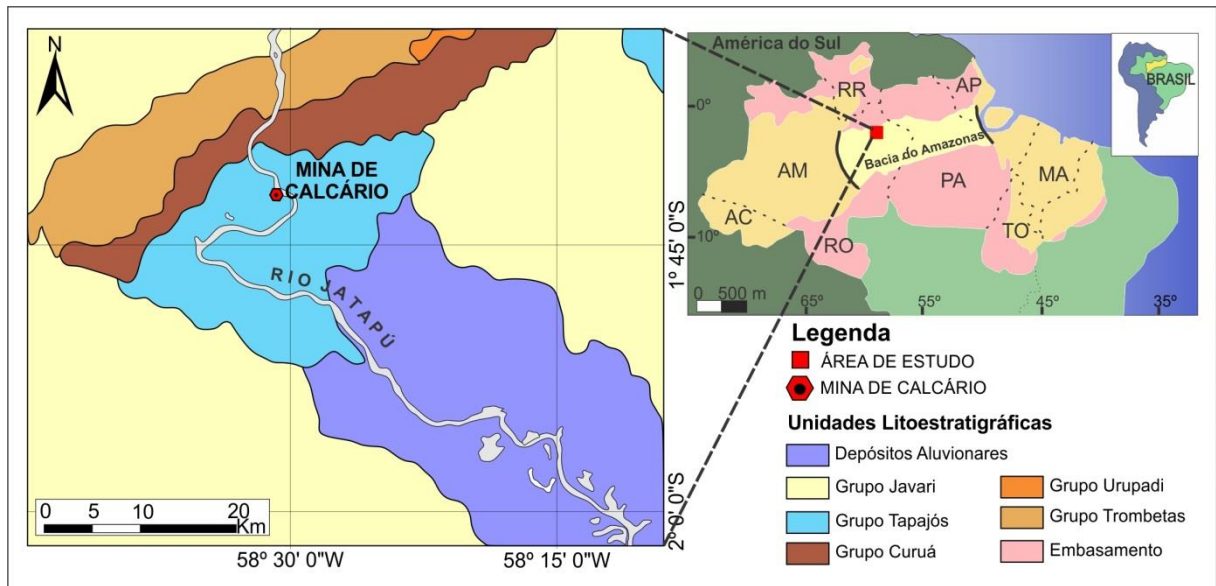


Figura 1. Mapa geológico e de localização da área de estudo (REIS *et al.*, 2006), com destaque para a mina de calcário nas proximidades do Rio Jatapü. A direita a localização da Bacia do Amazonas recobrindo partes dos estados do Amazonas, Pará e Amapá (Adaptado de CUNHA *et al.*, 2000).

CAPÍTULO 2 MATERIAL E MÉTODOS DE TRABALHO

2.1 Material

O material utilizado corresponde a 80 seções delgadas já impregnadas com Epoxy Azul para facilitar a visualização de possíveis espaços porosos, as quais compõem uma sucessão carbonática de 30.75m de espessura da Formação Itaituba. O material foi coletado em espaçamentos médios de cerca de 20 cm, no entanto a depender dos tipos litológicos o espaçamento chega até 80 cm. As amostras foram coletadas em 2011 durante a realização de um projeto firmado entre a Petrobrás S. A. e a Universidade Federal do Amazonas (UFAM), intitulado “Investigação da Potencialidade dos Carbonatos da Bacia do Amazonas como Reservatório: Estudos Diagenéticos e Geoquímicos”.

As lâminas delgadas foram confeccionadas pelo Laboratório de Sedimentologia e Estratigrafia da Petrobrás, Unidade Manaus (UO/AM) e atualmente se encontram armazenadas no Laboratório de Microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas.

2.2 Métodos

Serão apresentados a seguir os métodos utilizados nesta pesquisa para o alcance dos objetivos propostos.

2.2.1 Levantamento bibliográfico

Destinado à compilação de dados bibliográficos, direcionados à fundamentação teórica sobre temas relacionados à evolução tectôno-sedimentar da Bacia do Amazonas e em particular, da Formação Itaituba, no que diz respeito à petrografia sedimentar de rochas carbonáticas, aspectos diagenéticos e também como suporte para as interpretações dos resultados. Para isso, foram consultados artigos científicos, livros, atlas petrográficos, trabalhos de conclusão de curso, dissertações e teses.

2.2.2 Descrição petrográfica

Voltada à descrição sistemática da composição, da textura das rochas e desenvolvida com o auxílio de microscópio ótico petrográfico modelo Olympus BX-51, pertencente ao Laboratório de Microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (PPGGEO/UFAM).

Os critérios e etapas da descrição e caracterização petrográfica das seções delgadas estudadas envolveram a descrição sistemática, identificação e quantificação dos constituintes

voltada à avaliação quantitativa da composição, textura e das respectivas relações paragenéticas entre os constituintes dos carbonatos em seções delgadas. Dessa forma, inicialmente a execução desta etapa envolveu a descrição, a caracterização e a identificação de elementos como matriz, grãos carbonáticos, grãos não carbonáticos, cimento e poros levando em consideração aspectos como forma, arredondamento, seleção, composição e propriedades mineralógicas, textura e grau de fragmentação.

Além disso, a determinação do tipo de porosidade também foi um dos objetivos desta pesquisa e nesse sentido, a sua identificação, nomenclatura e dimensão foram desenvolvidas com base nos modelos definidos por Choquette & Pray (1970) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003) (FIGURA 2).

FÁBRICA-SELETIVA				FÁBRICA NÃO-SELETIVA				FÁBRICA SELETIVA OU NÃO				Termos Modificadores			
												MODIFICADORES GENÉTICOS			
												TAMANHO DOS MODIFICADORES *			
												PROCESSOS			
												DIREÇÃO OU ESTÁGIO			
												TEMPO DE FORMAÇÃO			
												Dissolução			
												Alargado			
												Reduzido			
												Preenchido			
												Primário			
												pré - deposicional			
												Secundário			
												eogenético			
												mesogenético			
												telogenético			
												PROCESSOS + DIREÇÃO + TEMPO			
												Ex. cimento -redução primária			
												sedimentos - preenchimento eogenético			
												CLASSES			
												mm			
												grande			
												pequeno			
												grande			
												pequeno			
												1/2			
												1/16			
												MODIFICADORES ABUNDANTES			
												Porcentagem de porosidade			
												ou			
												Taxa de tipo de porosidade			
												ou			
												Taxa e porcentagem			
												(15%)			
												(1:2)			
												(1:2) (15%)			

Figura 2. Tabela de classificação de poros quanto a fábrica seletiva ou não contendo os principais tipos de porosidades destacados em azul escuro, termos modificadores com relação a gênese do poro quanto primário e secundário. Além disso, a classificação também elenca classes quanto a dimensão dos poros (Modificado de Choquette & Pray, 1970; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

Ademais da descrição e identificação dos constituintes do arcabouço, também foram observados e identificados a presença de feições de compactação química e física, minerais autigênicos, produtos de recristalização e substituição. Em relação aos constituintes produtos de recristalização, precipitados autigênicos e substituição nesta pesquisa foi utilizado a tabela de nomenclaturas de tamanhos de Folk (1962) e para quartzo autigênicos a proposta de Scholle & Ulmer-Scholle (2003) (FIGURA 3). Enquanto que, para texturas dolomíticas foi utilizado a metodologia de classificação de Sibley & Gregg (1987) que elenca três texturas básicas denominadas de não planar (cristais anhedrais com limites curvos e lobados), planar-e (cristais euhedrais) e planar-s (maioria dos cristais subhedrais a anhedrais).

a) Constituintes Autigênicos		Dimensões (mm)
Cristais extremamente grossos		>4
Cristais muito grossos		4 – 1
Cristais grossos		>1 – 0,25
Cristais médios		>0,25 – 0,062
Cristais finos		>0,062 – 0,016
Cristais muito finos		>0,016 – 0,004
Afanocristalino		>0,004

b) Quartzo	Textura	Tamanho (µm)
Equigranular	Criptocristalino (<i>Chert</i>)	5<
	Microcristalino	5-20
	Megaquartzo	>20
Fibroso	Calcedônia	-
Amorfo	Opala	-

Figura 3. Quadros de classificação de tamanho dos produtos de recristalização e substituição modificado de Folk (1962); b) nomenclatura e dimensão para quartzos autigênicos de Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

Para auxiliar na identificação da composição de constituintes carbonáticos (calcita ou dolomita) foi empregada a técnica de tingimento com vermelho de alizarina S e ferrocianeto de potássio nas seções delgadas seguindo a metodologia de Adams *et al.* (1984). Nesse sentido, cerca de 30 ml da solução reagente foi colocada em um béquer de 50 ml e em seguida, as seções delgadas foram imersas parcialmente na solução por 30-45 segundos com constante e delicada agitação, afim de evitar o aparecimento de bolhas na superfície da lâmina. Logo em seguida as seções são lavadas com água destilada e colocadas para secar. O procedimento de tingimento por vermelho de alizarina S e ferrocianeto de potássio foram realizados no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia (DEGEO-UFAM).

O resultado da aplicação da solução reagente é apresentado por meio de variação de cores após o tingimento, com resultado rosado a avermelhado para calcita e incolores para dolomita. Além disso, pode ocorrer sobreposição de cores quando há presença de ferro, variando de arroxeadado a azulado (ADAMS *et al.*, 1984, SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

Após a etapa de identificação e tingimento, os constituintes primários, diagenéticos e de poros das seções delgadas foram alvo de avaliação quantitativa para determinação do volume percentual 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* (FLÜGEL, 2004) (FIGURA 4).

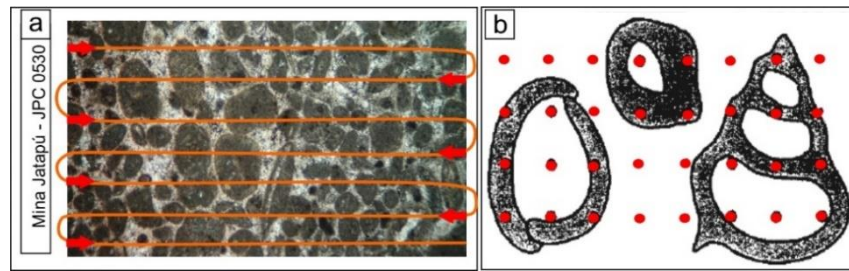


Figura 4. Técnica utilizada na contagem de pontos usando travessas regulares em linhas laranjas a) forma da orientação e direção de recobrimento da lâmina, b) método da contagem de pontos destacados em vermelho.

Para a classificação das rochas carbonáticas, foi utilizado a proposta de Dunham (1962), atualmente bastante empregado por especialistas em carbonatos tanto no meio acadêmico quanto na indústria (FIGURA 5).

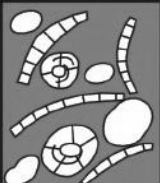
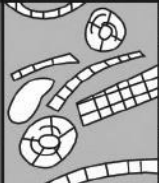
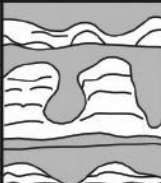
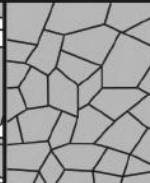
TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					

Figura 5. Modelo de classificação de rochas carbonáticas adotada nesse estudo, detalhando os litotipos carbonáticos e suas respectivas características primordiais (adaptado de DUNHAM, 1962 por TERRA *et al.*, 2010).

A classificação de Dunham (1962) é baseada na textura deposicional, na qual distingue-se rochas com textura deposicional não reconhecível (*crystalline*) e rochas com textura deposicional reconhecível. Assim, são reconhecidas cinco classes texturais, subdivididas em dois grupos – carbonatos com componentes originais organicamente ligados durante a

deposição (*boundstones*) e carbonatos com componentes originais não ligados durante a deposição (*mudstone*, *wackestone*, *packstone* e *grainstone*).

2.2.3 Caracterização e identificação de microfácies

Técnica voltada à individualização e à denominação de microfácies com base em aspectos petrográficos, paleontológicos, sedimentológicos e características deposicionais possíveis de descrição e classificação em seções delgadas (FLÜGEL, 2004).

Nesse sentido, a pesquisa utilizou como comparativo as microfácies padrões de Wilson (1975), um dos modelos amplamente utilizados e reconhecidos mundialmente. Segundo o autor, são reconhecidas 24 microfácies padrão usadas como base na interpretação dos paleoambientes deposicionais em plataformas carbonáticas. De forma complementar, também foi utilizado exemplos de microfácies modeladas para plataformas carbonáticas brasileiras sumarizado em Tucker & Dias-Brito (2017).

2.2.4 Análise microtextural

A análise microtextural foi realizada em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) modelo QUANTA 250 pertencente ao Laboratório de Técnicas Mineralógicas do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (DEGEO/UFAM), sob a supervisão do Técnico Alfredo Alexandrino.

Nesse sentido, foram selecionadas 4 amostras de rochas carbonáticas que necessitavam de uma avaliação adicional para determinação textural precisa de constituintes e de relações paragenéticas. Assim, em porções específicas e de interesse do bloco utilizado para confecção da seção delgada foram obtidos no mínimo 5 fragmentos por rocha com dimensões inferiores a 0,5mm. Em seguida, os fragmentos selecionados foram montados em um *stub*, metalizados com ouro, analisados e imageados por meio de um mapeamento de feixe de elétrons (DEDAVID *et al.* 2007).

As imagens das microtexturas obtidas foram então comparadas com atlas petrográficos especializados para reconhecimento e diagnostico, como por exemplo o de Welton (1984; 2003), além de publicações especializadas.

CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 Aspectos tectono estratigráficos

A Bacia intracratônica do Amazonas está situada na porção norte do Brasil, possui cerca de 500.000 km² de extensão alinhada em sentido leste-oeste e recobre partes dos estados do Amazonas, Pará e Amapá (MILANI & ZALÁN, 1999) (FIGURA 6). 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 da Bacia do Marajó (WANDERLEY FILHO *et al.*, 2005).

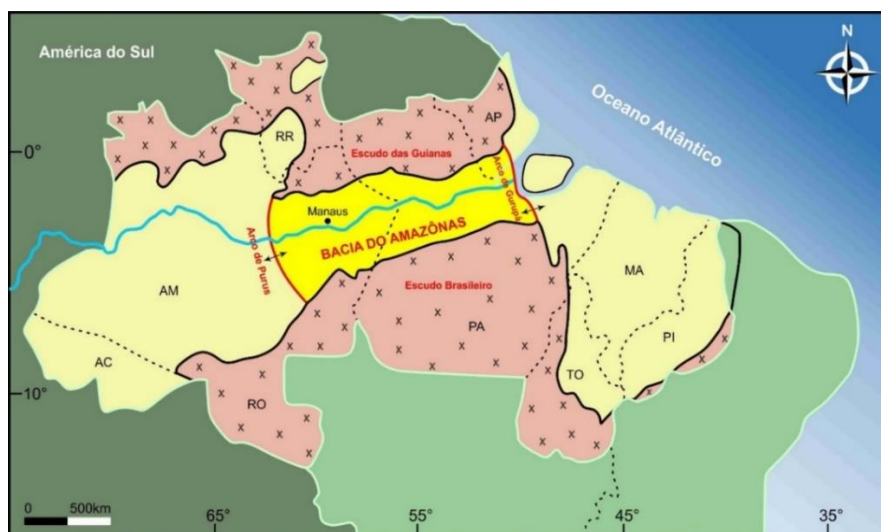


Figura 6. Mapa de localização da Bacia do Amazonas (amarelo escuro) com seus respectivos limites geológicos marcados a leste e oeste pelos arcos de Gurupá e Purus, respectivamente, a norte pelo Escudo da Guianas e a sul pelo Escudo Brasileiro (Modificado de CUNHA, 2000).

A origem da bacia está relacionada a instalação de um rifte precursor associado a uma zona de alívio norte-sul gerada em resposta à dispersão de esforços compressivos leste-oeste durante o fechamento do Ciclo Brasileiro (~700-470 Ma) (CUNHA *et al.*, 1994). Neste contexto, a posterior reativação de antigas zonas de fraqueza pré-cambrianas teria induzido a propagação leste-oeste desta zona de alívio, originando o rifte. Após esse evento distensivo e com o resfriamento das massas magmáticas, teria se iniciado a subsidência térmica regional e o desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental (CUNHA *et al.* 2007).

Embora unidades sedimentares tenham se acumulado sobre a recém-estabilizada Plataforma Sul-Americana nas etapas finais do Ciclo Brasileiro, representado pelo Grupo Purus (formações Prosperança e Acari), segundo Cunha *et al.* (2007) tais episódios corresponderam a

sedimentação anteriores à efetiva implantação da sinéclise, portanto são consideradas como parte do embasamento da bacia.

3.2 Sequências deposicionais e litoestratigrafia

O início do preenchimento da sinéclise do Amazonas segundo Cunha *et al.* (1994) inicia no Neo-ordoviciano e a estratigrafia da bacia é marcada pela deposição de duas megassequências de primeira ordem, uma Paleozoica e outra Mesozoico-Cenozoica (FIGURA 07) (CUNHA *et al.*, 2007; MILANI & ZALÁN, 1999; SILVA, 1996). Estas megassequências constituem um pacote sedimentar e ígneo estimado em aproximadamente 5.000m 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-Devoniano (Grupo Trombetas), Devoniano-Tournaisiano (Grupos Urupadi e Curuá), Neoviseana (Formação Faro) e Pensilvaniano-Permiano (Grupo Tapajós). Segundo CUNHA *et al.* (2007) estas sequências são delimitadas por discordâncias regionais e apresentam a seguinte caracterização:

Sequência Ordovício-Devoniana: marca o início do preenchimento sedimentar da bacia e é representada por depósitos glacio-marinhos pertencentes ao Grupo Trombetas, constituído pelas formações Autás Mirim (arenitos e folhelhos neríticos Neo – Ordovicianos); Nhamundá (arenitos neríticos e glaciogênicos Eossilurianos); Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos Silurianos); Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos Neossilurianos – Eodevonianos) e; Jatapú (arenitos e siltitos marinhos parálcos, Eodevonianos).

Sequência Devono-Tournaisiana: está sobreposta discordantemente, devido a orogenia Caledoniana, sobre os depósitos devonianos da Formação Jatapú e representa uma sedimentação marinha com incursões glaciais que compõem uma deposição transgressiva-regressiva. Esta sequência é composta pelos Grupos Urupadi e Curuá, constituídos respectivamente, pelas formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos a deltaicos do Neo –

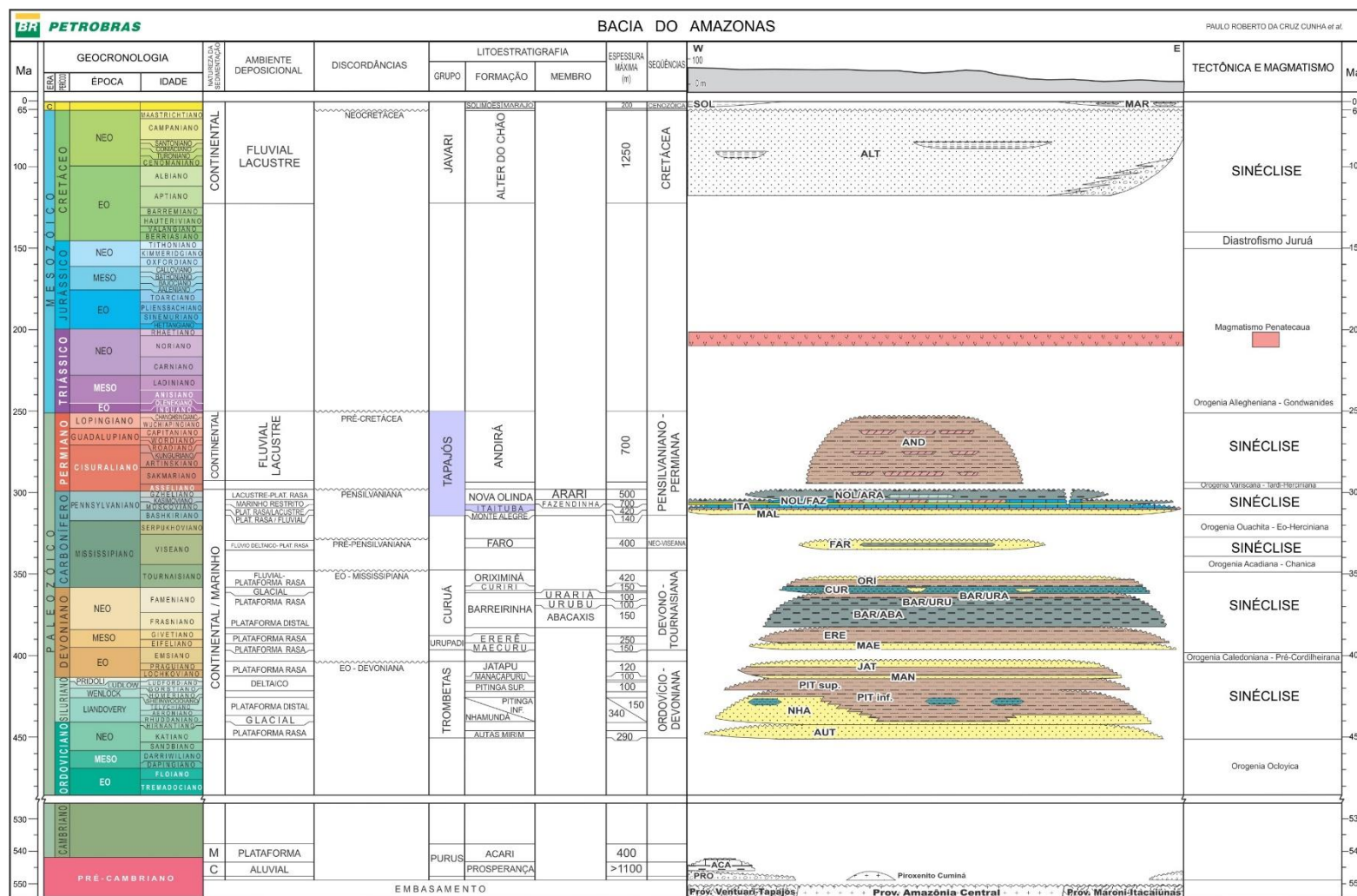


Figura 7. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas com as duas megassequências de primeira ordem, a paleozoica e a mesozoica-cenozoica. Destacados em azul temos o grupo e a respectiva unidade litoestratigráfica alvo de investigação, contida dentro da sequência de segunda ordem Pensilvaniano-Permiana, da Megassequência Paleozoica. (Modificado de CUNHA *et al.*, 2007).

Emsiano – Eo-Eifeliano) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos, parálcos do Neo – Eifeliano – Eogevetiano); Barreirinha (folhelhos carbonosos e siltitos marinhos do Eofrasniano ao Eo/Mesofameniano), Curiri (diamictitos, folhelhos, siltitos e arenitos de ambientes glacial a periglacial de Neofameniano) e Oriximiná (arenitos e siltitos subordinados, depositados em ambiente marinho raso/fluviol, de idade “Struniana” a Mesotournaisiana).

Sequência Neoviseana: marca o início do recuo efetivo do mar em resposta aos efeitos tectônicos da Orogenia Herciniana, que também foram responsáveis pela instalação de um prolongado processo erosivo em quase toda a extensão da bacia (CUNHA, 2000). Esta sequência é constituída exclusivamente pela Formação Faro (arenitos e pelitos flúvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestades).

Sequência Pensilvaniano-Permiana: objeto de estudo deste trabalho, marca uma nova fase de subsidência e ingressão marinha na bacia sob uma drástica mudança no regime climático. Nesse sentido, o clima passa de frio para quente e árido como resultado da deriva da placa gondwânica na fase final de aglutinação do supercontinente Pangea (CUNHA, 2000). Como unidade litoestratigráfica inserido na sequência temos o Grupo Tapajós, constituído pelas formações Monte Alegre (arenitos eólicos e de *wadis*, intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos do Neobashkiriano), Itaituba (folhelhos, carbonatos e anidritas de fácies lagunar e marinho rasa/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* e raras anidritas de fácies fluviais e lacustrinas do Asseliano – Sakmario).

Posteriormente, a bacia passou por processos distensivos, na direção leste-oeste, gerando intrusões básicas nas sucessões Paleozoicas. Tal evento está relacionado com o fim dos esforços Gonduanides (colisão final entre Gondwana e Laurásia que ocorreu no Eopermiano/Eotriássico) e pelos processos de separação das placas Africana e Sul-Americana (abertura do Atlântico Norte no Neotriássico/Eojurássico) (CUNHA *et. al.*, 2007). Este evento magmático é chamado de Penatecaua (~170-220 Ma), o qual pode registrar espessuras de cerca de até 200 m (COSTA *et. al.*, 2012).

Nesse contexto, uma nova fase de atuação de esforços compressivos relacionados ao Diastrofismo Juruá (abertura do Atlântico Equatorial, a leste, e a instalação da zona de

subducção andina cretácea, a oeste da Placa Sul-Americana) reativou fraturas pré-existentes ocasionando um relaxamento tectônico. Em seguida, com o retorno da fase sinéclise da bacia, foi depositada uma outra sequência sedimentar de primeira ordem, denominada Megassequência Mesozoico-Cenozoica (CUNHA *et al.*, 2007).

A Megassequência Mesozoico-Cenozoica é constituída, essencialmente, por rochas sedimentares clásticas pertencentes ao Grupo Javari, composto pelas formações Alter do Chão (arenitos grossos, variegados e conglomerados de planície e leques aluviais do Aptiano/Maastrichtiano), Marajó (arenitos de condições flúvio-deltáicas e fluviais, com contribuição marinha do Paleoceno/Eoceno) e Solimões (pelitos flúvio-lacustres do Mioceno/Plioceno) (CUNHA *et al.*, 2007).

3.3 Caracterização geológica da Formação Itaituba

A Formação Itaituba se destaca por conter um registro carbonático expressivo dentre as unidades litoestratigráficas do Grupo Tapajós, chegando até 420 metros no seu depocentro. Além disso, possui um diverso conteúdo paleontológico, potencial econômico na indústria de produção de cimento e insumos agrícolas (ANP, 2008 e 2015; CUNHA *et al.*, 2007; REIS *et al.*, 2006).

A seção-tipo desta unidade está situada no igarapé Bom Jardim, na localidade de Paredão e possui espessura de 100 metros, enquanto a seção de referência encontra-se no intervalo de 2.100 a 2.245 metros 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 a concordante, marcada em subsuperfície por uma camada de anidrita (REIS *et al.*, 2006; SILVA, 1996). Em relação ao posicionamento da Formação Nova Olinda, sotoposta, o contato avança de modo concordante em toda bacia (CAPUTO, 1984).

A sucessão carbonática possui origem marinha evidenciada com maior clareza pela natureza da biota já identificada nesta formação (*e. g.*, conodontes, foraminíferos, palinóforos, 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.

Nesse contexto, um dos primeiros estudo 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 calcíferas; e supramaré, marcado por poucas esteiras microbiais e ocasionalmente ostracodes.

Já Figueiras (1983), por meio do estudo dos carbonatos da região de Aveiro – PA, identificou 7 microfácies, as quais sugerem ambiente de plataforma marinha aberta (*packstones* biomicritos e biomicroesparitos, *grainstones* com foraminíferos e biointrapelesparito com ou sem agregados), e 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.

Além disso, outros autores também destacam condições hidrodinâmicas de sedimentação semelhantes aos encontrados, o que contribui na definição de um paleoambiente marinho raso em um contexto de uma plataforma carbonática (LIMA, 2010; MÁXIMO, 2012; SILVA *et al.*, 2015; MOUTINHO *et al.*, 2016; NEVES, 2009; NEVES, 2018; SOUSA, 2016; TEIXEIRA, 2017).

Com relação as idades da Formação Itaituba, são reconhecidos três principais indicadores bioestratigráficos a nível de grupo: fusulinídeos (foraminíferos bentônicos), palinomorfos 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 palinomorfos exemplares de *Spelaeotriletes 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).

3.4 Aspectos diagenéticos da Formação Itaituba

Com enfoque na Formação Itaituba, as abordagens primordiais dos trabalhos realizados são de cunho essencialmente microfaciológico e definição paleoambiental. Apesar disso, contribuições diagenéticas também foram agregadas a esta unidade litoestratigráfica, realizadas de modo secundário por alguns autores (*e. g.*; FIGUEIRAS, 1983; MATSUDA, 2002; MÁXIMO, 2012; MILHOMEM NETO, 2010; MOUTINHO, 2006; SILVA *et al.*, 2015).

Nesse sentido, Figueiras (1983) avaliou amostras provenientes de três furos de sondagem na região de Aveiro – PA e constatou aspectos diagenéticos atribuídos as três fases: 1) sinsedimentar (*pré-burial*), reconhecida por micritização, bioturbação e glauconitização; 2) diagênese inicial (*shallow burial*), com processos de cimentação tipo “A” (primário) e dolomitização precoce e; 3) diagênese tardia (*deep burial stage*), evidenciada por cimentação tipo “B” (secundário) em fraturas, formação de dolomitas tardias substituindo cimentos e em fósseis, além de processos de silicificação, piritização e estilolitização.

Matsuda (2002) elencou processos de evolução diagenética, inerentes a formação de dolomitas, por meio de análises petrográficas e químicas em amostras de afloramentos ao longo do Rio Tapajós na borda sul da Bacia do Amazonas. Neste trabalho, o autor destaca três tipos de dolomitas: tipo A, associado a *mudstones* originados em lagos hipersalinos intermaré/supramaré; tipo B, encontradas em *wackestones*, *packstone* e *grainstone* associados a águas hiposalinas na zona *mixing* em submaré a supramaré e; tipo C, originado da intensa recristalização e produto secundário do neomorfismo de dolomitas do tipo A e B.

Moutinho (2006), também destacou alguns processos diagenéticos subdividindo-os em duas fases principais: eodiagênese e mesodiagênese. Na eodiagênese (fase precoce) foram atribuídos processos como micritização, cimentação envolvendo grãos (litotipos de *grainstones* e *packstones*), substituição por sílica (fragmentos esqueléticos de braquiópodes e briozoários) atribuídos a águas meteóricas, além da fase inicial de compactação mecânica. Enquanto que, relativos a mesodiagênese o autor destaca filmes de dissolução, estilólitos, cimento sintaxial, dissolução de grãos, dolomitização de cimentos e grãos e crescimento de quartzo bipiramidal.

De modo concordante, duas fases diagenéticas (eodiagênese e mesodiagênese) também foram reconhecidas por Máximo (2012) em carbonatos da Formação Itaituba provenientes de uma frente de lavra da empresa Nassau, borda norte da bacia. A autora destaca eventos relacionados a eodiagênese como cimentação marinha e meteórica, micritização, substituição, redução de porosidade primária. Entre os dois estágios diagenéticos ocorrem a dolomitização e compactação mecânica, apesar deste último predominar na mesodiagênese. Na mesodiagênese os processos identificados foram compactação mecânica e química, dissolução e geração de porosidade secundária.

Processos similares também foram identificados por Milhomem Neto (2010) para intervalos desta mesma unidade no município de Itaituba (PA) em amostras coletadas nas dependências da pedreira CALMINAS. Como processos mais atuantes foram identificados micritização, dolomitização, silicificação e compactação. De acordo com o mesmo autor, os processos ocorreram associados a pelo menos três estágios diagenéticos por ele denominados de sin-sedimentar (micritização), diagenética precoce (dolomitização, silicificação) e na fase final de diagênese (estilolitização, desdolomitização).

E em carbonatos na região de Uruará – PA, processos de micritização, neomorfismo, formação de porosidade secundária, compactação física, cimentação, dolomitização, compactação química, formação de pirita e óxido e hidróxido de ferro, além da silicificação, também foram descritas para seções dentro da Formação Itaituba (SILVA *et al.*, 2015).

3.5 Interesse exploratório da Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas foi alvo de pesquisas no ramo petrolífero desde os meados da década de 20 e inicialmente foi considerada de interesse subcomercial, mas com o avanço das pesquisas entre os anos 70 a 90 e a descoberta de alguns prospectos de escala comercial, como

por exemplo os campos Azulão e Japiim, reacenderam novos interesses e reabriram novas perspectivas para porção oeste da Bacia do Amazonas (ANP, 2015).

Em virtude dos avanços tecnológicos e das pesquisas exploratórias a PETROBRAS identificou três principais sistemas petrolíferos na Bacia do Amazonas, sendo eles o Barreirinha-Nova Olinda, Barreirinha-Monte Alegre e Barreirinha-Curiri (ANP, 2015).

3.5.1 Rochas geradoras

Em diversas bacias sedimentares no planeta a associação de folhelhos devonianos são caracterizados pelo seu elevado potencial como rocha geradora (BIZZI *et al.*, 2003), o que não é diferente para intervalos de folhelhos que ocorrem nas bacias intracratônicas brasileiras (MILANI & ZÁLAN, 1999). Tal característica, também é associada aos folhelhos da Formação Barreirinha, sendo considerada como de potencial primário na geração de hidrocarbonetos dentro da Bacia do Amazonas (FIGURA 8) (GONZAGA *et al.* 2000).

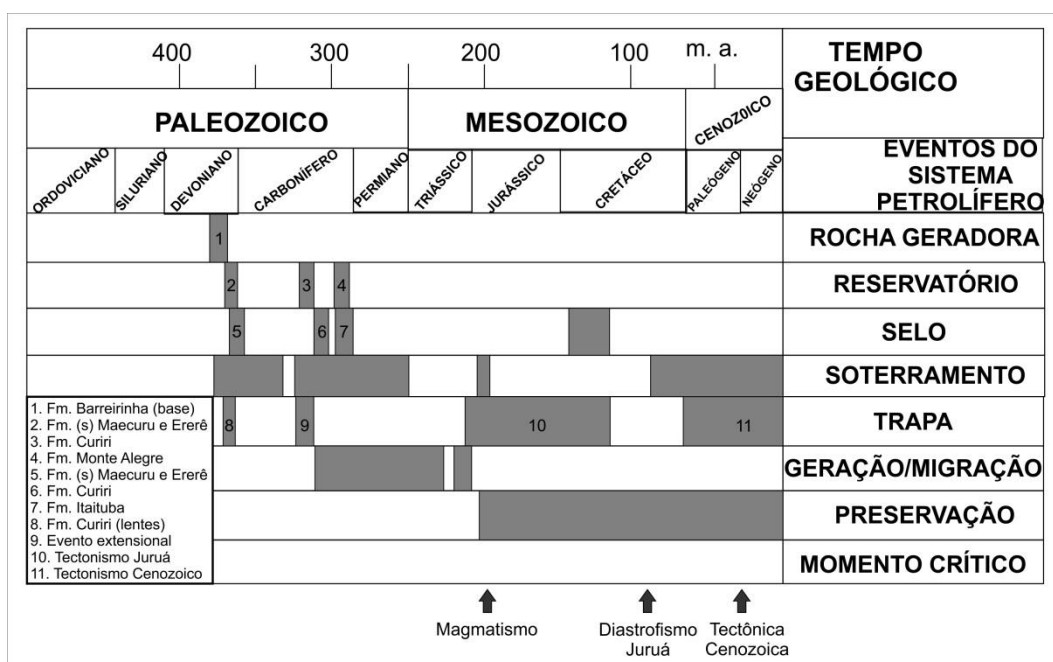


Figura 8. Carta de eventos da Bacia do Amazonas com as principais características do sistema petrolífero como rocha geradora, reservatório e selo. Destaque para relações entre as formações e eventos, representados por números de 1 a 11 (Adaptado de GONZAGA *et al.*, 2000).

De acordo com a natureza e o teor de matéria orgânica, a Formação Barreirinha foi subdividida em duas porções: uma basal (Barreirinha Inferior), com cerca de 160m de espessura, valores de carbono orgânico total (COT) entre 3-8% e predomínio de querogênio

tipo II; e uma porção superior (Barreirinha Superior), com cerca de 150m de espessura, valores de COT entre 1 e 2%, onde predominam querogênio do tipo III (ANP, 2015).

A maturação da matéria orgânica para a geração de petróleo, com base em modelamentos geológicos e dados geoquímicos para a Formação Barreirinha, iniciou no Carbonífero Inferior. Dados extrapolados indicam que a maturação termal pode ter alcançado índices de reflexão em vitrinita (R_o) entre 1,3 – 1,4 % no depocentro da bacia. Os dados de maturidade indicam que a evolução termal da rocha geradora foi controlada principalmente pela subsidência e pelas intrusões ígneas, que tiveram um importante papel nas áreas onde foram encontrados diques e *sills* inseridos na sequência Devoniana (PETRONILHO, 2014; WANDERLEY FILHO *et al.* 2006). Adicionalmente, diques e soleira de diabásio atuaram como redutores da porosidade e responsáveis pelo processo de supermaturação apenas na porção leste da bacia (ANP, 2015; THOMAZ FILHO *et al.* 2008). Entre o Carbonífero Inferior e o Permiano ocorreu a principal fase de geração e expulsão de petróleo, evento finalizado completamente no início do Triássico (GONZAGA *et al.*, 2000).

De modo secundário, de acordo com a ANP (2015) a Formação Pitinga também tem sido considerada como uma possível rocha geradora. Esta unidade atinge 120m de espessura na porção central da bacia, apresenta valores de COT inferiores a 2%, com índices de hidrogênio e oxigênio indicativos de querogênio tipo II.

3.5.2 Rochas reservatórios

As principais rochas reservatórios estão associadas a arenitos das formações Curiri, Monte Alegre e Nova Olinda. Ressalta-se ainda a ocorrência de indícios de óleo e gás em arenitos de diversas unidades estratigráficas, incluindo as formações Itaituba, Faro, Oriximiná, Ererê, Maecuru, Manacapuru e Nhamundá (FIGURA 8; ANP, 2015).

Nesse contexto, os intervalos reservatórios estão associados a sedimentação siliciclástica. Arenitos e diamicitos da Formação Curiri apresentam valores de porosidade entre 6-20% e permeabilidade entre 1 e 400 mD, enquanto que os arenitos da Formação Monte Alegre apresentam porosidade entre 20-25% e permeabilidades entre 150 e 380 mD. Já os reservatórios da Formação Nova Olinda são formados por arenitos que alcançam porosidade de 20% e permeabilidade entre 50 e 300 mD (FIGURA 8) (ANP, 2015).

3.5.3 Rochas selantes

As rochas selos para a Formação Curiri são representados por folhelhos e diamictitos que ocorrem associados a própria unidade. Em relação à Formação Monte Alegre são considerados os principais intervalos selos rochas evaporíticas, carbonáticas e folhelhos da Formação Itaituba. Já para a Formação Nova Olinda as rochas selantes são seus próprios níveis evaporíticos (FIGURA 8) (ANP, 2015).

3.5.4 Trapas e *plays* exploratórios

Acumulações de hidrocarbonetos associadas a Bacia do Amazonas ocorrem em trapas estruturais, estratigráficas e possivelmente trapas mistas. São apresentados para a bacia três principais *plays* exploratórios: arenitos de idade Moscoviana a Gzheliana depositados em ambiente parálico da Formação Nova Olinda em trapas majoritariamente do tipo estrutural; arenitos eólicos de ambiência desértica da Formação Monte Alegre (Neobashkiriana) em trapas majoritariamente do tipo estrutural, além de; diamictitos e arenitos de idade Fameniana a Struniana, depositados em ambiente marinho com influência glacial, inseridos na Formação Curiri em trapas essencialmente estratigráficas (FIGURA 8) (ANP, 2015).

CAPÍTULO 4 MICROFÁCIES CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO ITAITUBA, BORDA NORTE DA BACIA DO AMAZONAS, URUCARÁ (AM)

Carbonate Microfacies of the Itaituba Formation, northern border of the Amazon Basin, 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, Amazonas, Brasil. E-mails: elanesampaio8@hotmail.com / rcbarbosa@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, Minas Gerais, Brasil. E-mail:isaac.rudnitzki@ufop.edu.br.

Submetido A Revista Pesquisa em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (*qualis* B2) em 03/05/2019.

Resumo

Reconstruções paleoambientais baseadas em afloramentos da Formação Itaituba, Grupo Tapajós da Bacia do Amazonas, estão concentradas principalmente na borda sul da bacia. Isso ocorre devido as principais drenagens na região produzirem extensivos afloramentos e à atividade de exploração de carbonatos pela indústria de cimentos, o que facilitam o acesso as exposições. No entanto, expressivas exposições da Formação Itaituba na região de Urucará (AM), borda norte da bacia, geram uma oportunidade de aplicação de técnicas microfaciológicas com o objetivo de refinar a reconstituição paleogeográfica para o Pensilvaniano da Bacia do Amazonas. Nesse sentido, 80 seções delgadas de uma sucessão carbonática de aproximadamente 30m permitiram a identificação de 10 microfácies: *mudstone* recristalizado, *mudstone* com intraclastos, *mudstone/wackestone* com terrígenos, *dolomudstone/wackestone*, *dolowackestone/packstone* com peloides, *wackestone/packstone* bioclástico com foraminíferos, *packstone/grainstone* oolítico, *grainstone* com peloides, *grainstone* com ooides resrecristalizados e *grainstone* bioclástico. As microfácies foram agrupadas em 4 zonas faciológicas (*sabkha*, planície de maré, laguna e barras oolíticas/bioclásticas) que remetem a instalação de uma plataforma carbonática que apresentavam amplas planícies de marés com precipitação carbonática e evaporítica (*sabkha*), lagunas com circulação restrita e barras oolíticas/bioclásticas. Os dados levantados nessa pesquisa reforçam interpretações paleoambientais anteriores para a borda sul e auxiliam no refinamento da reconstrução das condições paleogeográficas da Formação Itaituba.

Palavras-chave. Bacia do Amazonas, Formação Itaituba, Microfácies carbonáticas.

Abstract

Outcrops-based paleoenvironmental reconstructions of the Itaituba Formation, Tapajós Group of the Amazon Basin, are mainly concentrated on the southern border of the basin. This is due to the extensive outcrops produced by main drainage in the region and the limestone exploration activity by the cement industry, which facilitates the access to the exposures. However, expressive expositions of the Itaituba Formation in the region of Urucará (AM), north border of the basin, represents an opportunity to apply microfaciological techniques with the goal of refining the paleogeographic reconstruction for the Pennsylvanian Amazon Basin. In this sense, 80 thin sections of a carbonate sequence of approximately 30m allowed the identification of 10 microfacies: recrystallized mudstone, intraclasts mudstone, terrigenous mudstone/wackestone, dolomudstone/wackestone, peloidal dolowackestone/packstone, bioclastic foraminifera wackestone/packstone, ooids packstone/grainstone, peloidal grainstone, recrystallized ooids grainstone and bioclastic grainstone. The microfacies were grouped into 4 faciological zones (sabkha, tidal flat, lagoon and oolitic/bioclastic bars) that represents the carbonate platform installation that presented large tidal flat with carbonate and evaporitic precipitation (sabkha), lagoons with restricted circulation and oolitic/bioclastic bars. The data collected in this research reinforce previous paleoenvironmental interpretations for the southern border and help in the refinement of the paleogeographic conditions reconstruction of the of the Itaituba Formation.

Keywords. Amazon Basin, Itaituba Formation, Carbonates microfacies.

4.1 Introdução

Rochas carbonáticas de modo geral, representam importantes fontes de dados para compreensão e caracterização paleoambiental, pois as condições que controlam a precipitação destes sedimentos são diretamente afetadas por fatores externos como pressão, temperatura, pH, salinidade e outros (CAMBIER, 2009; TUCKER & DIAS-BRITO, 2017). Adicionalmente, estudos em carbonatos podem auxiliar no estabelecimento de zoneamentos faciológicos que são fundamentais para reconstruções paleogeográficas e evolutivas de plataformas carbonáticas (FLÜGEL, 2004; TUCKER & WRIGHT 1990; WILSON, 1975).

Na Bacia Sedimentar do Amazonas ocorrem representativas exposições de rochas carbonáticas relacionadas a Formação Itaituba, interpretada como de ambiência lagunar a marinho raso (FIGUEIRAS, 1983; LIMA, 2010; MATSUDA, 2002; MATSUDA *et al.*, 2004, 2010; MÁXIMO, 2012; MOUTINHO *et al.*, 2016; NEVES, 2018; SCOMAZZON & LEMOS, 2005; SILVA *et al.*, 2015, SILVA, 2019). Grande parte dos trabalhos citados apresentam 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.

A obtenção dessas informações podem refinar tanto questões paleoambientais e paleogeografias quanto também evidenciar padrões de distribuição dos zoneamentos faciológicos do mar epicontinental pensilvaniano da Bacia do Amazonas, que necessitam de um maior refinamento, especialmente na borda norte da bacia.

Nesse sentido, este artigo apresenta dados com enfoque microfaciológico e paleoambiental, a partir da descrição de 80 lâminas delgadas de uma seção carbonática de aproximadamente 30m de espessura da Formação Itaituba na borda norte da Bacia do Amazonas, região de Urucará (AM). Os dados apresentados aqui revelam a implantação de uma plataforma carbonática adjacente ao mar epicontinental pensilvaniano no paleocontinente Gondwana.

4.2 Área, materiais e métodos

4.2.1 Localização da área e geologia

A área de estudo está localizada a nordeste do estado do Amazonas, no município de Urucará, em uma mina de calcário conhecida como Mina de Jatapú (Cimento Nassau) (FIGURA 9). Segundo Cunha *et al.* (2007), a área de estudo está inserida geologicamente na Bacia Intracratônica do Amazonas, que recobre partes dos estados do Amazonas, Pará e Amapá e possui cerca de 500.000 km² de extensão alinhada em sentido E-W (MILANI & ZALÁN, 1999).

A Formação Itaituba está inserida no Grupo Tapajós e compõe a Sequência Pensilvaniano-Permiana (Megassequência Paleozoica) da bacia. De acordo com Cunha *et al.* (2007), a Formação Itaituba é constituída por um expressivo registro carbonático, folhelhos e anidritas de ambiência lagunar, marinho raso e inframaré, com idade neobashkiriana-moscoviana que pode alcançar até 420 metros no depocentro da bacia. Além disso, possui um diverso conteúdo paleontológico de origem marinha (SCOMAZZON & LEMOS, 2005) e traços fósseis (MOUTINHO *et al.*, 2016).

Com relação as idades da Formação Itaituba, são reconhecidos três principais indicadores bioestratigráficos a nível de grupo: fusulinídeos (foraminíferos bentônicos), palinomorfos 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 palinomorfos exemplares de *Spelaeotriletes triangulus*, *Striomonosaccites incrassatus* e *Illinites unicus* indicam uma idade do neomorrowano ao eodesmoinesiano (PLAYFORD & DINO, 2000). O que concorda com os dados dos conodontes

Neognathodus symmetricus, *Neognathodus roundyi* e *Idiognathodus incurvus* que também sugerem idade de deposição entre o neomorrowano e eodesmoinesiano (SCOMAZZON, 2004).

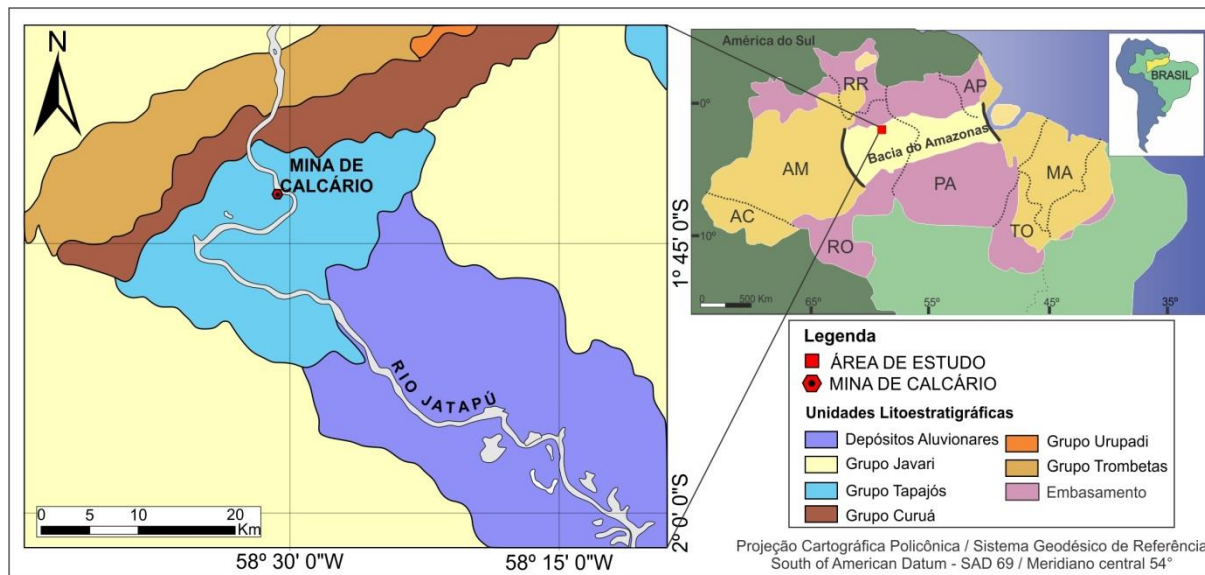


Figura 9. Mapa geológico da área de estudo e localização da mina de calcário, a nordeste do estado do Amazonas no município de Urucará (REIS *et al.*, 2006). Ao lado destaque em quadrado vermelho na borda norte da Bacia do Amazonas indicando a localização da área de estudo (Modificado de CUNHA, 2000).

Figure 9. Geological map of the study area and location of the limestone mine, northern Amazonas state in the municipality of Urucará (REIS *et al.*, 2006). Near the red square on the northern border of the Amazon Basin indicates the location of the study area (Modified by CUNHA, 2000).

4.2.2 Materiais

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 (FIGURA 10). A coleta de amostras foi realizada em espaçamentos médios de cerca de 20 cm, no entanto a depender dos tipos litológicos o espaçamento poderia chegar até 80 cm.

4.2.3 Métodos

Os constituintes primários, diagenéticos e de poros das seções delgadas foram alvo de uma avaliação qualitativa e quantitativa, nesse sentido foi realizado uma contagem de no mínimo 300 pontos seguindo uma orientação em travessas regulares ao longo da seção delgada com o auxílio de um charriot acoplado em um microscópio petrográficos modelo Olympus BX-51. Esses dados foram utilizados para a classificação litológica (DUNHAM, 1962) e de microfácies carbonáticas (FLÜGEL, 2004; TUCKER & DIAS-BRITO, 2017; WILSON, 1975).

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) foram utilizados de modo a auxiliar as descrições.

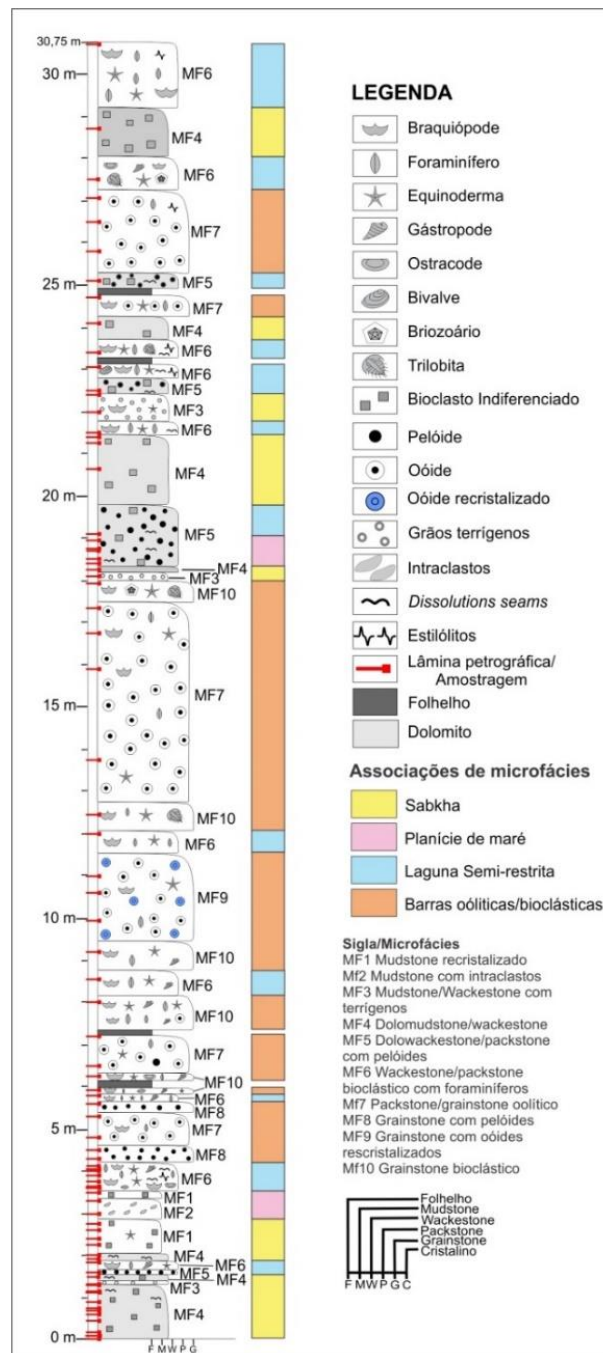


Figura 10. Seção estratigráfica da Formação Itaituba, borda norte da Bacia do Amazonas, com a indicação das microfácies, das associações microfaciológicas interpretadas nesse estudo e o posicionamento das amostras de rochas carbonáticas coletadas.

Figure 10. Stratigraphic section of the Itaituba Formation, northern border of the Amazonas Basin, with the indication of the microfacies, microfaciological associations interpreted in this study and the samples of carbonate rocks collected.

4.3 Resultados

4.3.1 Descrição de Microfácies

Os dados petrográficos contribuíram na definição de dez microfácies carbonáticas: *mudstone* recristalizado, *mudstone* com intraclastos, *mudstone/wackestone* com terrígenos, *dolomudstone/wackestone*, *dolowackestone/packstone* com pelóides, *wackestone/packstone* bioclástico com foraminíferos, *packstone/grainstone* oolítico, *grainstone* com pelóides, *grainstone* com ooides recristalizados e *grainstone* bioclástico, elencadas a seguir:

Mudstone recristalizado (MF1): arcabouço composto por calcita microcristalina (~72.8%), 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%) (FIGURA 11A).

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 0.1mm e em textura calcedônia. A dolomita microespática ocorre de modo interpartícula na forma de cristais finos a muito finos com textura n-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.

Já cristais de calcita espática ocorrem preenchendo parcialmente poros apresentando textura blocosa. Predominam nesta microfácies porosidade secundária dos tipos intercrystalino, canal, vug e móldico, 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*).

Mudstone com intraclastos (MF2): arcabouço 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 porosidades secundária (~0.4%) (FIGURA 11B).

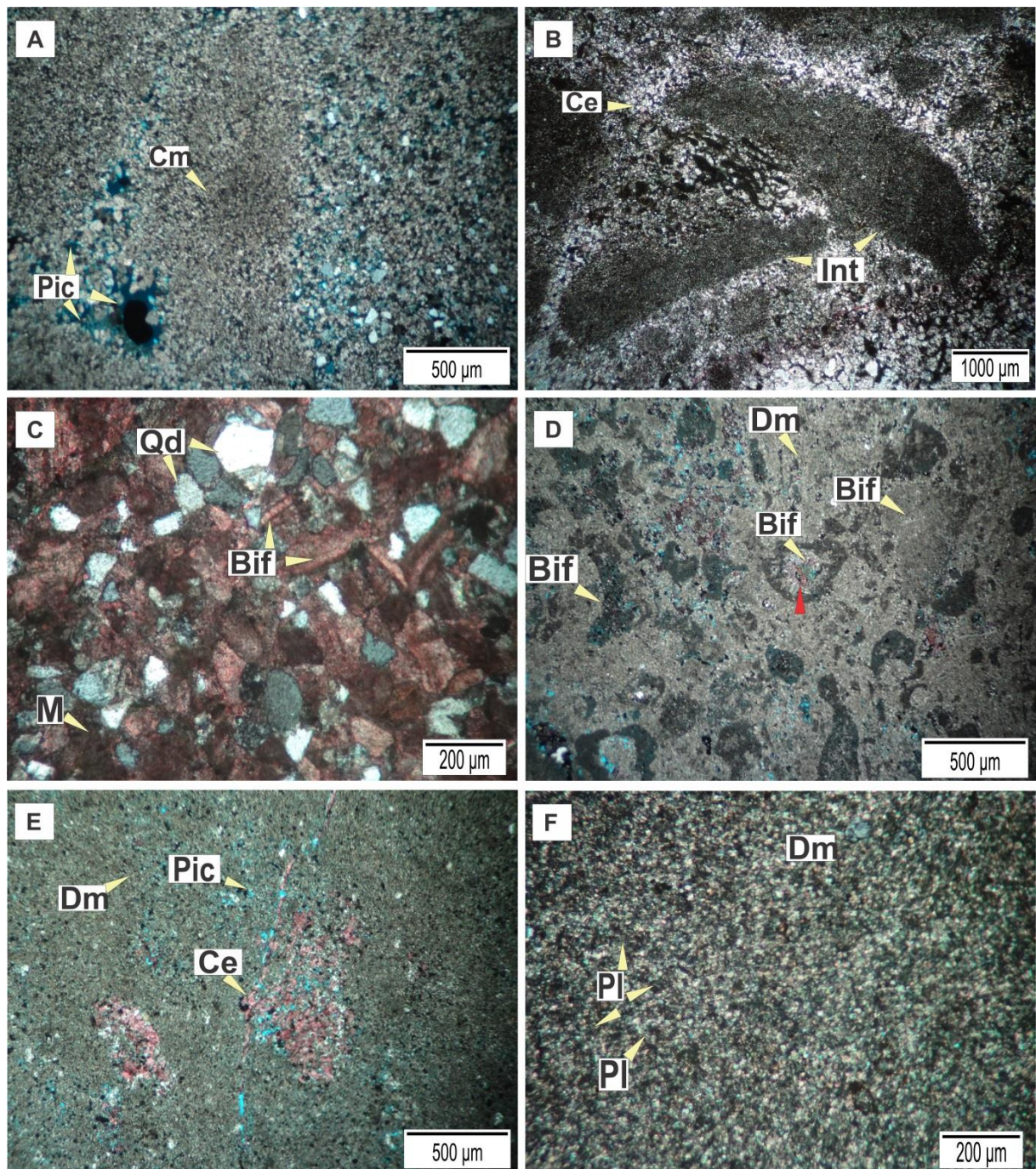


Figura 11. Vista geral das microfácies individualizadas da Formação Itaituba. **A)** Microfácies **MF1** com detalhe para o predomínio de calcita microcristalina e porosidade intercristalina. **B)** Microfácies **MF2**, detalhe para intraclastos em formato alongado a semi-curvo envolto em calcita espática. **C)** Microfácies **MF3**, observe os grãos detríticos de quartzo monocristalinos subarredondados a subangulosos envolto em micrito, além de destaque para bioclastos indiferenciados. **D)** e **E)** Microfácies **MF4** com predomínio de dolomita microespática e diversos bioclastos indiferenciados. Seta em vermelho indica resquícios de material de composição calcítica. **F)** Microfácies **MF5** com o arcabouço destacado por peletes envoltos em dolomita microespática. Cm – calcita microespática, Pic – porosidade intercristalina, Qd – quartzo detrítico, M – micrito, Int – intraclastos, Ce – calcita espática, Dm – dolomita microespática, Pl - peletes, Bif – bioclastos indiferenciados.

Figure 11. Overview of the individualized microfacies of the Itaituba Formation. **A)** Microfacies **MF1** with detail for the predominance of microcrystalline calcite and intercrystalline porosity. **B)** Microfacies **MF2**, detail for elongated to semi-curved intraclasts wrapped in spaced calcite. **C)** **MF3** microfacies, note the sub-rounded to subangulous monocrystalline quartz grains in micrite and undifferentiated bioclasts. **D)** and **E)** **MF4** microfacies with predominance of microspatic dolomite and various undifferentiated bioclasts. Red arrow indicates remnants of calcite composition material. **F)** **MF5** microfacies with the framework highlighted by pellets wrapped in microspatic dolomite. Cm – microspatic calcite, Pic – intercrystalline porosity, Qd – detritic quartz, M – micrite, Int – intraclasts, Ce – spatic calcite, Dm – microspatic dolomite, Pl - pellets, Bif – undifferentiated bioclasts.

Na MF2 predominam intraclastos com tamanhos médios de 4mm, compostos de micrito e calcita microespática fino a muito fino. A calcita espática preenche totalmente alguns dos espaços interpartícula aos intraclastos em textura espática e em mosaico. A dolomita microespática varia de cristais finos a muito finos em textura n-planar compondo os intraclastos. Além disso, a MF2 apresenta uma restrita porosidade secundária intercrystalina de tamanho microporo a mesoporo pequeno. Como processos diagenéticos atuantes nesta microfácies são constatados o neomorfismo do micrito e a cimentação *pore filling* de calcita espática.

Mudstone/wackestone com terrígenos (MF3): arcabouço 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 crinóides (~2.7%), foraminíferos bentônicos (~1.0%), fragmentos de briozoários (~0.3%), intraclastos (~1.5%), ooide radial (~0.3%), anidrita e gipso (<0.3%), calcita espática (~1.3%) e porosidade secundária (~0.2%) (FIGURA 11C).

Na MF3 a dolomita microespática ocorre na forma de cristais finos a muito finos, com aspecto subtranslúcido interpartícula. O micrito apresenta textura maciça de coloração marrom e ocorre interpartícula aos grãos. Predominam grãos de quartzo de 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 crinóides também foram reconhecidos por apresentarem formas circulares com textura em peneira e alta cor de interferência. Bioclastos de foraminíferos ocorrem em formas espiraladas e paredes das testas já obliteradas com textura de micrito, enquanto que os fragmentos de briozoários apresentam seções semicirculares com zóecios ovalados. Já os oóides apresentam formas circulares com textura radial parcialmente obliterada apresentando feições escurecidas.

Os minerais evaporíticos são representados por cristais de anidrita e gipso finos a médios em formas alongadas de ocorrência disseminada nas seções desta microfácies. Esta microfácies quanto ao nível de porosidade é caracterizada por poros dos tipos inter cristalinos 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%), crinóides (~2.0%), braquiópodes (<2.0%), foraminíferos bentônicos (<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%) (FIGURAS 11D e E).

Na MF4 a dolomita microespática predomina na forma de cristais finos a muito finos com textura n-planar interpartícula. Já o micrito ocorre de modo restrito e disperso, inter cristalino em relação a dolomita. Grãos aloquímicos como bioclastos indiferenciáveis, crinoides, braquiópodes e foraminíferos foram diagnosticados segundo os mesmos critérios descritos nas microfácies anteriores. Já os peloides ocorrem nas formas semicircular com textura interna composta de material micrítico bastante escurecido. A calcita espática em mosaico ocorre preenchendo 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, também encontrada 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 nesta microfácies porosidades secundárias dos tipos inter cristalino, móldico e *vug*, alcançando desde tamanho microporo a mesoporo pequeno e grande.

Como processos diagenéticos atuantes nesta microfácies estão a dolomitização do micrito, a ampliação de porosidades inter cristalina 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): arcabouço formado 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%) (FIGURA 11F).

Na MF5 a dolomita microespática predomina em cristais finos a muito finos com textura n-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 nessa microfácies são representados por cristais finos a médios cúbicos, no entanto também ocorrem em textura framboidal interpartícula. Em relação a porosidade são destacados microporos dos tipos intracristalino, canal e fratura. Na MF5 os principais processos diagenéticos são representados pela dolomitização do micrito e autigênese de piritas.

Wackestone/packstone bioclástico com foraminíferos (MF6): arcabouço composto por micrito (~29.6%), calcita microespática (~12.6%), grãos aloquímicos de bioclastos indiferenciados (~11.5%), foraminíferos bentônicos (~9.4%), braquiópodes (~6.5%), crinoides (~5.0%), gastrópodes (<0.5%), bivalves (<0.5%), ostracodes (~0.6%), trilobitas (<0.5%), briozoários (<0.5%), calcisferas (<0.6%), ooides radiais (~1.8%), ooides 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 microcristalina e *bladed* (<0.5%), além de quartzo autigênico (~1.3%), gipso e anidrita (<0.5%) e porosidade secundária (~1.4%) (FIGURA 12A).

Na MF6 a matriz micritica possui coloração marrom e distribuição interpartícula entre os componentes aloquímicos. A calcita microespática varia de cristais finos a muito finos e ocorre interpartícula aos constituintes. O material autigênico como a sílica ocorre como microquartzos disseminados e em textura calcedônia intrapartícula substitutivo em equinodermas.

Os foraminíferos bentônicos encontrados apresentam formas alongadas, circulares, planoespiral, elipsoidais, e possuem parede com microtextura granular. Os braquiópodes apresentam fibras prismáticas ao longo da concha, além de formas crenuladas, espinhos em seção basal que comumente apresentam envelopamento micritico. Os crinoides ocorrem na

forma de placas circulares, semicirculares e ovóides, nas quais a alta cor de interferência é claramente observada.

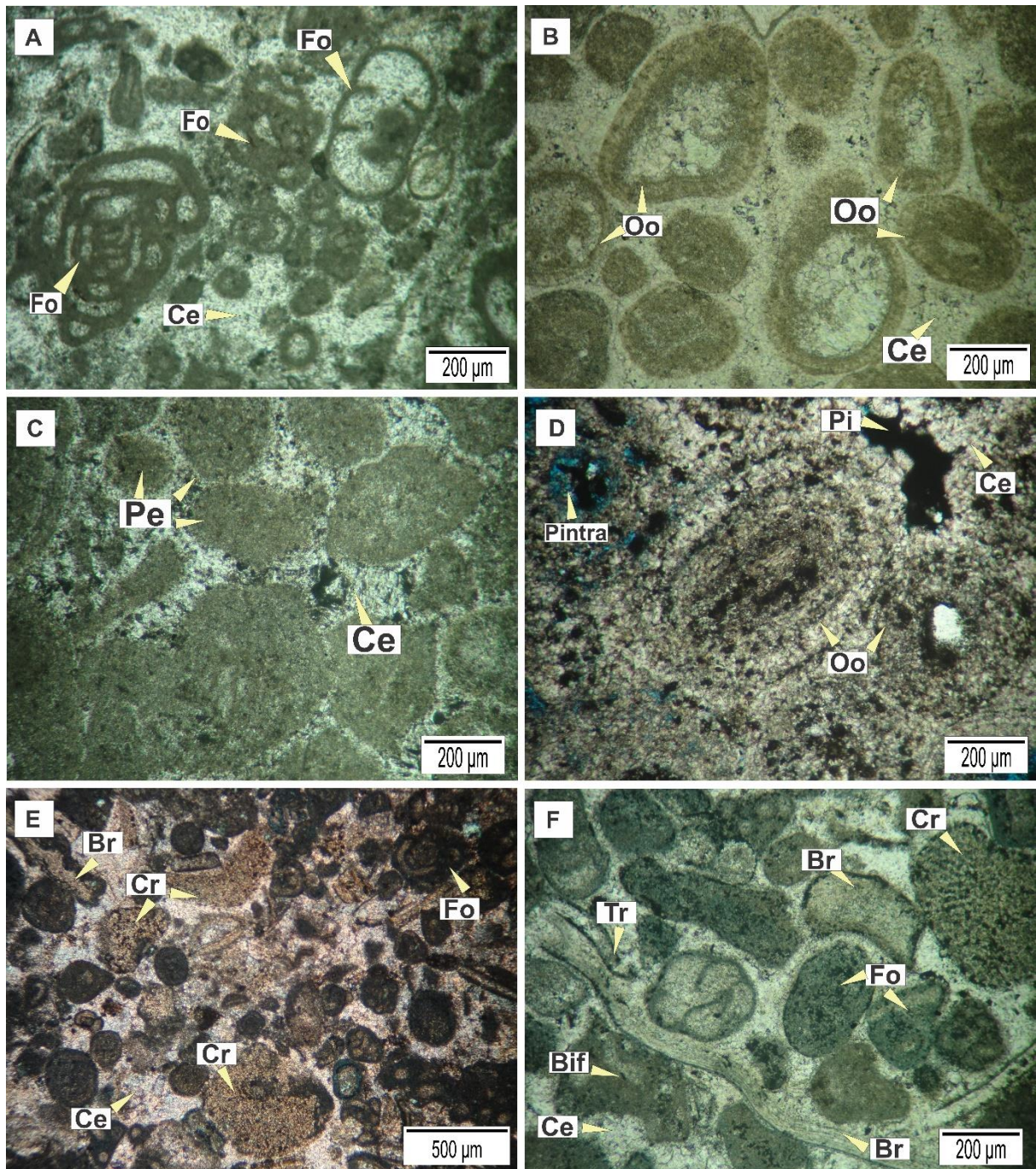


Figura 12. Vista geral das microfácies individualizadas da Formação Itaituba. **A)** Microfácies **MF6** dominada por componentes aloquímicos com destaque para foraminíferos com espaço intersticial preenchido por calcita espática. **B)** Microfácies **MF7** rica em ooides radiais semicirculares a elípticos com espaço interpartícula totalmente preenchido por calcita espática. **C)** Microfácies **MF8** dominada por peloides em formas circulares e ausente de estruturação interna com espaço intersticial preenchido por calcita espática. **D)** Microfácies **MF9** com ooides parcialmente recristalizados envoltos por calcita espática interpartícula, com destaque para porosidade interpartícula e intrapartícula. **E e F)** Microfácies **MF10** grão suportada com fragmentos de braquiópodes,

foraminífero, trilobita e bioclastos indiferenciados com espaço interpartícula preenchido por calcita espática. Ce – calcita espática, Oo – ooides, Pe – peloides, Pintra – porosidade intrapartícula, Pi – porosidade interpartícula, Fo – foraminíferos, Cr – crinoides, Br – braquiópode, Tr – trilobita, Bif – bioclastos indiferenciados.

Figure 12. Overview of the individualized microfacies of the Itaituba Formation. A) Microfacies MF6 dominated by allochemical components of miliolids and fusulinids foraminifers with interstitial space filled by spatic calcite. B) Microfacies MF7 enrich in semicircular to elliptic radial oocysts with interparticle space totally filled by spatic calcite. C) Microfacies MF8 dominated by circular peloids with absent internal structure and interstitial space filled by spatic calcite. D) MF9 microfacies with partially recrystallized ooids surrounded by interparticle spatic calcite, with emphasis on interparticle and intraparticle porosity. E and F) Microfacies MF10 grain supported with fragments of brachiopods, foraminifera, trilobite and undifferentiated bioclasts with interparticle space filled by spatic calcite. Cm – microspatic calcite, Ce – spatic calcite, Oo – ooids, Pe – peloids, Pintra – intraparticle porosity, Pi – interparticle porosity, Fo – foraminifera, , Cr – crinoids Br – brachiopods, Tr – trilobites, Bif – undifferentiated bioclasts.

Já os fragmentos de gastrópodes possuem forma em corte basal apresentando a feição de columela separando duas porções. Ostracodes foram encontrados em finas valvas desarticuladas apresentando extinção ondulante e fibras perpendiculares ao contorno da concha. Os trilobitas se destacam 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 apresentam formas semicirculares e possuem zoecios, aberturas, marcados por feições de contorno em finas linhas escurecidas. As calcisferas possuem forma circular com paredes finas composta por calcita microcristalina.

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* são representados por cristais finos de textura *equant*, franja microcristalina fina e em *bladed* como cristais alongados e pouco espessos em bioclastos. O quartzo autigênico ocorre em 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 no micrito.

Com respeito a porosidade secundária estas são do tipo intercristalino, fratura e móldico todos apresentam tamanho microporo. Como processos diagenéticos atuantes nesta microfácies estão a micritização de bioclastos, neomorfismo do micrito, além disso, ampla cimentação de calcita com textura espática e mosaico interpartícula aos bioclastos e sobrecrecimento sintaxial nos equinodermas.

Packstone/grainstone oolítico (MF7): arcabouço 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 syntaxial 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 bentônicos (~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%) (FIGURA 12B).

Na MF7 há o predomínio de diversos componentes aloquímicos entre eles ooides radiais com fibras perpendiculares ao envelopamento e núcleos compostos por fragmentos de foraminíferos, braquiopódes, equinodermas e bioclastos indiferenciáveis. O preenchimento intersticial é composto de modo majoritário por cimento de calcita tanto *pore lining* (Vide texturas na descrição MF6) e *pore filling*, além material micrítico.

A cimentação de calcita *pore filling* ocorre em textura espática, mosaico em cristais equidimensionais, cimento poiquilotópico com extinção única englobando grão aloquímicos, além de sobrecrecimento syntaxial em equinodermas. Em relação as porosidades, a primária é 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 identificados estão a micritização dos grãos aloquímicos como ooides e bioclastos, cimentação de calcita obliterando os poros primários, dissolução intrapartícula de grãos aloquímicos, além da ampliação de contatos pontuais e côncavo-convexos.

Grainstone com pelóides (MF8): arcabouço dominado por peloides (~36.5%), cimento *pore filling* de calcita espática (~21.3%), ooides radiais (~8.5%), cimento de calcita na forma de sobrecrecimento syntaxial em equinodermas (~0.8%) e *pore lining* em textura em franja microcristalina (~6.7%) e *equant* (~0.3%), além de micrito (~1.0%). Na MF8 também são constatados bioclastos (Vide descrição MF6) como indiferenciados (~5.2%), foraminíferos bentônicos (~8.8%), crinoides (~3.8%), braquiópodes (~1.2%), equinoides (~0.4%), gastrópodes (<0.3%), ostracodes (~0.8%), algas calcáreas (<0.5%), intraclastos (~0.5%), pirita (~1.2%) e megaquartzito (~2.1%) (FIGURA 12C).

Na MF8 há o predomínio de diversos componentes aloquímicos com destaque para peloides em formas 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 de material micritico com poucos bioclastos e ocorrem 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 identificados são representadas pela micritização dos grãos aloquímicos, cimentação de calcita em textura espática, sobrecrecimento sintaxial e *pore lining* e o aparecimento de feições de compactação química (*dissolutions seams*).

Grainstone com ooides res cristalizados (MF9): arcabouço suportado 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%) (FIGURA 12D).

Na MF9 a calcita microespática varia de cristais finos a médios e ocorre interpartícula aos constituintes, esta textura também é observada obliterando 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 ainda identificáveis, em alguns casos estes grãos foram parcialmente a totalmente dissolvidos gerando porosidades intrapartícula até móldicas. Com relação a porosidade, as do tipo primária identificadas foram interpartícula com tamanho mesoporo pequeno, enquanto que as secundárias são dos tipos intercrystalina, móldica e 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 bentônicos (~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%), poiquilotópico (~0.3%), sobrecrecimento sintaxial em equinodermas (~1.1%), calcita microespática (~2.0%), além de calcita ferrosa espática (~0.6%), *pore lining* do tipo *equant* (~0.5%), franja

microcristalina (<0.3%), pirita (<0.3%), gipso (<0.3%), quartzo autigênico (~0.8%) e porosidade secundária (~2.9%) (FIGURAS 12E e F).

Na MF10 predominam bioclastos imersos em cimento de calcita *pore filling* em textura espática, mosaico em cristais que gradam de tamanho da periferia para o centro, cimento poiquilotópico apresentando clivagens pseudo ortogonais e o sobrecrecimento sintaxial que está presente em equinodermas. Os bioclastos em aspecto textural são semelhantes aos descritos na MF6, embora nesta microfácies os equinoides ocorram em formas quadráticas e espinhos com alta birrefringência e os bivalves em conchas desarticuladas com valvas sem estruturação interna e com encurvamento e forma características.

Como constituintes diagenéticos foram encontrados cristais muito finos de pirita, gipso em formas alongadas, sílica com textura calcedônia intercristalino e intrapartícula substituindo parcialmente bioclastos de equinodermas e braquiópodes. A porosidade encontrada é exclusivamente secundária intercristalina, intrapartícula, ambas em escala microporo.

Como processos diagenéticos mais atuantes estão a cimentação de calcita *pore filling* interpartícula com textura espática, mosaico, poiquilotópico, sobrecrecimento sintaxial, calcita ferrosa em textura espática, silicificação de bioclastos, micritização dos componentes aloquímicos, neomorfismo de bioclastos e a dissolução intrapartícula dos constituintes.

4.4 Discussão dos resultados

4.4.1 Associações paleoambientais

A análise em 80 lâminas delgadas de rochas carbonáticas da Formação Itaituba no município de Urucará (PA) permitiu a identificação de dez microfácies agrupadas aqui em quatro zonas faciológicas (*sabkha*, planície de maré, laguna e barras oolíticas/bioclásticas), que evidenciam a instalação de uma plataforma carbonática em rampa durante o Pensilvaniano na borda norte da Bacia do Amazonas, descritas a seguir:

Associação 1: *sabkha*, esta associação é 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. Nesse sentido, a tendência é encontrar microfácies 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) acumulando água em pequenas depressões (lagunas efêmeras), fomentando a precipitação de carbonatos e evaporitos associados a condições de fluidos intersticiais mixo a hipersalina (BEIGI *et al.*,

2017; NADER, 2017; NICHOLS, 2009). A natureza dos fluidos intersticiais podem ser confirmadas pela baixa diversidade de bioclastos nas microfácies, onde apenas organismos adaptados a elevada salinidade são os mais suscetíveis para sobreviver (WALKER & JAMES, 1992; WILSON 1975).

Processos de dolomitização de matriz, especialmente na MF4, associados a cristais de gipso e anidrita confirmam condições amplamente evaporíticas, comuns em lagunas *sabkhas*. Desta forma, essas condições intensificavam o processo de substituição da matriz de calcita devido a composição dos fluidos nos poros com alta razão Mg/Ca (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 (FLÜGEL, 2004; MILLIKEN, 1979; RAINE & SMITH, 2017). Já a presença de grãos siliciclásticos indicados na microfácies MF3 podem sugerir proximidade com sedimentação terrígena lateralmente a plataforma carbonática, possivelmente associado ao retrabalhamento e aporte de material detrítico do campo de dunas da Formação Monte Alegre (WILSON, 1975; LIMA, 2010) a granulometria fina a muito fina dos grãos de quartzo corroboram com essa interpretação por retrabalhamento eólico (SILVA *et al.*, 2015).

Associação 2: planície de maré, esta associação é representada pelas microfácies *mudstone* recristalizado (MF1), *mudstone* com intraclastos (MF2) e *dolowackestones/packstone* com peloides (MF5) e representam uma área de precipitação predominantemente micrítica, com baixo gradiente e regularmente influenciada pela oscilação do nível de marés (SCHOLLE *et al.*, 1983; 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 brechagem do material superficial formando fragmentos angulosos (TUCKER, 2003).

Apesar de ser comum a presença de canais de marés seccionando essa zona faciológica, não foram constatados microfácies influenciadas por fluxo bidirecional tão pouco geometrias erosivas em afloramento como os observados em Silva *et al.* (2015). Entretanto, a baixa diversidade fossilífera, representada apenas por crinoides e braquiópodes, a abundância de peloides fecais associados a MF5 e feições de exposição sugerem o posicionamento na zona faciológica de planície de maré (MOUTINHO *et al.*, 2016; TUCKER & DIAS-BRITO, 2017). Processo de dolomitização em cristais finos, comuns nessa zona faciológica, aliado a precipitação de evaporitos e silicificação, semelhantes aos descritos na associação 1, reforçam essa interpretação (MOHSENI *et al.*, 2016; VINCI *et al.*, 2017; XIONG *et al.*, 2018).

Associação 3: laguna semi-restrita, está associação engloba as microfácies *dolowackestone/packstone* com peloides (MF5) e *wackestone/packstones* bioclástico com foraminíferos (MF6) e refletem uma área de deposição em zonas rebaixadas permanentemente inundadas na inframaré, com águas calmas com circulação restrita a semi-restrita. Nesse sentido, a tendência é encontrar as microfácies enriquecidos em testas de foraminíferos, além de bioclastos revestidos por envoltórios micriticos e peloides (EMRANINASAB *et al.*, 2016; VAZIRI-MOGHADDAM *et al.*, 2010).

A abundância de peloides (MF5) e a baixa diversidade fóssilífera (MF6) nesta associação, apontam para uma circulação restrita e com flutuações de salinidade (FLÜGEL, 2004; TUCKER & WRIGHT, 1990; TUCKER, 1991; WILSON, 1975). Essa interpretação é reforçada pela ocorrência de foraminíferos, além da associação de ostracodes e gastrópodes, os dois últimos são organismos oportunistas e adaptados a instabilidades ambientais em uma laguna semi-restrita (FLÜGEL, 2004; MOUTINHO *et al.* 2016). A dolomitização nestas áreas também pode ser um processo comum como no caso da microfácies MF6, o que é atestado em Flügel (2004) para esta zona faciológica.

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

A abundância de grãos oolíticos reflete o padrão energético do ambiente e indica que os grãos carbonáticos eram submetidos a correntes trativas. A formação de ooides necessita de rotação repetida de grãos para permitir a formação de revestimentos concêntricos, assim os melhores ambientes de formação de ooides são deltas de maré, barras ou praias onde os grãos são mantidos em movimentação diária (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003). Por outro lado, a coexistência de oóides radiais e tangenciais, respectivamente relacionados a condições de baixa e alta energia, apontam para variações periódicas da energia da corrente (HONARMAND *et al.*, 2012; TUCKER, 2003), o que é ratificado em Simone (1981) para a presença de formas tangenciais e radiais.

Grãos peloidais 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 peloides, como barreiras/barras, lagunas e locais protegidos (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003).

Nesse sentido, os peloides nesta associação tem origem mais provável da alteração de componentes preexistentes como ooides e bioclastos pelo processo de micritização e recristalização (CHAFETZ, 1986; TUCKER & WRIGHT, 1990). 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 como *packstones* e *grainstones* a ambientes de águas agitadas.

A associação de carbonatos sustentados por grãos como ooides, peloides e bioclastos como ostracodes, braquiópodes, equinodermas, bivalves são indicativos de ambiente de alta energia, relacionados a barras carbonáticas típicas de intermaré (BÁDENAS & AURELL, 2001; MOUTINHO *et al.*, 2016).

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 associações 1 e 2) apontam que barras de marés orientadas perpendicularmente a linha de costa sejam as responsáveis pelo impedimento da ampla circulação de água do mar na laguna (JAMES & DALRYMPLE, 2010; NICHOLS, 2009; WALKER & JAMES, 1992).

4.4.2 Síntese paleoambiental

Análises com base em dados microfaciológicos na Formação Itaituba tem atribuído a sedimentação a um ambiente lagunar a marinho raso associado a uma plataforma carbonática (MATSUDA, 2002; MÁXIMO, 2012; MOUTINHO *et al.*, 2016; NEVES, 2018; SILVA *et al.*, 2015; SILVA, 2019; SOUSA, 2016). O que também foi observado quando comparamos as dez microfácies e seus conjuntos de características identificadas nessa pesquisa com as propostas de Wilson (1975), Matsuda (2002) e Tucker & Dias- Brito (2017).

O modelo de Wilson (1975) é amplamente conhecido na classificação de associações microfaciológicas em plataformas carbonáticas, com a classificação de 24 microfácies padrões (SMF) distribuídas ao longo de 9 Zonas Faciológicas (FZ). 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).

Um dos trabalhos base com enfoque na Formação Itaituba é o de Matsuda (2002), este caracteriza as configurações deposicionais no Pensilvaniano Inferior na Bacia do Amazonas, tidos como uma plataforma carbonática do tipo em rampa, que pode ser comparado à Costa de Abu Dhabi no Golfo Pérsico. No mesmo trabalho, foram reconhecidos sete domínios deposicionais, na qual apenas quatro domínios 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*.

Configurações de rampa também foram destacadas em Read (1985), com paleoambientes para um modelo de plataforma em rampa interna incluindo três limites de fácies: complexos de planície de maré / supramaré, laguna e complexo de barreira oolítico e peloidal. As subdivisões são similares aos encontrados nesta pesquisa o que corrobora para indicação de um modelo em rampa para os carbonatos da Formação Itaituba.

Em Burchette & Wright (1992) a rampa carbonática apresenta um gradual aumento de profundidade, onde a porção de rampa interna foi caracterizada e limitada por barreiras e os depósitos encontrados na ante-barreira (*back-barrier*), como a laguna que podem conter litotipos variando de mudstones, wackestones e packstones, com uma restrita biota, comumente podem conter laminitos microbiais, além de possuir registros em climas áridos de minerais evaporíticos.

Por outro lado, no modelo de Tucker & Dias-Brito (2017) para registros geológicos de carbonatos brasileiros, uma plataforma carbonática em rampa é uma superfície suavemente inclinada, geralmente com uma parte interna (rampa interna) coberta por uma lâmina d'água de alta energia, costa afora, passa a uma rampa externa mais profunda com águas calmas, afetada periodicamente por processo baciais. De acordo com os mesmos autores, pode existir na faixa costeira 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 aqui avaliados seria na porção considerada de rampa interna em ambiente do tipo *sabkha*, planície de maré, laguna e área costeira/barras de maré.

Nesse sentido, o modelo deposicional (FIGURA 13) defendido aqui incluem 4 associações microfaciológicas: *sabkha*, planície de maré, laguna e barras oolíticas/bioclasticas instalada na borda norte da Bacia do Amazonas. Assim, a síntese paleoambiental indica que foi instalado uma plataforma carbonática em rampa no pensilvaniana na borda norte da Bacia do Amazonas que apresentavam amplas planícies de marés com processos de exposição subaérea

e precipitação carbonática e evaporítica distal associados a lagunas restritas (*ponds*) inseridas na região de *sabkha*.

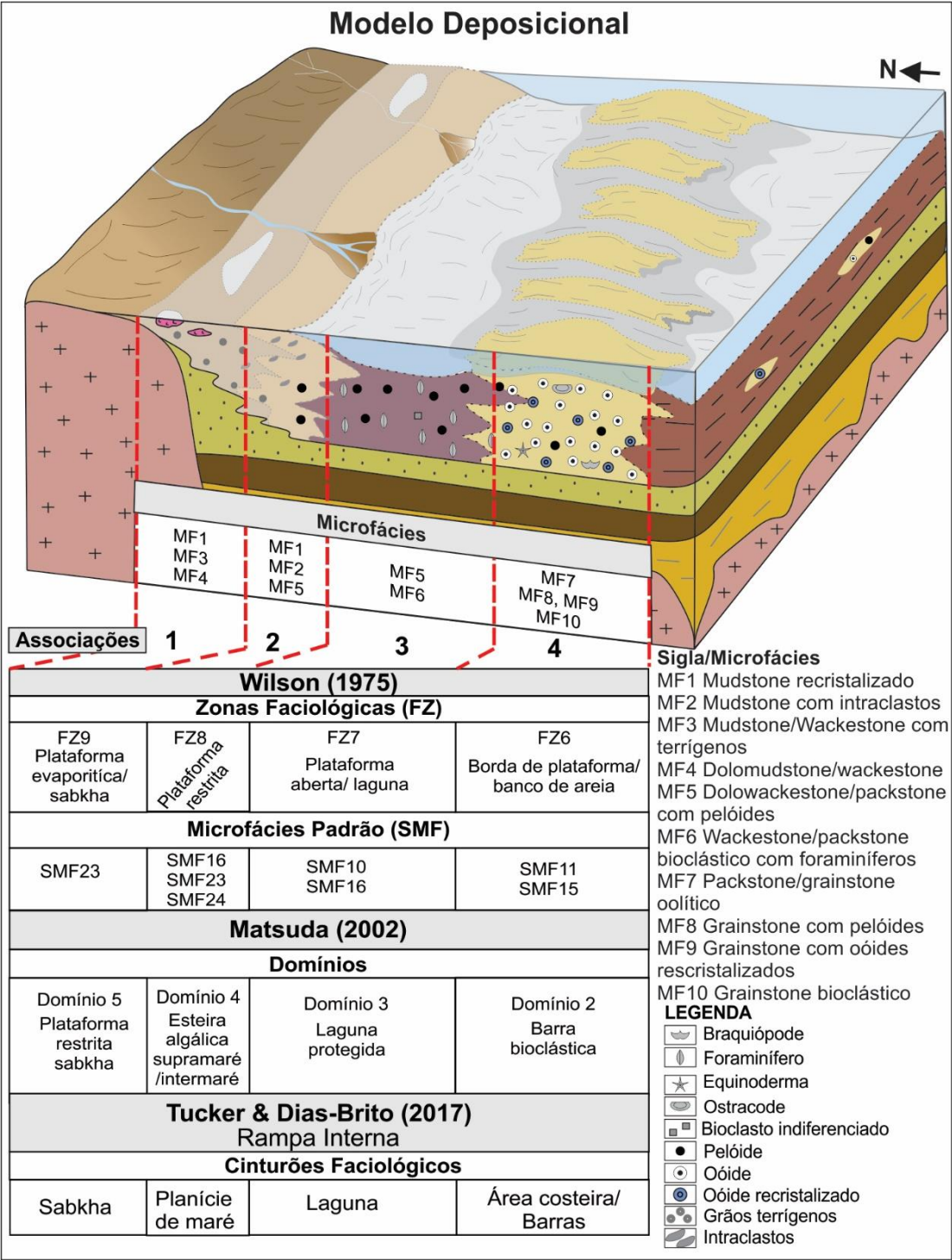


Figura 13. Modelo esquemático em bloco diagrama da síntese paleoambiental da Formação Itaituba com base nos modelos de Wilson (1975), Matsuda (2002) e Tucker & Dias-Brito (2017), com as microfácies e associações identificadas distribuídas ao longo da plataforma carbonática na borda norte da Bacia do Amazonas.

Figure 13. Schematic model in block diagram of Itaituba Formation paleoenvironmental synthesis based on Wilson (1975), Matsuda (2002) and Tucker & Dias-Brito (2017) models, with microfacies and associations identified distributed along the carbonate platform on northern border of Amazonas Basin.

Essa plataforma carbonática admitia a presença de lagunas cuja a baixa diversidade fóssilífera sugere circulação restrita e com flutuações de salinidade (BÁDENAS *et al.*, 2010; BOYLAN *et al.*, 2002), parte dessa restrição ocasionada pelas barras as quais fazem separação do mar aberto (KHAN *et al.*, 2019). A ausência de recifes de corais, grãos eólicos e a presença de indícios de exposição na planície de maré indicam que circulação de água nas lagunas eram parcialmente restrita pela presença de 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.

4.5 Conclusões

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

As 10 microfácies foram associadas a quatro zonas faciológicas (FZ) de Wilson (1975), quatro domínios de Matsuda (2002) e quatro cinturões faciológicos de Tucker & Dias-Brito (2017), compondo quatro associações: Associação 1- FZ9 com o domínio 5/*sabkha*, representado pelas microfácies MF1, MF3, MF5; Associação 2 - FZ8 com o domínio 4/planície de maré, baseadas nas microfácies MF1, MF2 e MF5; Associação 3 - FZ 7 com o domínio 3/laguna, com base nas microfácies MF5, MF6 e MF8; Associação 4 - FZ6 com domínio 2/barra bioclástica, com base nas microfácies MF7, MF8, MF9 e MF10.

Tais associações, compõem um ambiente marinho raso em plataforma carbonática do tipo em rampa e reforçam interpretações paleoambientais anteriores para a Formação Itaituba (*e.g.* MATSUDA, 2002; NEVES, 2018; SILVA 2019; SOUSA, 2016), auxiliando no refinamento da reconstrução das condições paleogeográficas da Bacia do Amazonas.

Agradecimentos

Os autores agradecem a CAPES pela concessão do auxílio financeiro para a elaboração da dissertação, a Petrobras S.A. por disponibilizar as lâminas petrográficas e ao Msc. Rick de Oliveira (UFOPA) pelas sugestões para o texto final.

CAPÍTULO 5 ASPECTOS DIAGENÉTICOS DOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA, NORTE DA BACIA DO AMAZONAS

Diagenetics aspects in carbonates of Itaituba Formation, northern Amazon basin

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, Amazonas, Brasil. E-mails: elanesampaio8@hotmail.com / rcbarbosa@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, Minas Gerais, Brasil. E-mail:isaac.rudnitzki@ufop.edu.br.

Submetido a revista Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (*qualis* B1) em 01/07/2019.

Resumo

A Formação Itaituba constitui uma sucessão sedimentar mista da Bacia do Amazonas e é considerada o principal intervalo selante dentro sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre. Entretanto, a identificação de intervalos porosos nesta unidade na borda norte da bacia tem fomentado avaliações para desvendar como os processos diagenéticos influenciaram na preservação do sistema poroso e o real papel da Formação Itaituba no sistema petrolífero. Este trabalho apresenta a avaliação petrográfica de 80 seções delgadas coletadas em uma frente de lavra na borda norte da bacia, região de Urucará (AM), que permitiu traçar os principais processos diagenéticos, bem como a evolução do processo de geração de porosidade secundária. Os processos diagenéticos identificados incluem: micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução, desdolomitização e compactação química, atuando principalmente no contexto diagenético raso (meteórico e marinho). Os principais processos diagenéticos responsáveis pela geração de porosidade secundária estão associados a dissolução seletiva meteórica em ooides de composição calcítica que podem ampliar o volume poroso em até 20% quando associados as microfácies MF7 e MF9, o que abre perspectiva sobre heterogeneidade da unidade e um comportamento duplo como selante e reservatório.

Palavras chave: Bacia do Amazonas; Formação Itaituba; Processos diagenéticos.

Abstract

The Itaituba Formation of the Amazon Basin is a mixed succession and considered the main seal interval within the Barreirinha-Monte Alegre oil system. However, the

identification of porous intervals at the northern border has promoted evaluations to discover how the diagenetic processes influenced the preservation of the porous system and the real role of the Itaituba Formation in the petroleum system. This work presents the petrographic evaluation of 80 thin sections collected at a mining front on the northern border of the basin, in the region of Urucará (AM), which allowed to trace the main diagenetics process, as well as the evolution of the secondary porosity generation process. The identified diagenetics process include: micritization, cementation, neomorphism, dolomitization, physical compaction, silicification, pyritization, dissolution, desdolomitization and chemical compaction, acting mainly in the shallow diagenetic context (meteoric and marine). The main diagenetic processes responsible for the generation of secondary porosity are associated with meteoric selective dissolution in calcitic ooids that can increase the porous volume up to 20% when associated with microfacies MF7 and MF9, which opens a perspective on unit heterogeneity and double behavior with sealant and reservoir.

Keywords: Amazon Basin; Itaituba Formation; Diagenetics process.

5.1 Introdução

Nas últimas décadas, a identificação de rochas reservatórios de hidrocarbonetos associados a carbonatos da margem continental brasileira tem fomentado estudos petrográficos para entender como a diagênese influenciou na evolução e qualidade do sistema poroso (CHANG *et al.* 2008; FAVORETO, 2016; RICCOMINI *et al.* 2012).

Apesar disso, tais características não são aplicadas a sistemas petrolíferos na Bacia do Amazonas, como por exemplo no sistema Barreirinha-Monte Alegre, uma vez que rochas carbonáticas encontradas nesse contexto frequentemente estão associadas com intervalos selantes (GONZAGA *et al.*, 2000; MILLANI & ZÁLAN 1999). No entanto e com base nesta pesquisa, a identificação de intervalos porosos nos carbonatos Itaituba da borda norte da bacia tem levantado a questão sobre o papel dessa unidade como portador de intervalos reservatório secundários no sistema petrolífero.

A Formação Itaituba (Grupo Tapajós) é representada por rochas carbonáticas intercaladas com folhelhos e evaporitos, com sedimentação atribuída a um ambiente lagunar a marinho raso com base em trabalhos principalmente na borda sul da bacia (CUNHA *et al.*, 2007; MATSUDA, 2002; NEVES, 2018). Grande parte dos trabalhos citados acima apresentam considerações essencialmente microfaciológicas, enquanto que análises que constatarem como os processos diagenéticos influenciaram nas características permoporosas da Formação Itaituba ainda são pontuais.

Desta forma, este estudo documenta os principais aspectos diagenéticos de carbonatos da Formação Itaituba na região de Urucará (AM), borda norte, por meio de técnicas de

petrografia identificando os componentes do arcabouço interno e seus principais aspectos texturais, bem como definir os prováveis ambientes diagenéticos e suas implicações para a qualidade do reservatório, constatando o papel dessa unidade no principal sistema petrolífero da Bacia do Amazonas.

5.2 Contexto regional e localização da área de estudo

Na região de Urucará, nordeste do estado do Amazonas, ocorrem espessas sucessões de rochas carbonáticas com um rico e diversificado conteúdo fossilífero relacionadas a Formação Itaituba (Grupo Tapajós), Permo-Carbonífero da Bacia do Amazonas (FIGURA 14) (CUNHA *et al.*, 2007; MILLANI & ZALÁN, 1999; SCOMAZZON & LEMOS, 2005). De acordo com Cunha *et al.* (2007), o Grupo Tapajós compõe a sequência Pensilvaniano-Permiana (Megassequência Paleozoica) e representa o último ciclo transgressivo-regressivo no Paleozoico da bacia.

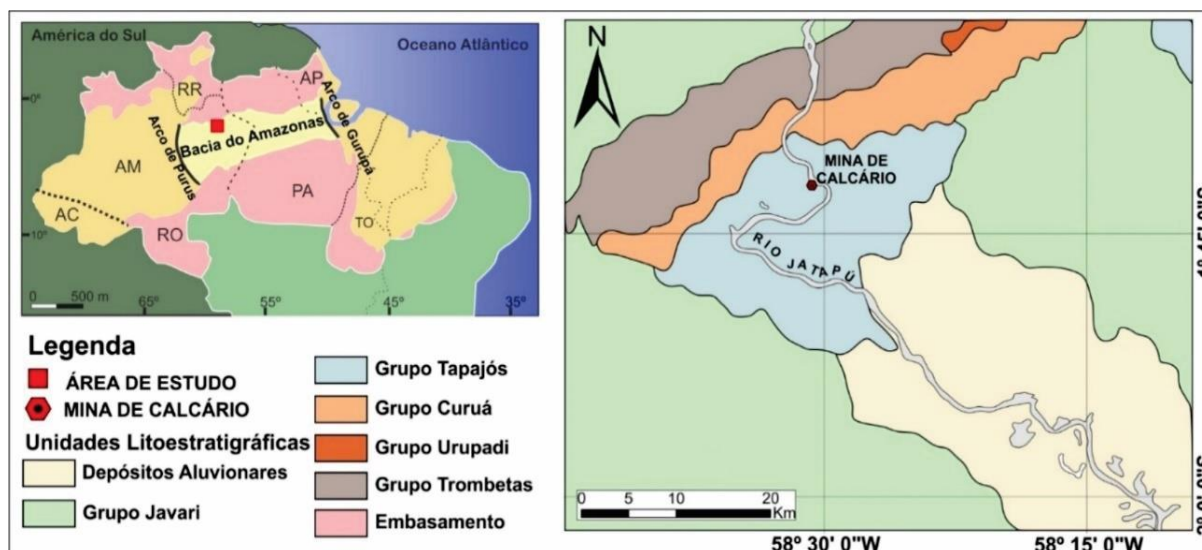


Figura 14. Mapa geológico e de localização da mina de calcário (Grupo Tapajós) na região de Urucará, borda norte da Bacia do Amazonas.

A Formação Itaituba também possui importância na indústria petrolífera, sendo considerada intervalo selo do sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre (GONZAGA *et al.*, 2000). O sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre apresenta como principal intervalo gerador folhelhos devonianos da Formação Barreirinha com valores de carbono orgânico total (COT) entre 3-8% e predomínio de querogênio tipo II, rochas reservatórios associadas principalmente a arenitos eólicos da Formação Monte Alegre, com valores de porosidade entre 20-25% e permeabilidade entre 50 e 380MD (ANP, 2015; MILLANI & ZÁLAN, 1999).

5.3 Materiais e métodos

Para esse estudo foram analisadas 80 lâminas petrográficas de litotipos carbonáticos (35 *mudstones*, 9 *wackestones*, 16 *packstones* e 20 *grainstones*), impregnadas com epóxi azul, tingidas com ferrocianeto de potássio e vermelho de alizarina (ADAMS *et al.*, 1984), compondo uma seção estratigráfica com 30.75m de espessura (FIGURA 15). Os carbonatos aqui estudados foram coletados em espaçamentos médios de cerca de 20 cm, no entanto a depender dos tipos litológicos o espaçamento chegam até 80 cm, amostrados em uma frente de lavra sob responsabilidade da empresa Cimento Nassau, no município de Urucará (AM).

As lâminas foram submetidas a descrição, identificação e quantificação dos constituintes do arcabouço carbonático com a utilização de microscópio petrográfico (Olympus BX – 51), com a contagem de no mínimo 300 pontos, que foram empregados na classificação litológica (DUNHAM, 1962). De modo complementar, foram utilizadas as classificações de Folk (1962), Scholle & Ulmer-Scholle (2003), Sibley & Gregg (1987) e Choquette & Pray (1970), respectivamente para classificação da escala dos precipitados autigênicos/recristalização, quartzo autigênico, texturas dolomíticas e porosidade. Microtexturas diagenéticas foram avaliadas através de imagens em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) modelo QUANTA 250, locado no Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (DEDAVID *et al.* 2007; WELTON, 1984; 2003).

5.4 Processos diagenéticos na sucessão estratigráfica da mina de Jatapú

As 80 lâminas petrográficas alvo de avaliação foram compilados por Sousa *et al.* (no prelo) em 10 microfácies carbonáticas: *Mudstone* recristalizado (MF1), *Mudstone* com intraclastos (MF2), *Mudstone/wackestone* com terrígenos (MF3), *Dolomudstone / wackestone* (MF4), MF5 *Dolowackestone/packstone* com peloides (MF5), *Wackestone/packstone* bioclástico com foraminíferos (MF6), *Packstone/grainstone* oolítico (MF7), *Grainstone* com peloides (MF8), *Grainstone* com ooides rescriсталizados (MF9) e *Grainstone* bioclástico (MF10).

Os processos diagenéticos identificados nos carbonatos Itaituba são representados pela micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução, desdolomitização e compactação química. Estes processos ocorrem ao longo do perfil e por vezes são característicos de determinadas microfácies. Abaixo a caracterização dos principais processos e suas relações de ocorrência.

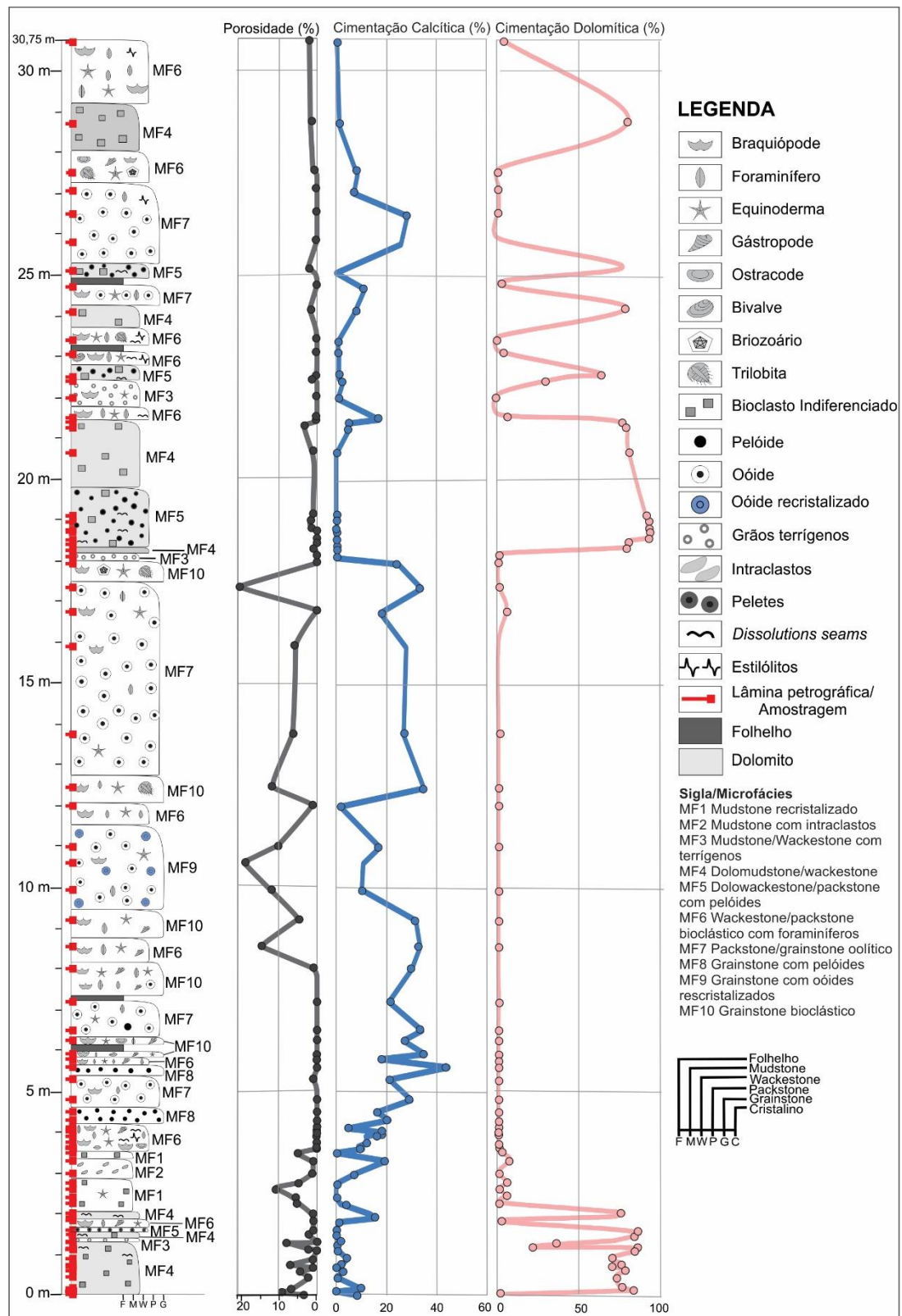


Figura 15. Perfil estratigráfico da Formação Itaituba na mina estudada com a classificação das rochas carbonáticas, posicionamento estratigráfico das amostras coletadas, além das curvas de volume percentual de porosidade, cimentação calcítica e dolomítica.

Micritização: O processo de micritização ocorre associado a fragmentos bioclásticos (FIGURA 16A) como braquiópodes, foraminíferos, crinoides e gastrópodes. Se destaca pelo desenvolvimento de envelopes micriticos nas paredes externas dos bioclastos. Já em ooides resultou na obliteração parcial a quase total da microtextura interna. Este processo ocorre predominantemente nas microfácies MF6, MF7, MF8 e MF10.

Cimentação: Como cimentos de recobrimento foram constatados principalmente as texturas *equant* e franja microcristalina (FIGURAS 16B e C) e de forma secundária do tipo *bladed*. Cimentos de calcita com textura *equant* recobrem parcialmente a totalmente grãos de foraminíferos, ooides e peloides (FIGURA 16C). Os cristais são semi-prismáticos pouco alongados que configuram um aspecto denticulado com comprimento de cerca de 0.05 mm. O cimento de calcita em franja microcristalina ocorre como cristais desordenados que formam um coroa continua em volta dos grãos de ooides, peloides, foraminíferos, braquiópodes e crinoides (FIGURA 16B). O cimento de calcita com textura *bladed* é restrito ao crescimento intrapartícula em conchas de ostracodes na forma de cristais alongados de pequena espessura e comprimento de cerca de 0.01 mm. As texturas de cimento de recobrimento ocorrem principalmente relacionadas às microfácies MF6, MF7, MF8 e MF10 que compõem a primeira fase de cimentação.

Os cimentos de preenchimento possuem textura espática blocosa (FIGURAS 16B e D), mosaico, sobrecrecimento sintaxial e poiquilotópico. A textura espática blocosa apresenta composição calcítica (comum nas microfácies MF2, MF6, MF7, MF8, MF9 e MF10) e calcítica ferrosa (comum nas microfácies MF7 e MF10) que podem ocorrer tanto na forma inter quanto intrapartícula em fragmentos de foraminíferos, braquiópodes e ostracodes. Esse cimento é caracterizado por cristais subhedrais a anhedrais, por vezes equidimensionais, sem orientação preferencial.

O cimento de calcita em mosaico ocorre inter a intrapartícula em bioclastos de gastrópodes, e preenchendo fraturas encontradas nas microfácies MF2, MF6, MF7 e MF10. O cimento calcítico em mosaico apresenta cristais subhedrais a anhedrais finos a grossos onde predominam contatos intercristalinos retos.

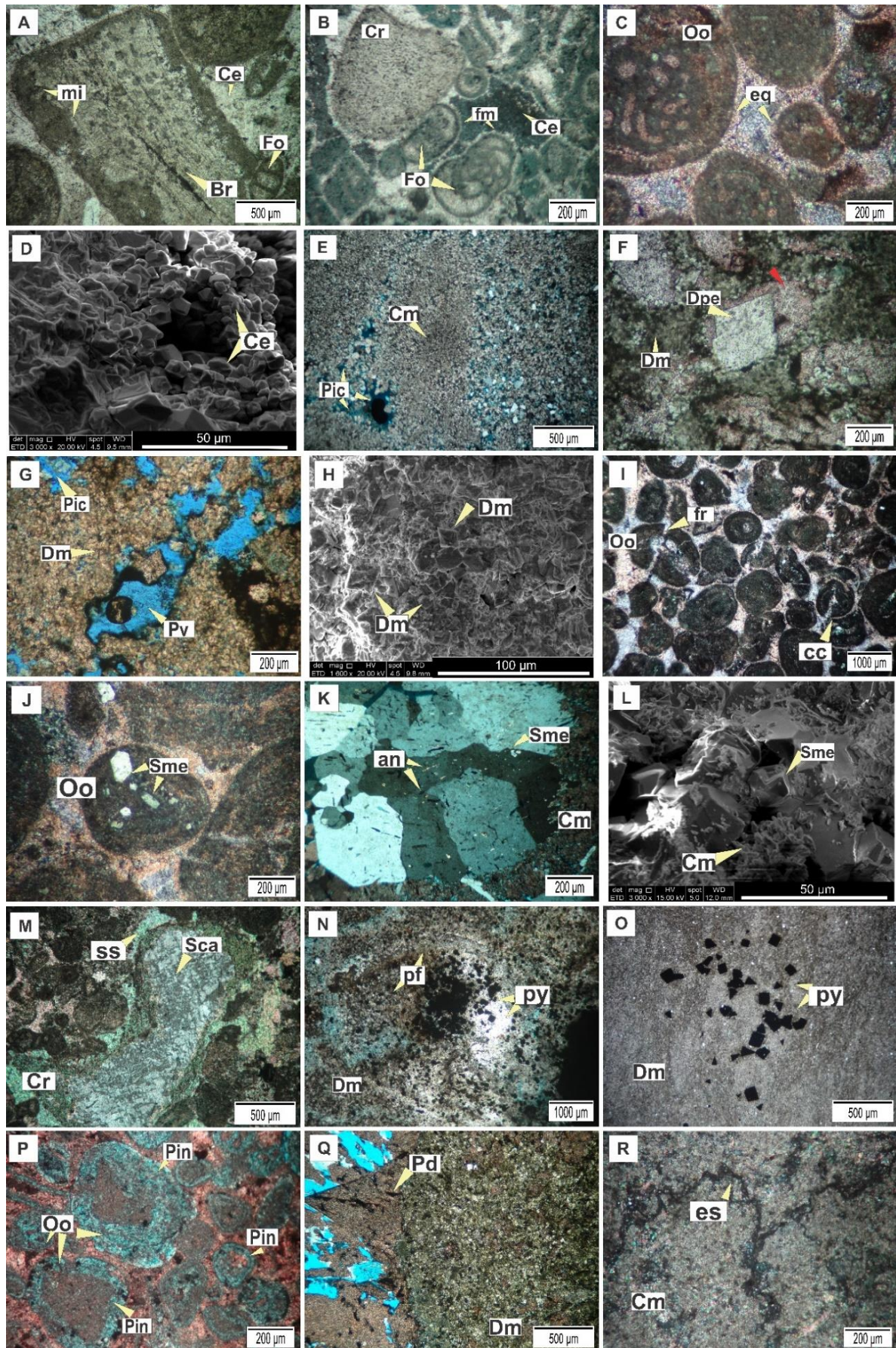


Figura 16. Aspectos diagenéticos da Formação Itaituba. A) Envelope de micrito envolvendo fragmento de braquiópode (MF10). B) Cimento de calcita na forma de franja microcristalina em recobrimento em volta dos grãos carbonáticos (MF10). C) Cimento de calcita em textura *equant* recobrindo ooides (MF7). D) Aspecto microtextural (MEV) da calcita espática interpartícula (MF9). E) Neomorfismo da matriz (calcita microespática) fomentando o desenvolvimento de porosidade intercristalina (MF1). F) Cristal de dolomita planar-e com resquício de material calcítico (seta em vermelho) imersos em dolomita microespática não-planar (MF4). G) Dolomitização da matriz com cristais microespáticos não-planar associado a porosidade *vug* (MF4). H) Imagem de MEV de cristais romboédricos de dolomita microespática (MF4). I) Processo de compactação física evidenciada por fraturas de ooides e química com a ampliação de contatos côncavo-convexos (MF7). J) Megaquartzo euhedrais substituindo ooides (MF7). K) Mosaicos de megaquartzo com inclusões de anidrita acicular envoltos por calcita microespática (MF1). L) Imagem em MEV do cristal de megaquartzo com aparente fratura conchoidal e recobrimento por calcita microespática (MF1). M) Calcedônia substituindo parcialmente fragmento de crinoide e sobrecrecimento sintaxial (MF10). N) Pirita framboidal intrapartícula substitutivo em dolomita microcristalina (MF5). O) Pirita cúbica interpartícula substituindo dolomita microcristalina em cristais cúbicos euhedrais a subeuhedrais (MF4). P) Poros secundários de dissolução intrapartícula em ooides (MF10). Q) Cristais de calcita oriundos da substituição de cristais de dolomita pelo processo de desdolomitização (MF4). R) Feição de compactação química representada por estilólitos marcado pelo acúmulo de óxido e hidróxido de ferro (?) (MF8). Legenda: (mi) envelope micrítico, (Cm) calcita microespática, (fm) cimento de franja microcristalina, (eq) cimento *equant*, (Dpe) dolomita planar-e, (Ce) calcita espática, (Dm) dolomita microespática, (Sme) megaquartzo, (na) anidrita, (sca) Calcedônia, (ss) sobrecrecimento sintaxial, (pf) pirita framboidal, (py) pirita cúbica, (Ps) pseudomorfo de dolomita, (fr) fratura; (cc) contato côncavo-convexo, (es) estilólito, (Pv) porosidade *vug*, (Pic) porosidade intercristalina, (Pin) porosidade intrapartícula, (Oo) ooides, (Fo) foraminíferos, (Cr) crinoides, (Br) braquiópodes.

O cimento de calcita em sobrecrecimento sintaxial é frequente quando associado a fragmentos bioclásticos de equinodermas em continuidade óptica e com um aspecto subtranslúcido, comum nas microfácies MF6, MF7 e MF10. Por sua vez, o cimento poiquilotópico ocorre restrito às microfácies MF7 e MF10 e caracterizado por cristais de calcita semi-límpidos, em alguns casos com clivagem incipiente, que englobam constituintes do arcabouço.

Neomorfismo: A calcita microespática ocorre de forma interpartícula variando de cristais muito finos a médios, com cristais bem delimitados e subtranslúcidos (FIGURA 16E). Adicionalmente, algumas porções da calcita microespática aparentam substituir estruturas reliquiares (fantasmas) de fragmentos bioclásticos devido a formas curvilíneas e alongados. Este processo é muito comum nas microfácies MF1, MF2 e MF6.

Dolomitização: Este processo é observado em cristais originados pela substituição aparentemente de bioclastos indiferenciados, do micrito e de cristais de calcita. No primeiro

caso apresentam-se como cristais médios em formas planar-s e planar-e (FIGURA 16F) comum na microfácies MF3. No segundo caso, como dolomita microespática em textura não planar, em cristais muito finos a finos, subtranslúcidos comumente associados as microfácies MF4 e MF5 (Figura 16G e H). E no último caso, ocorre intracristalina substitutivo em cristais de calcita e relacionado a microfácies MF4.

Compactação Física: O processo de compactação física é evidenciado principalmente nas microfácies MF7 e MF10, destacados por contatos pontuais em ooides, bem como grãos oolíticos e fragmentos de braquiópodes fraturados e deslocados (FIGURA 16I).

Silicificação: Este processo é indicado pelas texturas microquartzo, megaquartzo e calcedônia. O microquartzo ocorre como substituição interpartícula a dolomita microespática na microfácies MF4. O megaquartzo ocorre como cristais subhedrais a euhedrais e são comuns nas microfácies MF1, MF4, MF5 e MF7. Por vezes, essa textura ocorre intrapartícula substitutivo em minerais evaporíticos, além de ooides e intraclastos (FIGURAS 16J, K e L). A sílica em hábito calcedônia foi encontrada substituindo parcialmente fragmentos de equinodermas, braquiópodes e grãos oolíticos característico das microfácies MF1, MF2, MF6 e MF10 (FIGURA 16M).

Piritização: Os cristais de pirita ocorrem com textura cúbica e framboidais (FIGURAS 16N e O). Os cristais subhedrais são finos a médios, enquanto que as formas euhedrais (cúbica) ocorrem em textura média. Os framboídes possuem formas circulares e, por vezes, aparentam em processo de agregação em cristais muito finos a finos com maior nível de cristalinidade e incipiente desenvolvimento de formas cúbicas. Os cristais de pirita são encontrados intercrescidos interpartícula em litotipos finos (MF4 e MF5) e intrapartícula substituindo parcialmente bioclastos de crinoides, braquiópodes e em ooides (MF8 e MF10).

Dissolução: Este processo foi observado por meio da variabilidade dos tipos porosos de origem secundária (FIGURA 16P). Nesse sentido, poros intrapartícula principalmente em ooides associados à microfácies MF9, além do tipo móldico, *vugs* e em canal associado a litologias com textura mais fina ou como arcabouço recristalizado, são os mais comuns (MF1, MF4).

Desdolomitização: Este processo foi observado pela presença de cristais médios em mosaicos com aparente hábito dolomítico, apesar de composicionalmente serem calcíticos. Ocorre aparentemente substituindo de forma interpartícula antigos cristais pseudomorfos de dolomita, especialmente na microfácies MF4 (FIGURA 16Q).

Compactação Química: Constatado por feições como contatos intergranulares côncavo-convexo associados a ooides (microfácies MF7), *dissolutions seams* e estilólitos. *Dissolutions seams* predominam em litotipos de textura mais fina, tanto calcíticos como em dolomíticos, comuns nas microfácies MF1, MF3, MF4, MF5, MF6 e MF8. Estes apresentam feições crenuladas a anastomosadas de pequena dimensão e comprimento, possuem coloração castanha avermelhado, provavelmente de material insolúvel. Já os estilólitos são representados por superfícies de dissolução em “zig-zag” alongadas, de alto a médio comprimento que seccionam tanto grãos quanto elementos do espaço intersticial dos carbonatos presentes nas microfácies MF6, MF7 e MF8 (FIGURAS 16I e R).

5.5 Porosidades

Dentre os poros primários, são destacados os do tipo interpartícula com dimensão mesoporo pequeno, que apresentam volumes superiores a 3% quando associados a *grainstones* (MF10, MF9). Já em relação aos poros secundários (FIGURAS 16E, G e P), foram encontrados os do tipo: intrapartícula, intercrystalino, intracrystalino, móldicos, canal e *vug*.

Os poros intrapartícula ocorrem principalmente associados a bioclastos de crinoides, braquiópodes, foramíniferos e indiferenciados, além de grãos como ooides e peloides. Ocorrem predominantemente nas escalas microporo (>5%) e de forma secundária no tamanho mesoporo (>6%) quando associados a *packstones* e *grainstones* (MF7, MF9, MF10). A porosidade intercrystalina é observada em *mudstones* (MF1, MF4) no tamanho microporo (valores totais entre 1 e 15%) e mesoporo pequeno (< 1%). O poro intracrystalino ocorre em cristais de composição calcítica e dolomítica, com dimensão microporo e em volumes inferiores a 1%. Já os poros móldicos possuem tamanho entre microporo e mesoporo pequeno a grande, com volumes inferiores a 1% e são mais comuns em *mudstones*, *wackestones* (MF1, MF4).

Os poros móldicos são registrados em formatos curvilíneos, tabulares e circulares de antecessores bioclásticos e grãos carbonáticos, no entanto também são encontradas formas de aparência cristalina (MF1). Os poros em canal ocorrem nos tamanhos microporo (1%) e mesoporo pequeno (3%) associados principalmente no contexto intercrystalino em rochas com origem neomórfica (MF1), mas também podem ocorrer interpartícula associados a micrito e grãos carbonáticos. A porosidade *vug* apresenta formas irregulares, semicirculares a alongados, com dimensão entre mesoporo pequeno a grande (<1%), normalmente associados a microfácies dolomíticas e intervalos neomorfizados (MF1, MF4).

5.6 Discussões

Nos carbonatos da Formação Itaituba os principais processos diagenéticos responsáveis pela modificação da textura original podem ser englobados na fase diagenética rasa (ambiente marinho e meteórico) e na diagênese profunda (ambiente de soterramento).

Nesse contexto, os carbonatos podem passar por mais de uma fase podendo até evoluir para um evento cíclico de sobreposição de ambientes diagenéticos (setas da Figura 17), isto pode estar relacionado e ser dado em resposta as mudanças cíclicas do nível do mar, mas também devido a tectônica (soerguimento e subsidência), que além disso podem ocasionar variações faciológicas laterais. Na diagênese rasa os principais processos identificados são a micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução e desdolomitização, enquanto que na fase de diagênese profunda (soterramento) os principais processos são indicados pela cimentação, compactação física e química e silicificação (FIGURA 17).

5.6.1 Fase diagenética inicial ou rasa (Marinho e Meteórico)

Durante esta fase ocorre a precipitação de material carbonáticos próximo ao substrato marinho ou em pouca profundidade, com por exemplo bioclastos e ooides, que podem ser submetidos ao desgaste microbial (micritização) devido a ação de cianobactérias endolíticas (KHAN *et al.*, 2019).

Ainda no contexto da fase diagenética rasa, ocorre a cimentação carbonática na forma de cobertura continua de grãos característico da fase marinha, adicionalmente a evolução desse processo pode preencher total a parcialmente os espaços porosos com precipitados espático blocoso, em mosaico e até de sobrecrecimento sintaxial (JAMES & CHOQUETTE, 1983; JAMES & JONES, 2015).

O neomorfismo ocorre especialmente associados a *mudstones* (MF1), fragmentos de crinoides, peloides e ooides ligados a atuação de fluidos meteóricos que geralmente são insaturados em carbonato de cálcio (KHAN *et al.*, 2019; TUCKER, 1991). Nesse sentido, este processo dissolve e re-precipita um mineral polimorfo de calcita, atuando de forma predominante em matriz micrítica (TUCKER, 1991).

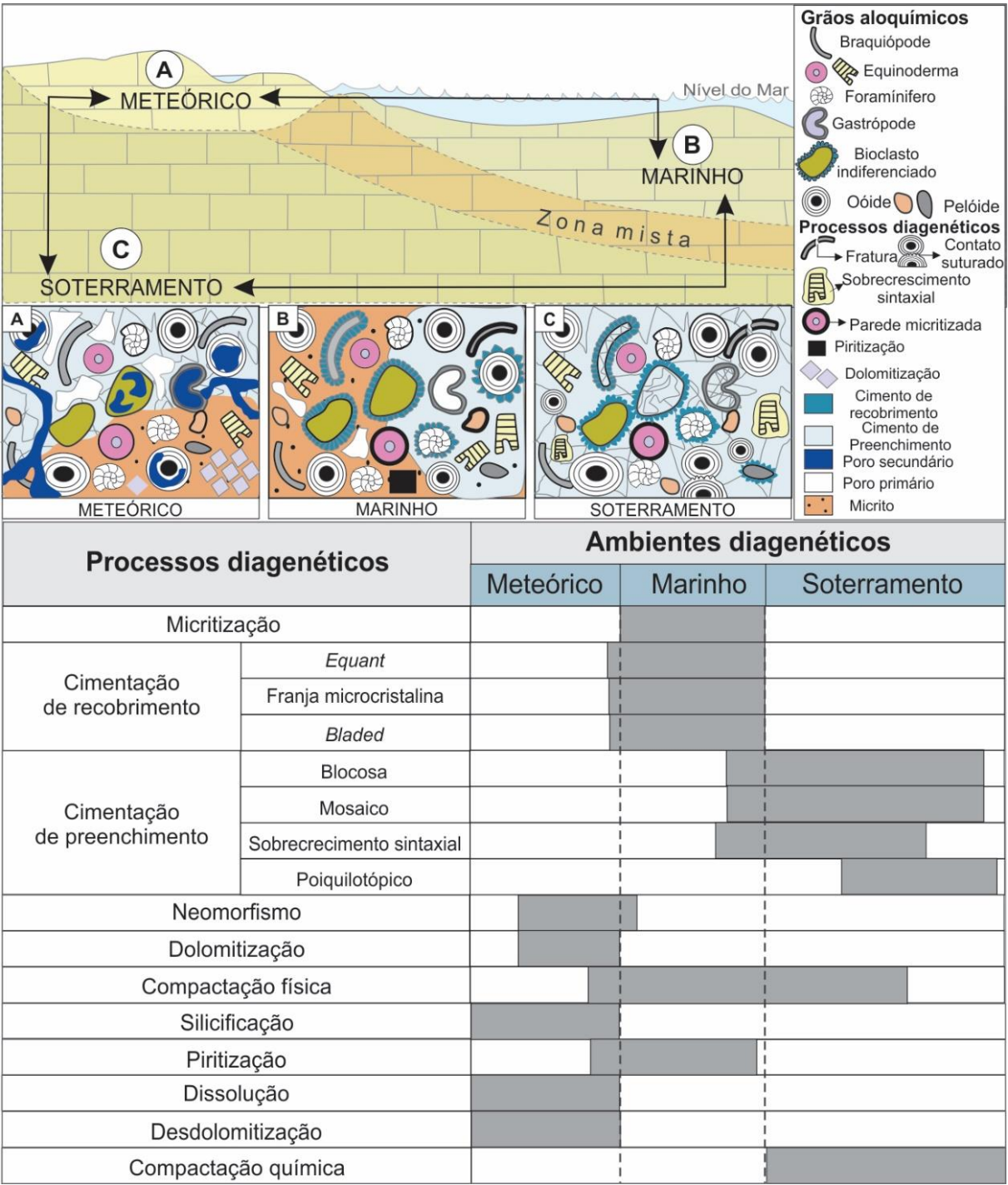


Figura 17. Distribuição dos processos/ambientes e evolução diagenética proposta para carbonatos da Formação Itaituba, borda norte da Bacia do Amazonas (Urucará-AM). Os ambientes diagenéticos seguem o proposto por Longman (1980) e Tucker (1991).

O processo de dolomitização nas lâminas analisadas é caracterizado por uma substituição parcial a total de constituintes pré-existentes (micrito e cristais de calcita), por

vezes encontrados em associação com minerais evaporíticos e cristais autigênicos de sílica (megaquartzos substituindo nódulos evaporíticos). Pesquisas anteriores como em Matsuda (2002) e Neves (2018) atribuem a algumas microfácies dolomitizadas da Formação Itaituba à ambiência de supramaré ou domínio de *sabkha*, que são caracterizados por zonas com intermitente exposição subaérea, com precipitação e silicificação de evaporitos, pouca diversidade/abundância de bioclastos, presença de siliciclásticos, de águas hipersalinas e característico de clima árido.

Em Tucker *et al.* (1993), o surgimento das dolomititas é explicado em associação com o clima, uma vez que em condições áridas a dolomitização é mais associada a modelos de supramaré/evaporação e de refluxo e, em climas úmidos mais facilmente associadas a zona de mistura. Já Warren (2000), relaciona o processo de dolomitização a contrastes hidrológicos, principalmente em relação à saturação da água em conteúdo de magnésio e a águas hipersalinas, o que é mais comum em uma configuração evaporítica (XIONG *et al.* 2018). A dolomitização é ainda relacionada em Beigi *et al.* (2017) a um contexto raso, provavelmente associado ao ambiente diagenético meteórico.

Com respeito a origem da dolomita existem diversos modelos como os propostos por Tucker (1991), que tentam explicar seu aparecimento por meio de 4 principais processos: 1- *sabkha*/evaporação ou sindeposicional, comum em alguns ambiente atuais onde ocorre a precipitação direta de dolomita; 2- refluxo salino, relacionado a altas taxas de Mg/Ca gerados em lagunas, planícies de maré e *sabkhas* pelo contraste salino devido a altas taxas de evaporação e comumente associados a sequências evaporíticas; 3-zona de mistura, que não possui associação com evaporitos; 4-dolomita de soterramento, relacionado ao aparecimento de cristais grossos, dolomita barroca e minerais de argila de alta temperatura.

Apesar de não ter sido possível afirmar com precisão o modelo de dolomitização pela falta de outros dados, como os de química elementar, as texturas dolomíticas identificadas apontam para substituição, sendo que o modelo mais provável para o material analisado tenha sido originado por refluxo de fluídos hipersalinos como em Huang *et al.* (2014) e/ou por supramaré/evaporação como defendido por Matsuda (2002).

Outro processo comum nesse contexto é a silicificação de minerais evaporíticos (nódulos), atestado nessa pesquisa pela ocorrência de cristais em textura megaquartzo intrapartícula substitutivo associado a cristais de anidrita (TUCKER & DIAS-BRITO, 2017). Adicionalmente, o processo de silicificação também é evidenciado pela substituição parcial e

seletiva de bioclastos com carapaça magnesiana, especialmente nos equinodermas (MALIVA & SIEVER, 1988; TUCKER, 1991).

Outro processo característico desta fase diagenética inicial ou rasa é a piritização, que pode ocorrer em condições de precipitação na interface água e sedimento (óxido-anóxido), gerando texturas framboidais a euhedrais (SCHIEBER, 2002; WILKIN *et al.*, 1996). Por outro lado, a precipitação de piratas também pode estar relacionada ao conteúdo de matéria orgânica e a redução bacteriana de sulfetos (FLÜGEL, 2004). Em especial, as piratas framboidais são formadas por rápida nucleação não permitindo o crescimento em cristais únicos, enquanto que cristais cúbicos são formados por um lento crescimento e não são condicionados necessariamente ao substrato (BUTTLER & RICKARD, 2000).

O constante aumento da carga sedimentar é iniciado nas fases iniciais da diagênese e constatado por feições de compactação física na forma da ampliação dos contatos pontuais, fraturas e fraturamento de grãos (BEIGI *et al.*, 2017).

O processo de dissolução é comum no ambiente diagenético meteórico, assim fluidos intersticiais insaturados em carbonato de cálcio promovem a rápida dissolução de grãos carbonáticos como oóides, e matriz, ampliando a geração de porosidade secundária (FLÜGEL, 2004; MOORE & WADE, 2013). Ainda na fase superficial, o processo de desdolomitização está relacionado a exposição de dolomitas a fluidos meteóricos seguido da substituição do magnésio da estrutura cristalina por calcita (calcitização), assim a substituição é efetuada de forma progressiva com a manutenção do hábito cristalino na fase original (FLÜGEL, 2004; TUCKER, 1991).

5.6.2 Fase diagenética profunda (Soterramento)

Durante esta fase os cimentos mais comuns nos carbonatos Itaituba são em textura blocosa e subordinadamente, mosaico e sobrecrecimento sintaxial que podem ser precipitados logo nos estágios iniciais, no entanto a relação paragenética com cimentos com textura poquilotópica, este último geralmente associado a um ambiente de soterramento, sugere um aumento progressivo da profundidade diagenética (JAMES & JONES, 2015; MOORE & WADE, 2013). Com o aumento da profundidade os grãos passam a apresentar feições características do processo de compactação química, evidenciado por contatos côncavos-convexos, *dissolutions seams* e estilólitos (FLÜGEL, 2004; TUCKER & DIAS-BRITO, 2017).

5.6.3 Implicações na rocha “selante”

Os carbonatos Itaituba avaliados apresentam baixa porosidade primária (média de 0.5%), mas com respeito a porosidade secundária alguns níveis podem apresentar valores que podem alcançar até 20% do volume total nas microfácies MF7 e MF10, principalmente relacionados a dissolução seletiva de grãos carbonáticos, em especial ooides na zona meteórica (vide FIGURA 15). Adicionalmente, o neomorfismo e a dolomitização na diagênese meteórica e marinha nas microfácies MF1 e MF4 também promovem a geração de porosidade intercrystalina em valores de até 4%.

Nesse sentido, os principais processos de geração de porosidade estão associados ao processo de dissolução em carbonatos grão sustentados, além do neomorfismo e dolomitização em carbonatos matriz sustentados que resultam na geração de intervalos com características reservatórios, principalmente associados as microfácies MF1, MF4, MF7 e MF9. Processos de cimentação de calcita espática são os principais responsáveis pela redução dos poros. Somado a isso, a compactação física e química evidenciada em *packstones* e *grainstones* reforçam a redução dos espaços porosos, podendo resultar na obliteração total ou geração de poros natantes que fomentam a impermeabilização.

Estudos petrográficos na Formação Itaituba na borda sul indicam intervalos porosos entre 0-5% (FIGUEIRAS & TRUCKENBRODT, 1987; MATSUDA, 2002), o que garante o papel de selo no sistema petrolífero Barreirinha-Monte Alegre, no entanto a identificação de níveis porosos de até 20% na MF7 e MF9, volume comumente associado a intervalos reservatórios, apontam para a ocorrência de intervalos com heterogeneidades permoporosas na borda norte da bacia.

5.7 Conclusões

A análise petrográfica nos carbonatos Itaituba na região de Urucará (AM), borda norte da Bacia do Amazonas, permitiu a identificação de dez processos diagenéticos: micritização, cimentação de recobrimento e preenchimento, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução, desdolomitização e compactação química. Os processos diagenéticos atuaram principalmente no contexto diagenético raso (ambiente marinho e meteórico).

Os principais processos diagenéticos responsáveis pela geração de poros estão associados a dissolução seletiva e neomorfismo, enquanto que a cimentação de calcita espática

são os responsáveis pela impermeabilização da unidade. A identificação de intervalos com porosidade de até 20% associados a *grainstones* abre perspectivas sobre o real papel da Formação Itaituba como unidade selo no principal sistema petrolífero da Bacia do Amazonas.

Agradecimentos

Agradecemos a CAPES pela concessão do auxílio financeiro, a Petrobras S.A. por confeccionar as lâminas petrográficas, a Dra. Valquíria Porfírio Barbosa (UFAM) e o Msc. Rick de Oliveira (UFOPA) pelas sugestões no texto.

CAPÍTULO 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A caracterização microfaciológica e diagenética da sucessão carbonática mista da Formação Itaituba, aflorante na borda norte da Bacia sedimentar do Amazonas, no município de Urucará (AM), possibilitou o reconhecimento de:

1. Dez microfácies carbonáticas: MF1-*Mudstone* recristalizado (Mr), MF2-*Mudstone* com intraclastos (Mi), MF3-*Mudstone/wackestone* com terrígenos (Mwt), MF4-*Dolomudstone/wackestone* (Dmw), MF5-*Dolowackestone/packstone* com peloides (Dwpp), MF6-*Wackestone/packstone* bioclástico com foraminíferos (Wpbf), MF7-*Packstone/grainstone* oolítico (Pgo), MF8-*Grainstone* com peloides (Gp), MF9-*Grainstone* com ooides resrecristalizados (Gor) e, MF10-*Grainstone* bioclástico (Gb).
2. Quatro associações faciológicas: AF1-*sabkha*, composta pelas microfácies MF1, MF3 e MF4; AF2-planície de maré, representada pelas microfácies MF1, MF2 e MF5; AF3-laguna semi restrita, que engloba as microfácies MF5 e MF6 e; AF4-barras oolíticas/bioclásticas, representada pelas microfácies MF7, MF8, MF9 e MF10. Estas associações evidenciam o estabelecimento de condições marinhas com contribuições evaporíticas, em uma plataforma carbonática mista durante Pensilvaniano da Bacia do Amazonas.
3. Dez processos diagenéticos, elencados a seguir: micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução, desdolomitização e compactação química. Estes processos foram associados a três ambientes diagenéticos: meteórico, marinho e soterramento. Apesar disso, grande parte dos processos e texturas foram atribuídos a fase mais rasa, em ambiente meteórico e marinho.
4. Processos de dolomitização na unidade provavelmente estão associados a modelos evaporíticos e são compatíveis com os descritos para a Formação Itaituba na borda sul da bacia.
5. Os principais processos diagenéticos responsáveis pela impermeabilização dos carbonatos está associada ao processo de cimentação de calcita, principalmente associados as microfácies MF7, MF8 e MF10
6. Níveis estratigráficos com representativo volume de poros secundários associado à microfácies MF7 e MF9, que podem alcançar cerca de 20% do volume total da rocha e

estão relacionados aos processos de dissolução seletiva em ooides, e do processo de neomorfismo na microfácies MF1 ampliando o volume poroso em até níveis máximos de cerca de 3%.

7. Heterogeneidades permoporosas nos carbonatos Itaituba na borda norte da bacia, abrindo perspectivas sobre o comportamento duplo da unidade, funcionando como reservatório quando associado a níveis estratigráficos onde os processos de dissolução e neomorfismo estejam associados a microfácies MF7 e MF9.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A. E., MACKENZIE, W. S., & GUILFORD, C. **Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope**; Essex, UK. 102p. 1984.
- ALTINER, D. & SAVINI, R. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimoes basins (North Brazil). **Revue de paleobiologie**. 14: 417-453. 1995.
- ANP. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Décima Rodada de Licitações Bacia do Amazonas. **Brasil 10ª rodada**. 2008.
- ANP. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Bacia do Amazonas Sumário Geológico e Setores em Oferta. **Brasil 13ª rodada**. 13p. 2015.
- BÁDENAS, B. & AURELL, M. 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. 2001.
- BÁDENAS, B., AURELL, M. & BOSENCE, D. A. N. Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North east Spain). **Sedimentology**, 57(4): 1021-1048. 2010.
- BEIGI, M., JAFARIAN, A., JAVANBAKHT, M., WANAS, H. A., MATTERN, F. & TABATABAEI, A. 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. 2017.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI R. M.; GONÇALVES, J. H. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo. Capítulo X. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, 2003.
- BOGGS JR., S. **Petrology Of sedimentary rocks**. New York, Estados Unidos da América, Cambridge University Press. 596p. 2009.
- BOYLAN, A. L., WALTHAM, D. A., BOSENCE, D. W. J., BADENAS, B. & AURELL, M. Digital rocks: linking forward modelling to carbonate facies. **Basin Research**, 14(3): 401-415. 2002.
- BURCHETTE, T. P. WRIGHT, V. P. Carbonate ramp depositional systems. **Sedimentary Geology**. 79 - 3-57. 1992.
- BUTLER, I. B. & RICKARD, D. Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulphide. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 64 (15): 2665–2672. 2000.
- CAMBIER, P. H. M. M. G. **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. 2011.

- CAPUTO, M. V. Glaciação neodevoniana no continente gondwana ocidental. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, **Anais**. Rio de Janeiro. 1984.
- CHAFETZ, H. S. Marine peloids; a product of bacterially induced precipitation of calcite. **Journal of Sedimentary Research**, 56(6): 812-817. 1986.
- CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. T.; VIDAL, A. C. & KOIKE, L. Sistemas Petrolíferos e Modelos de Acumulação de Hidrocarbonetos na Bacia de Santos. **Revista Brasileira de Geociências**, 38 (suplemento): 29-46. 2008.
- 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.
- CORRÊA, C. R. A. **Controles estratigráficos e predição da paragênese diagenética dos carbonatos lacustres da Formação Coqueiros nos campos de Badejo, Trilha, Linguado e Pampo – Aptiano da Bacia de Campos (RJ)**. 101p. Dissertação de mestrado. IGC/USP. São Paulo. 2016.
- COSTA, J.; VASCONCELLOS, E. M. G.; DE MESQUITA BARROS, C. E.; CURY, L. F.; JUK, K. F. V. Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, diabásio Penatecaua, PA. **Revista Brasileira de Geociências**, 42(4), 754-771. 2012.
- CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. **Boletim Geociências Petrobras** 8 (1), 47e55. 1994.
- CUNHA, P. R. C. **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. 2000.
- CUNHA, P. R. C., MELO, J. H. G. & SILVA, O. B. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15 (2): 227-251. 2007.
- DEDAVID, B. A., GOMES, C. I., & MACHADO, G. **Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores**. EdIPUCRS. 58p. 2007.
- DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAMM, W.E. (Ed.), **Classification of carbonate rocks: a symposium**. AAPG, 1: 108-121. 1962.
- EMRANINASAB, B. H., ADABI, M. H., MAJIDIFARD, M. & GHADIMVAND, N. K. 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(05): 314. 2016.

FAVORETO, J. ROHN; R. LYKAWKA, R. & OKUBO, J. Caracterização sedimentológica dos carbonatos albianos do reservatório Quissamã na porção meridional da Bacia de Campos. São Paulo, **UNESP, Geociências**, v. 35, n. 1, p.1-15. 2016.

FIGUEIRAS, J. M. F. **Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba na região de Aveiro – PA. Belém**. 143p. Tese de mestrado, Programa de Pós Graduação em ciências geofísicas e geológicas, Universidade Federal do Pará. 1983.

FLÜGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application**. Berlin – Germany, Springer Verlag. 921p. 2004.

FOLK, R. L. Spectral subdivision of limestone types. Classification of Carbonate Rocks--**A Symposium**. 62-84p. 1962.

GONZAGA F. G., GONÇALVES F. T. T. & COUTINHO L. F. C. Petroleum geology of Amazonas Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: M.R. Mello & B.J. Katz (eds.) **Petroleum systems of South Atlantic margins**. AAPG Memoir, 73: 159-178. 2000.

HONARMAND, J. & AMINI, A. 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. 2012.

HUANG, S., HUANG, K., LÜ, J., & LAN, Y. The relationship between dolomite textures and their formation temperature: a case study from the Permian-Triassic of the Sichuan Basin and the Lower Paleozoic of the Tarim Basin. **Petroleum Science**, 11(1): 39-51. 2014.

JAMES, N. P., & CHOQUETTE, P. W. **Diagenesis 5 Limestones: introduction**. Geoscience Canada, 10 (4). 1983.

JAMES, N. P. & DALRYMPLE, R. W. **Facies models 4**. Canada: Geological association of Canada. 577p. 2010.

JAMES, N. P., & JONES, B. **Origin of Carbonate Rocks**. John Wiley & Sons. 434p. 2015

KHAN, Z., SACHAN, H. K., AHMAD, A. H. M. & GHAZNAVI, A. A. Microfacies, diagenesis, and stable isotope analysis of the Jurassic Jumara Dome carbonates, Kachchh, Western India: Implications for depositional environments and reservoir quality. **Geological Journal**. 1-21. 2019.

LIMA, H. P. **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. 2010.

LONGMAN, M. W. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. **AAPG bulletin**, 64(4), 461-487. 1980.

MALIVA, R. G. & SIEVER, R. Mechanism and controls of silicification of fossils in limestones. **The Journal of Geology**. 96 (4): 387-398. 1988.

MATSUDA, N. S. **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. 2002.

MATSUDA, N. S.; DINO, R. & WANDERLEY FILHO, J. R. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio - Permiano da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 12 (2): 435-441. 2004.

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*, Rio de Janeiro, 18 (1): 123-152.

MÁXIMO, M. S. **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. 2012.

MELANI, L. H. **Caracterização petrofísica de reservatório carbonático**. Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências. Campinas, SP. 2015.

MIGUEL, G. F. **Análise faciológica e petrográfica com ênfase nos mecanismos deposicionais dos arenitos de idade campaniano (neocretácio), no campo de uruguá – bacia de santos**. Trabalho de Conclusão de curso. 95 fls. Campinas. SP. 2012.

MILANI, E. J. & ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22 (3), 199-205. 1999.

MILHOMEM NETO, J. M. **Geologia Isotópica (Sr, C e O) de Carbonatos da Formação Itaituba, Borda Sul da Bacia do Amazonas**. 93 fl. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em geologia) - Belém-PA-Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 2010.

MILLIKEN, K. L. 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. 1979.

MOHSENI, H., HASSANVAND, V. & HOMAIE, M. 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): 113. 2016.

MOORE, C. H., & WADE, W. J. **Carbonate reservoirs: Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework**. (Vol. 67). Newnes. 361p. 2013.

MOUTINHO, L. P. **Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba – aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil**. Tese de doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS. 2006.

- MOUTINHO, L. P.; SCOMAZZON, A. K.; NASCIMENTO, S. & LEMOS, V. B. 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. 2016.
- NADER, F. H. **Multi-scale quantitative diagenesis and impacts on heterogeneity of carbonate reservoir rocks**. Springer International Publishing. 146p. 2017.
- NEVES, M. P.; **Petrografia de Carbonatos da Formação Itaituba (Carbonífero Superior), Bacia do Amazonas, região de Monte Alegre, Pa**. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia). UFPA. Belém. 2009.
- NEVES, K. M. M. **Microfácies carbonáticas da Formação Itaituba (Carbonífero da Bacia do Amazonas), na região do município de Itaituba (PA)**. Manaus, 162p, Dissertação de Mestrado, Programa de pós graduação em geociências, Universidade Federal do Amazonas. 2018.
- NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**. John Wiley & Sons. 411p. 2009.
- OKUBO, J. **Calcários albianos de campo petrolífero na Bacia de Campos: fácies, diagênese e modelo deposicional**. Dissertação - (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 112p. 2014.
- PETRONILHO, C. A. C. **Sistemas petrolíferos da Bacia do Amazonas e possibilidade para “Shale Gas”**. Trabalho de conclusão de curso. Bacharel em Engenharia de Exploração e Produção de Petróleo. Universidade Estadual do Norte Fluminense. Macaé – RJ. 2014.
- PLAYFORD, G. & DINO, R. Palynostratigraphy of upper Palaeozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One. **Palaeontographica Abteilung B**. p. 1-46. 2000.
- RAINE, R. J. & SMITH, M. P. 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. 2017.
- READ, J. F. Carbonate Platform Facies Models. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. V. 69, No. I. 1985.
- REIS, N. J., ALMEIDA, M. E., RIKER, S. R. L. & FERREIRA, A. L. **Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas**. Manaus, CPRM (Convênio CPRM/CIAMA). 125p. 2006.
- RICCOMINI, C., SANT, L. G., & TASSINARI, C. C. G. Pré-sal: geologia e exploração. **Revista USP**, (95), 33-42.
- SCHOLLE, P. A. & ULMER-SCHOLLE, D. S. **A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis**. The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 2003.

- SCOMAZZON, A. K. **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, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2004.
- SCOMAZZON, A. K. & LEMOS, V. B. *Diplognathodus* occurrence in the Itaituba Formation, Amazonas Basin, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 8 (3): 203-208. 2005.
- SCHIEBER, J. Sedimentary pyrite: A window into the microbial past. **Geology**, 30 (6): 531-534. 2002.
- SIBLEY, D. F. & GREGG, J. M. Classification of dolomite rock textures. **Revista Journal of Sedimentary Research**, 57(6): 967-975. 1987.
- SILVA, B. O. **Ciclicidade sedimentar no pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinideos e palinomorfos.** 332 fl. Tese de doutorado. UFRGS. Porto Alegre. 1996.
- SILVA, P. A. S. D., AFONSO, J. W. L., SOARES, J. L. & NOGUEIRA, A. C. R. Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará. **Revista Geologia USP Série Científica**, 15(2): 79-98. 2015.
- SILVA, P. A. S. **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. 2019.
- SIMONE, L. Ooids: A Review. **Earth-Science Reviews**, 16 (1980/81): 319—355. 1981.
- SOUSA, E. S. **Microfácies e interpretação paleoambiental dos carbonatos da Formação Itaituba (Grupo Tapajós) na região do município de Itaituba – PA.** Manaus, 51p, Trabalho de conclusão de curso. Curso de geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Amazonas. 2016.
- SOUSA, E. S.; BARBOSA, R. C. M. & RUDNITZKI, I. D. Microfácies carbonáticas da Formação Itaituba, Borda norte da bacia do Amazonas, Uruará (AM). **Revista Pesquisa em Geociências (UFRGS)**. 2019. No prelo.
- SPENCE, G. H., & TUCKER, M. E. A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. **Journal of Sedimentary Research**, 77(10), 797-808. 2007.
- TEIXEIRA, V. M. **Microfácies carbonáticas da Formação Itaituba (Grupo Tapajós, Bacia do Amazonas) na região do Rio Jatapú, AM.** Trabalho de conclusão de curso (Bacharel em Geologia) – Universidade Federal do Amazonas. Manaus, Am. 2017.
- TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. DA S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C. DA; MORETTI JUNIOR, P. A.; D’AVILA, R. S. F.; SOUZA, R. S.; TONETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C. DOS; CAMPINHO, V. S. & WINTER,

- W. R. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9-29. 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**, 38 (2 suppl), 128-137. 2008.
- TUCKER, M. E., & WRIGHT, V. P. **Carbonate sedimentology**. John Wiley & Sons. 468p. 1990.
- TUCKER, M. E., & BATHURST, R. G. **Carbonate diagenesis**. (Vol. 69). John Wiley & Sons. 309p. 1990.
- TUCKER, M. E. **Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks**. London, Library of congress. 257p. 1991.
- TUCKER, M. E. **Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy**. In: WRIGHT, V. P. (ed). *Sedimentology Review* 1, p. 51-72. 1993.
- TUCKER, M. E. **Sedimentary Rocks in the Field**. Third edition. John Wiley & Sons Ltda, The Atrium, Southern Gate, Chichester, England. 229p. 2003.
- TUCKER, M. E. & DIAS-BRITO, D. **Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil**. Rio Claro: UNESP – IGCE-UNESPetro, Obra 3. 208p. 2017.
- VAZIRI-MOGHADDAM, H., SEYRAFIAN, A., TAHERI, A. & MOTIEI, H. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. **Revista Mexicana de Ciências Geológicas**, 27(1). 2010.
- VINCI, F., IANNACE, A., PARENTE, M., PIRMEZ, C., TORRIERI, S. & GIORGIONI, M. 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. 2017.
- WALKER, R. G. & JAMES, N. P. **Facies Models: Response to Sea-Level Change**. Geological Association of Canada. Geotext, 1, 409p. 1992.
- WANDERLEY FILHO, J. R.; MELO, J. H. G.; FONSECA, V. M. M.; MACHADO, D. M. C. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Amazonas. **Phoenix**, Aracajú: ano 7, n. 82; p-1- 6. 2005.
- WANDERLEY FILHO, J. Q., TRAVASSOS, W. A. S. & ALVES D. B. O diabásio nas bacias paleozoicas amazônicas—herói ou vilão? **Boletim de Geociência da Petrobrás**, 14, 177-184. 2006.
- WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. **Earth-Science Reviews**, (52): 1–81. 2000.

WELTON, J. E. **SEM Petrology Atlas: American Association of Petroleum Geologists.** Methods in Exploration Series, 4, 237p. 1984.

WELTON, J. E. **SEM Petrology Atlas.** *Published* American Association of Petroleum Geologists. Methods in Exploration Series, 4, 232p. 2003.

WILKIN, R. T.; BARNES, H. L. & BRANTLEY, S. L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 60 (20): 3897-3912. 1996.

WILSON, J. L. **Carbonate Facies in Geologic History.** Berlin. Springer Verlag. 471p. 1975.

XIONG, L., YAO, G., XIONG, S., WANG, J., NI, C., SHEN, A. & HAO, Y. Origin of dolomite in the Middle Devonian Guanwushan Formation of the western Sichuan Basin, western China. **Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology**, 495: 113-126. 2018.

83

JPC 360	2.0	2.6	-	20.3	-	-	11	-	-	0.9	10.3	-	-	8.9	-	-	11.2	-	-	10.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
---------	-----	-----	---	------	---	---	----	---	---	-----	------	---	---	-----	---	---	------	---	---	------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

SIMBOLOGIAS		Outros constituintes	
Microfácies		Grãos aloquímicos	
	Mudstone recristalizado- MF1 / Mr	Br - Braquiópode	M - Micrito
	Mudstone com Intraclastos - MF2 / Mi	Eq ¹ - Equinodermas	Mic - Micritização
	Mudstone/ wackestones com terrígenos - MF3 / Mwt	Eq ² - Equinóide	eq - equant
	Dolomudstones/ wackestones - MF4 / Dmw	Cr - Crinóide	fm - franja microcristalina
	Dolowackestones/ packstone com pelóides - MF5 / Dwpp	Fo - Foraminífero	bd - bladed
	Wackestones/ packstone bioclástico com foraminíferos - MF6 / Wpbf	Ga - Gastrópode	ce - calcita espática
	Packstone/ grainstone oolítico - MF7 / Pgo	Bi - Bivalve	cm - calcita mosaico
	Grainstone com pelóides - MF8 / Gp	Os - Ostracode	pq - poiquilótópico
	Grainstone com oóides recristalizados - MF9 / Gor	Tr - Trilobita	ss - sobrecrecimento sintaxial
	Grainstone bioclástico - MF10 / Gb	Bz - Briozoário	ps - pseudomorfo
		Cf - Calcíferas	Mc ¹ - calcita microespática
		Bif - Bioclasto indiferenciado	Mc ² - calcita ferrosa microespática
		O - Oóides	dpe - dolomita planar-e
		Rd - Radial	dnp - dolomita não planar
		Tg - Tangencial	Mid - dolomita microespática
		Pe - Pelóide	sulf - sulfeto
		It - Intraclastos	pl - pirita
			an - anidrita
			gl - gipso
			auti - autigênico
			sil - siliciclástico
			fos - fosfato
			Op. Id. - Opaco indiferenciado
			P - Primário
			S - Secundário