

## Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará

*Pennsylvanian mixed platform deposits of the Amazonas Basin, Uruará region, state of Pará*

Pedro Augusto Santos da Silva<sup>1</sup>, Jhon Willy Lopes Afonso<sup>1</sup>, Joelson Lima Soares<sup>1,2</sup>,  
Afonso César Rodrigues Nogueira<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Rua Augusto Corrêa s/n, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (pedrogeologia8@hotmail.com; jhonafonso.ufpa@gmail.com; jlsoares@ufpa.br; anogueira@ufpa.br)

<sup>2</sup>Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, PA, BR

Recebido em 15 de setembro de 2014; aceito em 23 de março de 2015

### Resumo

Rochas carbonáticas são amplamente registradas na região oeste e centro-oeste do Estado do Pará, borda Sul da Bacia do Amazonas, correspondentes ao período Neocarbonífero. Esses depósitos são incluídos na sequência pensilvaniana-permiana correspondente a uma super sequência de segunda ordem representada pelo Grupo Tapajós. A Formação Itaituba corresponde à porção transgressiva que precedeu a expressiva continentalização e formação de Pangeia. Essa unidade é constituída de carbonatos fossilíferos, arenito com estratificação cruzada e subordinadamente folhelhos e evaporitos de ambiente marinho costeiro. Dezenove fácies e microfácies foram agrupadas em cinco associações de fácies (AF) correspondentes a depósitos de planície de maré (AF1), canal de maré (AF2), laguna (AF3), barra bioclástica (AF4) e plataforma externa (AF5). A AF1 compreende ciclos de exposição subaérea com formação de gretas de contração e deposição subaquosa, composta de brecha dolomítica, dolomito fino laminado e *dolomudstone* com terrígenos separados por arenito maciço piritoso e dolomito fino silicificado. A AF2 consiste em arenito fino com laminação cruzada de base reta e recobrimento pelítico nos *foresets*, siltito argiloso com laminação cruzada, margas com laminação cruzada cavalgante e arenito grosso com estratificação cruzada com recobrimento pelítico nos *foresets*. Falhas sinsedimentares afetam os arenitos e siltitos. A AF3 é constituída de siltito maciço avermelhado, *mudstone* fossilífero, *floatstone* com braquiópode e folhelho negro piritoso maciço. A AF4 é representada por *grainstone* oolítico fossilífero e *grainstone* com terrígenos e fósseis de braquiópodes, equinodermas, bivalves, moluscos e subordinadamente artrópodes, briozoários e foraminíferos. A AF5 associa-se a uma plataforma composta de *wackestone* fossilífero, *wackestone* fossilífero com terrígenos e *mudstone* maciço. A assembleia fossilífera é representada por foraminíferos, braquiópodes, bivalves e, subordinadamente, briozoários e equinodermas, que atestam um ambiente costeiro de salinidade moderada e profundidade baixa com intensa proliferação de organismos bentônicos. O modelo deposicional da Formação Itaituba, na região de Uruará, foi atribuído a um sistema lagunar e de planície de maré conectado a um sistema de plataforma marinha carbonática. As lagunas eram bordejadas por planície de maré na porção mais continental e periodicamente supridas por aporte de terrígeno fino (silte) que inibia a precipitação carbonática. Barras bioclásticas cortadas por canais de maré (*inlet*) separavam a laguna da plataforma rasa com maior abundância de fósseis marinhos bentônicos, registrando o início de uma transgressão marinha neocarbonífera na Bacia do Amazonas advinda de NNW.

**Palavras-chave:** Formação Itaituba; Bacia do Amazonas; Análise de fácies; Paleoambiente, Neocarbonífero.

### Abstract

Carbonate rocks are widely reported in the west and center-west regions of the state of Pará, south edge of the Amazon Basin, corresponding to the Neocarboniferous period. These deposits are included in the Pennsylvanian-Permian sequence, corresponding to a second order super sequence represented by the Tapajós Group. The Itaituba Formation corresponds to the transgressive portion preceding the expressive continentalization and formation of Pangea. The unit consists of fossiliferous carbonates, cross-stratified sandstones and subordinate shales and evaporites, associated with coastal marine

environments. Nineteen facies and microfacies were grouped into five facies associations corresponding to tidal flat deposits (FA1), tidal channel (FA2), lagoon (FA3), bioclastic bar (FA4) and outer platform (FA5). The FA1 comprises cycles of subaerial exposure with formation of mud cracks and subaqueous deposition, composed of dolomitic breccia, laminated fine dolostone and terrigenous dolomudstone, separated by a layer of pyritic massive sandstone and thin dolomite silicified. The FA2 is composed of fine sandstone with cross rolling straight base and pelitic coating on the sets with synsedimentary faulting, siltstones cross-lamination with a predominance of mud and synsedimentary faulting, marl with cross-lamination and cross-bedded coarse sandstones with pelitic coating on the sets. The FA3 consists of massive reddish siltstones, mudstones fossiliferous, brachiopods floatstone and black shale massive with pyrite. The FA4 is mainly represented by fossiliferous oolitic grainstone and grainstone with terrigenous with abundant fossils of brachiopods, echinoderms, bivalves, mollusks, and secondly by arthropods, bryozoans and foraminifera. The FA5 is associated with a platform, composed of fossiliferous wackestone, fossiliferous wackestone with terrigenous and massive mudstone. The fossiliferous assembly is represented by foraminifera, brachiopods, bivalves and, subordinately, echinoderms and bryozoans that attest a coastal environment of moderate salinity and shallow with intense proliferation of benthic organisms. The depositional model of Itaituba Formation, Uruará region, was assigned to a Lagunar/tidal flat system connected to a marine carbonate platform system. The lagoons were bordered by tidal flat at the continental portion and periodically supplied by fine terrigenous intake (silt) that inhibited the carbonate precipitation. Bioclastics bars cut by tidal channels (inlet) separating the lagoon from the shallow platform with greater abundance of benthic marine fossils, recording the beginning of a neocarboniferous marine transgression in the Amazonas Basin arising from NNW.

**Keywords:** Itaituba Formation; Amazon Basin; Facies analysis; Paleoenvironments; Neocarboniferous.

## INTRODUÇÃO

O estudo da sequência pensilvaniana-permiana tem sido avançado não só pela potencialidade petrolífera destes depósitos carbonáticos da Bacia do Amazonas, mas também para o uso dos carbonatos na indústria do cimento e corretivo agrícola. A Bacia do Amazonas possui uma expressiva ocorrência de rochas carbonáticas, representadas pelo Grupo Tapajós (Matsuda et al., 2004), aflorante na porção oeste a centro oeste do estado do Pará, sendo um depósito de grande extensão lateral correspondendo a uma planície de maré carbonática e plataforma aberta externa (Figueiras e Truckenbrodt, 1987; Matsuda et al., 2004, 2006; Cunha et al., 2007; Lima, 2010).

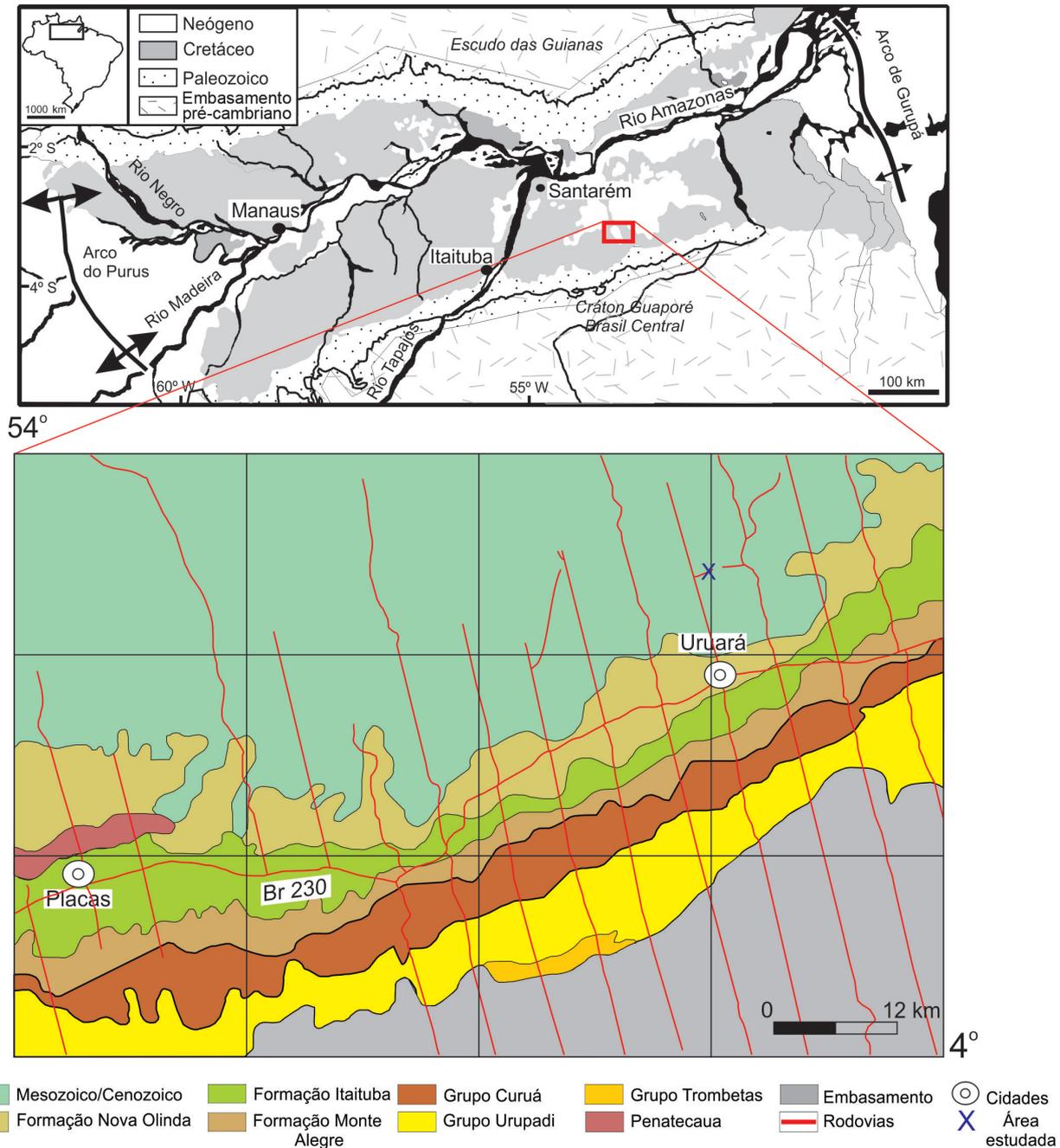
A Bacia do Amazonas está localizada na região norte do território nacional englobando os estados do Amazonas e Pará. Geologicamente, essa bacia está limitada a norte pelo escudo das guianas, a sul pelo escudo brasileiro, a leste pelo arco de Gurupá e a oeste pelo arco de Purus. Possui uma área de 500.000 km<sup>2</sup> e um preenchimento sedimentar máximo de até 5 km de espessura, formato alongado e estreito de direção WSW-ENE (Cunha et al., 1994, 2007; Costa, 2002). Segundo Cunha et al. (2007), a bacia desenvolveu-se por esforços distensivos, oriundos do fechamento do ciclo Brasileiro, onde uma zona de alívio desenvolvida na faixa móvel Araguaia-Tocantins, se propagou de leste a oeste devido à reativação de zonas de fraquezas pré-cambrianas e corresponderia ao *rift* precursor da Bacia do Amazonas.

O preenchimento sedimentar inicia-se durante o Neoproterozoico com a deposição ao longo do Arco de Purus do Grupo Purus, composto de arenitos e carbonatos (Cunha et al., 2007). Durante o Paleozoico ocorre a deposição de uma megassequência de primeira ordem dividida em quatro sequências de segunda ordem: Ordovício-Devoniana, Devoniana-Tournasiana, Neoviseana e Pensilvaniana-Permiana.

A Pensilvaniana-Permiana representa um ciclo regressivo-transgressivo-regressivo com a deposição dos arenitos flúvio-eólicos da Formação Monte Alegre, os carbonatos e evaporitos da Formação Itaituba, os evaporitos da Formação Nova Olinda e os arenitos continentais da Formação Andirá. A Formação Itaituba, objeto deste estudo, corresponde a depósitos calcários de inframaré e evaporitos de *Sabkhas* (Cunha et al., 1994). Embora as pesquisas de Matsuda (2002) e Moutinho (2006) tenham aprimorado os conhecimentos dos paleoambientes da Formação Itaituba, a presente pesquisa detalha essa unidade na região de Uruará, a leste do Rio Tapajós (Figura 1).

## MÉTODOS

A análise de fácies seguiu a técnica de modelamento de fácies proposta por Shinn (1983) e Walker (1992) e envolve o reconhecimento de fácies sedimentares caracterizando a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares e padrões de paleocorrente e a compreensão dos processos sedimentares que geram as determinadas fácies e associação de fácies agrupando as fácies cogenéticas e contemporâneas, que refletem os diferentes ambientes e subambientes. A análise de microfácies seguiu os trabalhos de Dunham (1962), Folk (1962) e Embry e Klovan (1971) nomeando as rochas de acordo com seus constituintes e granulação, bem como o uso do tingimento Alizarina vermelho S para determinação de calcita/dolomita e ferrocianeto de potássio para distinção de calcita ferrosa e calcita magnésiana (Adams et al., 1984). A técnica de difratometria de raios-X foi utilizada para elucidar a mineralogia da matriz de algumas amostras que por serem muito finas não reagiram ao tingimento e fornecem implicações paleoambientais da sucessão estudada.



Fonte: Vásques e Rosa-Costa (2008).

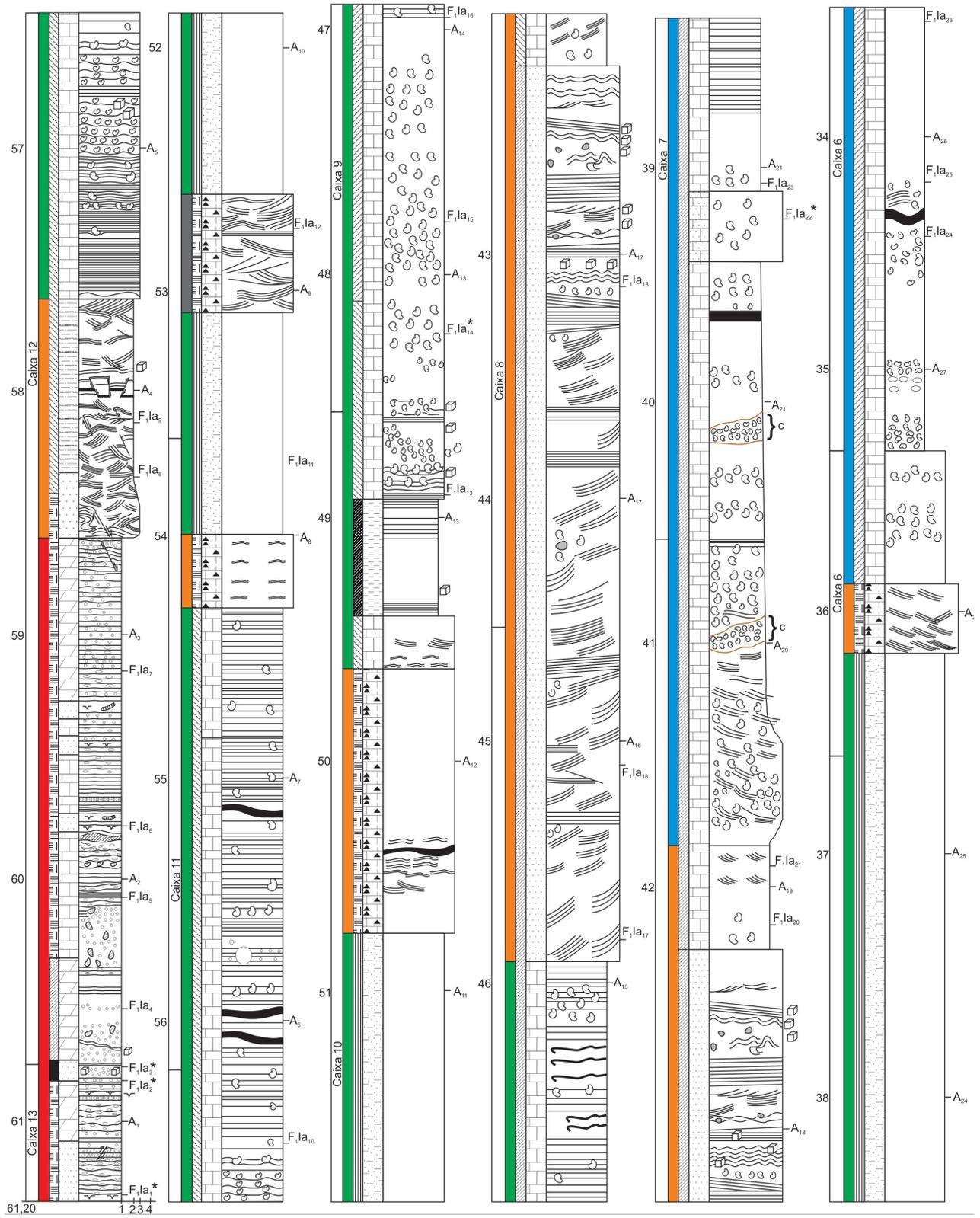
**Figura 1.** Mapa geológico da área de estudo, com destaque para região de Uruará e a área de prospecção do testemunho de sondagem F<sub>1</sub>la.

## DESCRIÇÃO DE FÁCIES E MICROFÁCIES

### Aspectos gerais

As fácies foram codificadas de acordo com o trabalho de Miall (1977), onde a letra inicial maiúscula representa a litologia e as letras minúsculas subsequentes correspondem

às estruturas sedimentares principais. Através da descrição de testemunho de sondagem pôde-se montar um perfil estratigráfico (Figura 2) e identificar 18 fácies e microfácies (Tabela 1) agrupadas em 5 associações de fácies/microfácies interpretadas como: planície de maré (AF1), canal de maré (AF2), laguna (AF3), barra bioclástica (AF4) e plataforma externa (AF5).



**Figura 2.** Perfil litoestratigráfico do furo F<sub>1,la</sub> com seus diferentes tipos de rocha, estruturas sedimentares e associações de fácies. (continua...)

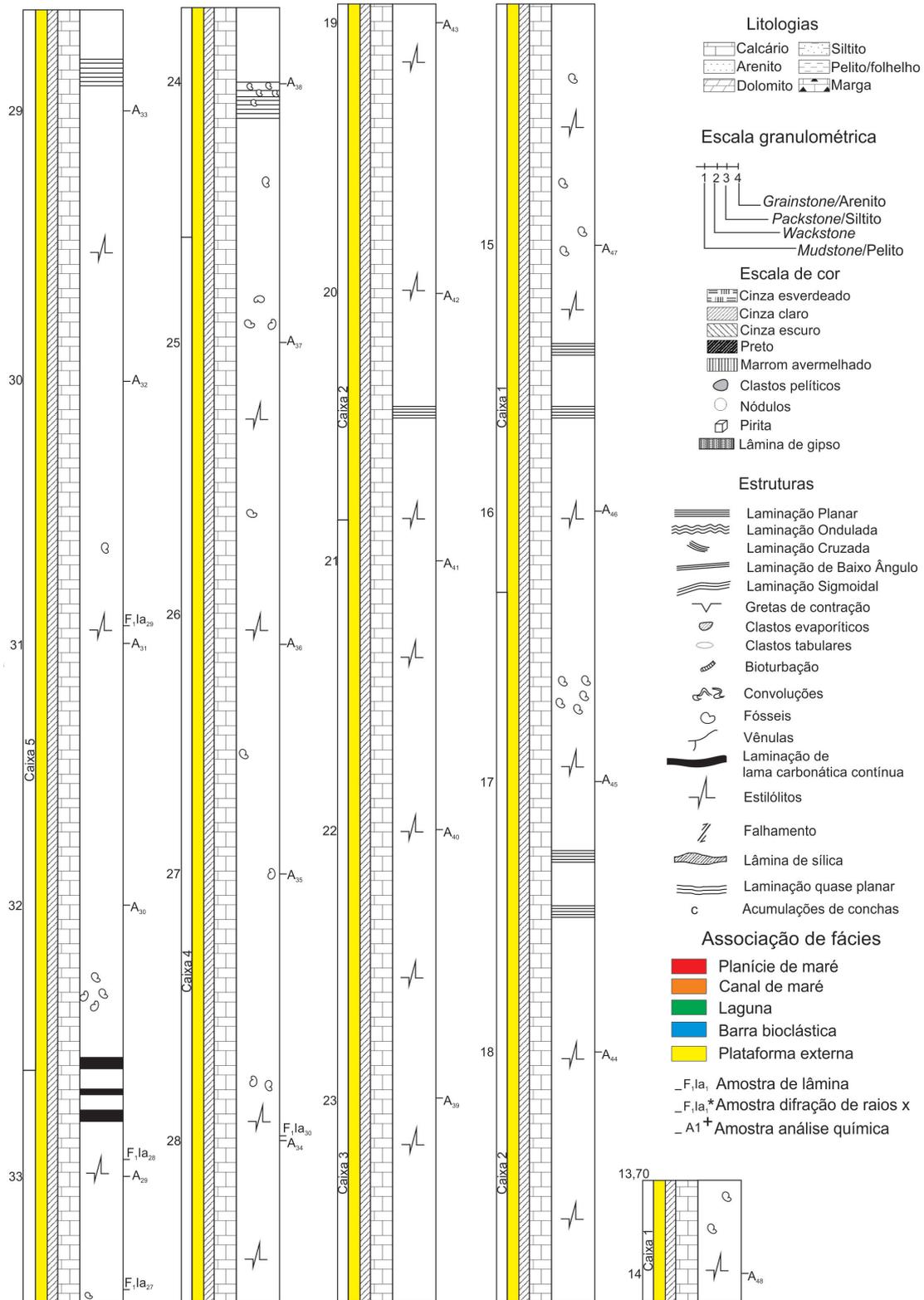


Figura 2. Continuação.

## ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

### Planície de maré (AF1)

AF1 corresponde às fácies e microfácies de arenito com *rip up clasts* (Arc), dolomito fino laminado (DII), *dolomudstone* com terrígenos (Dt), arenito maciço piritoso (Am) e dolomito silicificado com terrígenos (Ds). As fácies de Arc e DI se alternam formando um pequeno ciclo de exposição

e precipitação subaquosa separados pela camada de Am. Os arenitos com *rip up clasts* são cinza esverdeados (Figura 3) constituídos de quartzo monocristalino de extinção ondulante, variando de 10 µm a 175 µm (53%). Os *rip up clasts* (44%) são angulosos a subangulosos, variam em tamanho de 30 µm a 1800 µm e possuem uma laminação interna planar (Figura 4A). Muscovita detrítica (2%) cujo comprimento chega a 55 µm. Subordinadamente ocorrem fraturas preenchidas por quartzo (Figura 4B) e argilominerais. A composição

**Tabela 1.** Tabela de fácies, estruturas sedimentares e respectivos processos.

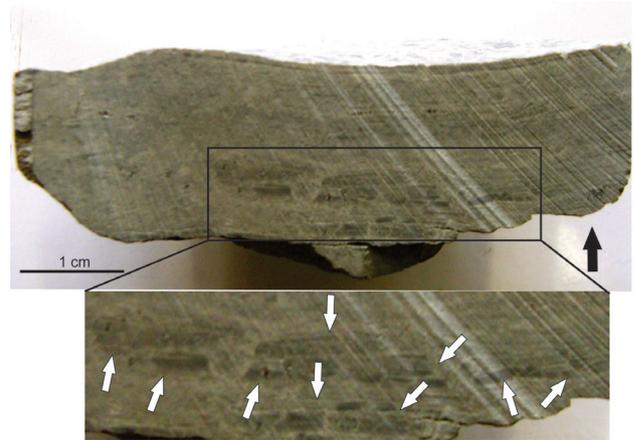
Fácies/Microfácies	Estruturas	Processo
Arenito com <i>rip up clasts</i> (Arc)	Laminação plano paralela, gretas de contração e <i>rip up clasts</i>	Deposição em leito plano; exposição e posterior dessecação
Dolomito fino laminado (DI)	Laminação plano paralela a levemente ondulada;	Precipitação bioquímica com alternância de granulação
<i>Dolomudstone</i> com grãos terrígeno (Dt)	Maciço com grãos de quartzo disseminados na matriz	Precipitação bioquímica com influxo de terrígenos
Dolomito silicificado com grãos terrígenos (Ds)	Laminação plano paralela a localmente ondulada, com microfalhas	Precipitação bioquímica, alternância de cristais de diferentes granulações e influxo trativo, localmente deformação sinsedimentar
Arenito maciço (Am)	Maciço com cristais de pirita disseminados	Liquefação e rápida deposição com filmes de argilitos
Arenito com laminação wavy (Aw)	Laminação cruzada wavy	Alternância de tração e suspensão, sob ação de correntes de maré
Siltito com laminação cruzada (Sc)	Laminação cruzada de baixo ângulo a ondulada, localmente laminação convoluta	Alternância de tração e suspensão em fluxo oscilatório, sobrecarga e liquefação
Marga com laminação cruzada (Mc)	Laminação cruzada cavalgante	Precipitação química e processos trativos e suspensivos, sob ação de fluxo oscilatório
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac)	Estratificação cruzada acanalada e subordinadamente laminação cruzada coberta por lama	Migração de dunas subaquosas de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior <i>foresets</i> cobertos por lama
Siltito maciço (Sm)	Maciço	Deposição por suspensão
Folhelho maciço (Fm)	Maciço e localmente laminado com pirita	Deposição por suspensão e rápido influxo trativo
<i>Mudstone</i> com fósseis (Mf)	Maciço com conchas	Precipitação bioquímica e proliferação de organismos
<i>Floatstone</i> com braquiópodes (Fb)	Maciço com fósseis de braquiópodes	Precipitação bioquímica e proliferação de braquiópodes
<i>Mudstone</i> maciço (Mm)	Maciço	Precipitação bioquímica
<i>Grainstone</i> fóssilífero e oolítico (Gf)	Laminação cruzada, fósseis e ooides	Precipitação bioquímica com migração de marca ondulada
<i>Grainstone</i> com grãos terrígenos (Gt)	Laminação cruzada, terrígenos, fósseis e ooides	Precipitação bioquímica com migração de marca ondulada
<i>Wackestone</i> fóssilífero (Wf)	Maciço e localmente plano paralela	Precipitação bioquímica
<i>Wackestone</i> com grãos terrígenos (Wt)	Maciço com fósseis e grãos de quartzo	Precipitação bioquímica com influxo trativo
<i>Mudstone</i> maciço (Mm)	Maciço com fósseis	Precipitação bioquímica com atividade biológica

mineralógica foi confirmada por difração de raios x revelando ainda, além de quartzo e muscovita, plagioclásio.

A microfácies de dolomito fino laminado (D1) é de coloração cinza, matriz fina (75%) com laminação planar (Figura 5A) e calcita espática (15%) na forma de cimento de granulação grossa chegando a 250  $\mu\text{m}$  (Figura 5B). Ocorrem ainda grãos de sílica autigênica (Figura 5C) na borda dos poros (1,5%), pirita eudral a subedral com tamanho de 20  $\mu\text{m}$  a 80  $\mu\text{m}$ . Óxido/hidróxido de ferro (6%) impregnando *dissolution seams* (Figura 5D) e peloides subarredondados (2,5%).

A fácies de arenito maciço (Am) é de coloração preta. O arenito é muito fino a fino com grãos subangulosos a subarredondados, moderadamente a bem selecionados (Figura 5E). Prevalecem os grãos de quartzo que variam em tamanho de 15  $\mu\text{m}$  a 130  $\mu\text{m}$ . São monocristalinos de extinção ondulante. O quartzo policristalino com extinção ondulante é menos comum, com tamanho variando (Figura 5G) entre 75  $\mu\text{m}$  e 100  $\mu\text{m}$ . Os feldspatos potássicos (Figura 5G) têm maclaamento “xadrez”, extinção ondulante e tamanho variando de 40  $\mu\text{m}$  a 160  $\mu\text{m}$ . Os plagioclásios (Figura 5G) têm maclaamento albita, extinção ondulante e tamanho variando de 65  $\mu\text{m}$  a 140  $\mu\text{m}$ . Ainda ocorrem fragmentos de rocha pelítica e grãos de muscovita detrítica (Figura 5h), além de pirita (Figura 5F) subédrica com tamanho de 10  $\mu\text{m}$  a 80  $\mu\text{m}$ . A cimentação é feita por calcita (Figura 5G) e óxido/hidróxido de ferro (Figura 5F).

A microfácies de dolomito fino silicificado (Ds) tem coloração cinza, é laminado (Figura 6A) e contém grãos terrígenos. A laminação é destacada por lâminas de argilito (8%) e dolomita de granulação fina a média (33%) (Figura 6B), mostrando deformações e falhas sinsedimentares (Figura 6C). Os grãos são de quartzo monocristalino (18%) subangulosos a subarredondados medindo 18  $\mu\text{m}$  a 70  $\mu\text{m}$ ,



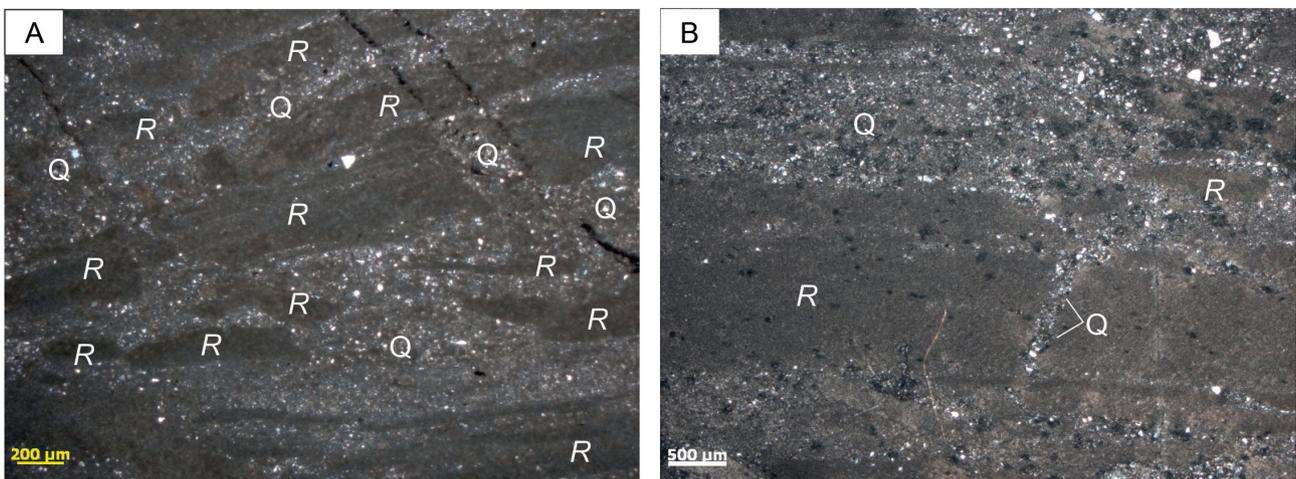
**Figura 3.** Fácies Arc com *rip up clasts* subangulosos a angulosos em forma alongada com laminação interna.

microquartzo (23%) silicificando a matriz (Figura 6D). A pirita (15%) ocorre formando lâminas e também disseminando nas camadas de dolomita, os cristais são eudrais a subeudrais e variam de 12  $\mu\text{m}$  a 65  $\mu\text{m}$ . Muscovita detrítica é subordinada perfazendo 3% e variando de 40  $\mu\text{m}$  a 68  $\mu\text{m}$ .

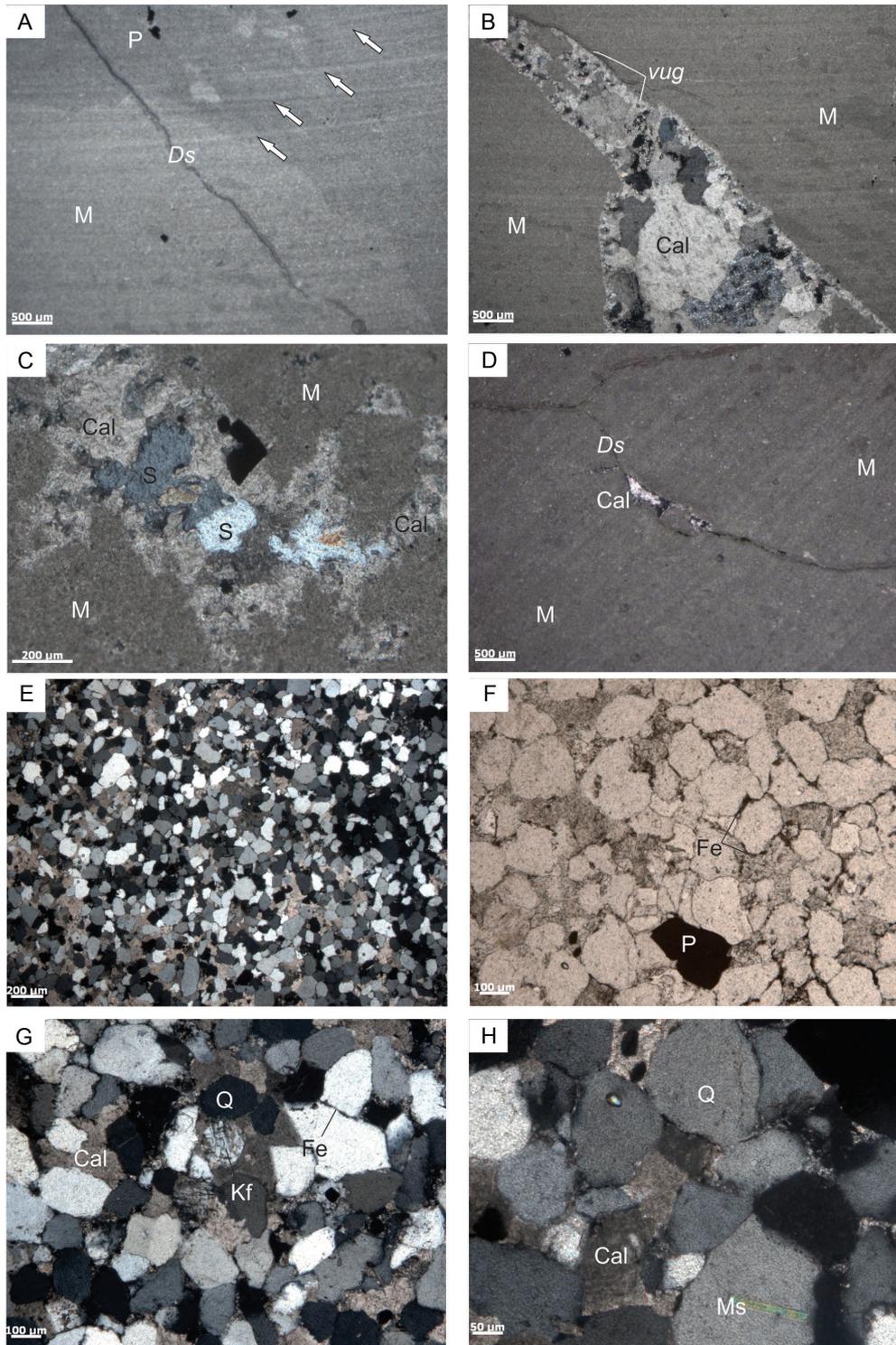
A microfácies de *dolomudstone* com grãos de terrígenos (Dt) é maciça e de coloração cinza clara (Figura 7A). Matriz fina (92%) (Figura 7B), quartzo monocristalino subarredondados (6%), com 10  $\mu\text{m}$  a 60  $\mu\text{m}$  de tamanho e pirita subédrica de até 20  $\mu\text{m}$  (2%).

#### Interpretação

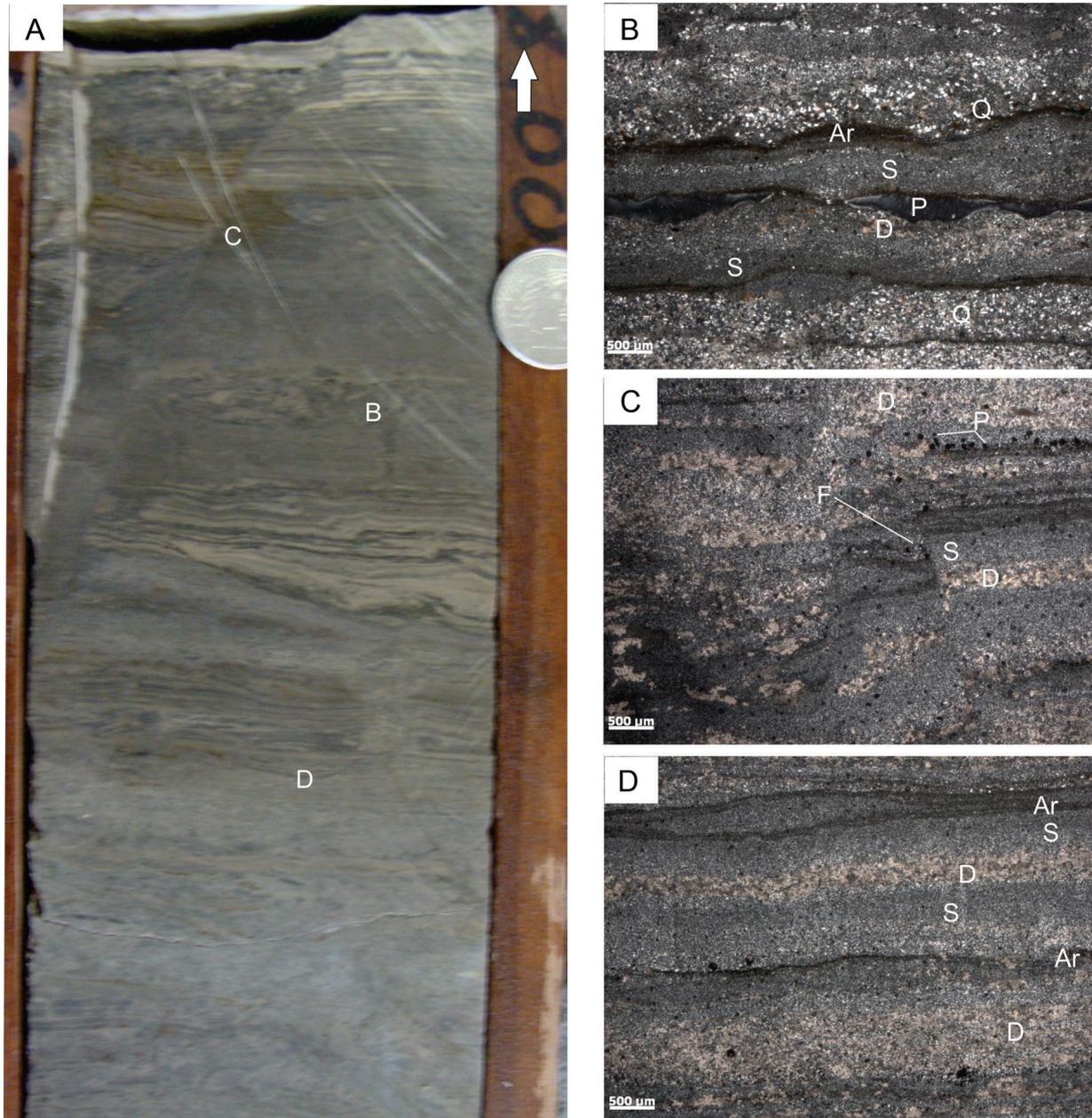
Esta associação de fácies é interpretada como planície de maré mista, formando ciclos de exposição subárea e



**Figura 4.** Fácies Arc. A: R: *rip up clasts* laminados de granulação muito fina a fina. Q: quartzo detrítico monocristalino, subanguloso a subarredondado; B: R: *rip up clast*. Q: quartzo monocristalino e fratura preenchida por sílica e subordinadamente argilominerais.



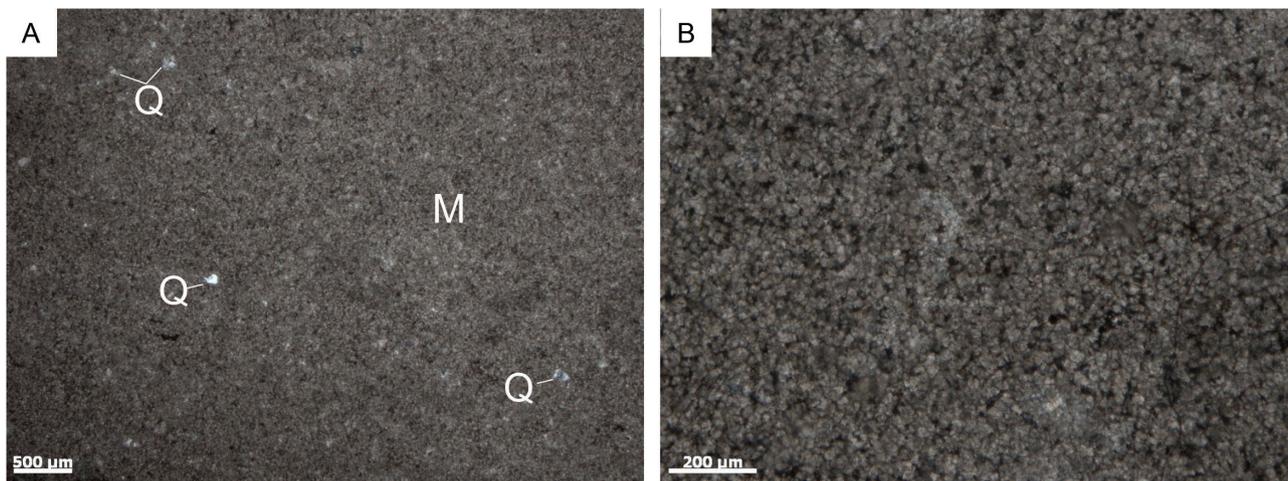
**Figura 5.** Microfácies dolomito fino laminado (Dl) e Arenito maciço piritoso (Am). **A:** M: matriz micrítica (<4 µm) com laminação planar a levemente inclinada (setas brancas); **B:** Matriz micrítica (M) cimento de calcita espática (Cal) preenchendo porosidade; **C:** Matriz micrítica (M) com (Cal) calcita espática preenchendo poro, sílica como cimento na borda dos poros e pirita subeudral (P); **D:** feição de *dissolution seams* (Ds), e porosidade preenchida por calcita espática (Cal); **E:** visão geral da fácies Am com grãos finos, moderadamente selecionados e subarredondados a subangulosos; **F:** pirita subeudral disseminada; **G:** quartzo (Q), e K feldspato (Kf), cimentados por carbonato (Cal) e óxidos/hidróxidos de ferro (Fe); **H:** muscovita detrítica (Ms) de hábito lamelar e alta cor de interferência.



**Figura 6.** Microfácies dolomito fino silicificado com terrígenos (Ds). **A:** Intercalações macroscópicas de dolomita, sílica, argila e quartzo detritico com falhamento sinsedimentar (escala: 7,5 cm diâmetro do testemunho); **B:** alternância microscópica de quartzo detritico (Q), sílica microcristalina (S), dolomita (D) e filmes de argila (Ar); **C:** falhamento sinsedimentar normal cortando todas as camadas; **D:** laminações de argila (Ar) ondulada, intercalada com dolomita (D) e sílica (S).

sedimentação subaquosa. A fácies de Arc foi sujeita a processos de ressecamento, formando as gretas de contração e de *rip up clasts* (Shinn, 1983; Tucker, 2012). A fácies (D1) contém pequenas quantidades de grãos terrígenos eventualmente de origem eólica. A laminação planar é causada pela diferença nos cristais de micrito que segundo Bosellini (apud Flügel, 2004) podem ser chamados de micrito 1 (< 4  $\mu\text{m}$ )

e micrito 2 (4 a 30  $\mu\text{m}$ ). A fácies de Am está associada aos fluxos de fluidificação com rápida deposição. A acumulação de pirita e a formação de óxido/hidróxido de ferro estão relacionados à concentração e maturação da matéria orgânica. A intercalação de quartzo monocristalino, dolomita, quartzo autigênico e lâminas de argila na microfácies Ds indicam alternância de processos trativos, de suspensão e



**Figura 7.** Microfácies *dolomudstone* com grãos terrígenos (Dt) **A:** Matriz dolomítica (M) com grãos de quartzo (Q). **B:** *Dolomudstone* de granulção muito fina a fina.

de precipitação de carbonato. As falhas na microfácies Ds provavelmente envolvem a rápida deposição com camadas saturadas em água e movimentação vertical ou deslocamento lateral para baixo de um declive, que poderia ser a superfície deposicional original (Lindholm, 1987 e Pratt et al., 1992). A microfácies de *dolomudstone* com grãos de terrígenos (Dt) é maciça formada pela precipitação de dolomita. As fácies D1 e Dt apesar de terem processos semelhantes diferenciam-se em granulção, cimentação, laminação e na quantidade de terrígenos.

Segundo Shinn (1983) e Pratt et al. (1992), as planícies de maré carbonáticas/mistas são caracterizadas por sistemas integrados dominados pela ação de maré. As gretas de contração são as feições mais características destes depósitos e os *rip up clasts* são gerados pela fragmentação durante a formação das gretas. Os processos de dolomitização e silicificação são mais comuns no limite supramaré/intermaré e na alternância de tração e suspensão, com deposição de finas lâminas de argila intercalada com quartzo monocristalino, indica períodos de inundação e retrabalhamento do material terrígeno associado. Essa alternância de períodos de exposição e posterior inundação, com influxo de material terrígeno para área de deposição é característica das zonas de supramaré/intermaré de clima úmido.

### Canal de maré (AF2)

Essa associação é constituída por arenito com acamamento *wavy* (Aw), siltito com laminação cruzada (Sc), marga com laminação cruzada cavalgante (Mc) e arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac).

A fácies de arenito com laminação cruzada *wavy* (Aw) (Figura 8) tem os grãos muito finos a finos, subarredondados a subangulosos e bem selecionados. No topo da camada falhas sinsedimentares (Figura 9A) deslocam as lâminas.

Como componentes subordinados ocorrem pirita, quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha metamórfica.

A fácies de siltito com laminação cruzada (Sc) possui finos grãos de quartzo e lama cobrindo os *foresets*. As lâminas são lateralmente descontínuas e de baixo ângulo (<10°). Localmente encontram-se falhas sinsedimentares e as lâminas apresentam feições de deformação típicas de liquefação correspondentes a convoluções (Figura 9B).

A fácies de marga com laminação cruzada cavalgante (Mc) (Figura 9C) possui grãos variando de 45 µm a 100 µm em tamanho. A marga tem composição calcítica e entre os grãos terrígenos ocorrem quartzo, feldspato e muscovita. Como mineral autigênico encontra-se pirita subedral.

A fácies de arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac) tem grãos finos a grossos e mal selecionados. A estratificação cruzada possui base escavada com recobrimento pelítico dos *foresets*, subordinadamente as laminações são de baixo ângulo e de base reta contendo filmes pelíticos (Figura 9D).

### Interpretação

Essa associação de fácies é interpretada como canal de maré, e constitui-se de depósitos terrígenos de granulometria fina a grossa. Segundo Shinn (1983) e Boggs Jr. (2006), os canais de maré são subambientes das zonas de intermaré à inframaré. Os processos deposicionais atuantes são relacionados à tração e suspensão. A tração age durante a corrente dominante (*flood tide*), gerando laminação cruzada, enquanto a maré estufa (*slack water*) deposita lama recobrindo o topo das estratificações (Visser, 1980). Posteriormente a maré dominante retrabalha os depósitos lamosos dando prosseguimento ao ciclo.

A migração de formas de leito e a precipitação carbonática tornam-se as responsáveis pela formação de laminação cruzada cavalgante (Lindholm, 1987; Bridge e Demicco,



**Figura 8.** Acamamento wavy, com preenchimento de lama nos foresets, as laminações são levemente inclinadas a totalmente cruzada.

2008), onde o influxo de terrígenos intercala-se com micrito. Os arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada são gerados pela migração de formas de leito com de cristas sinuosas (Lindholm, 1987).

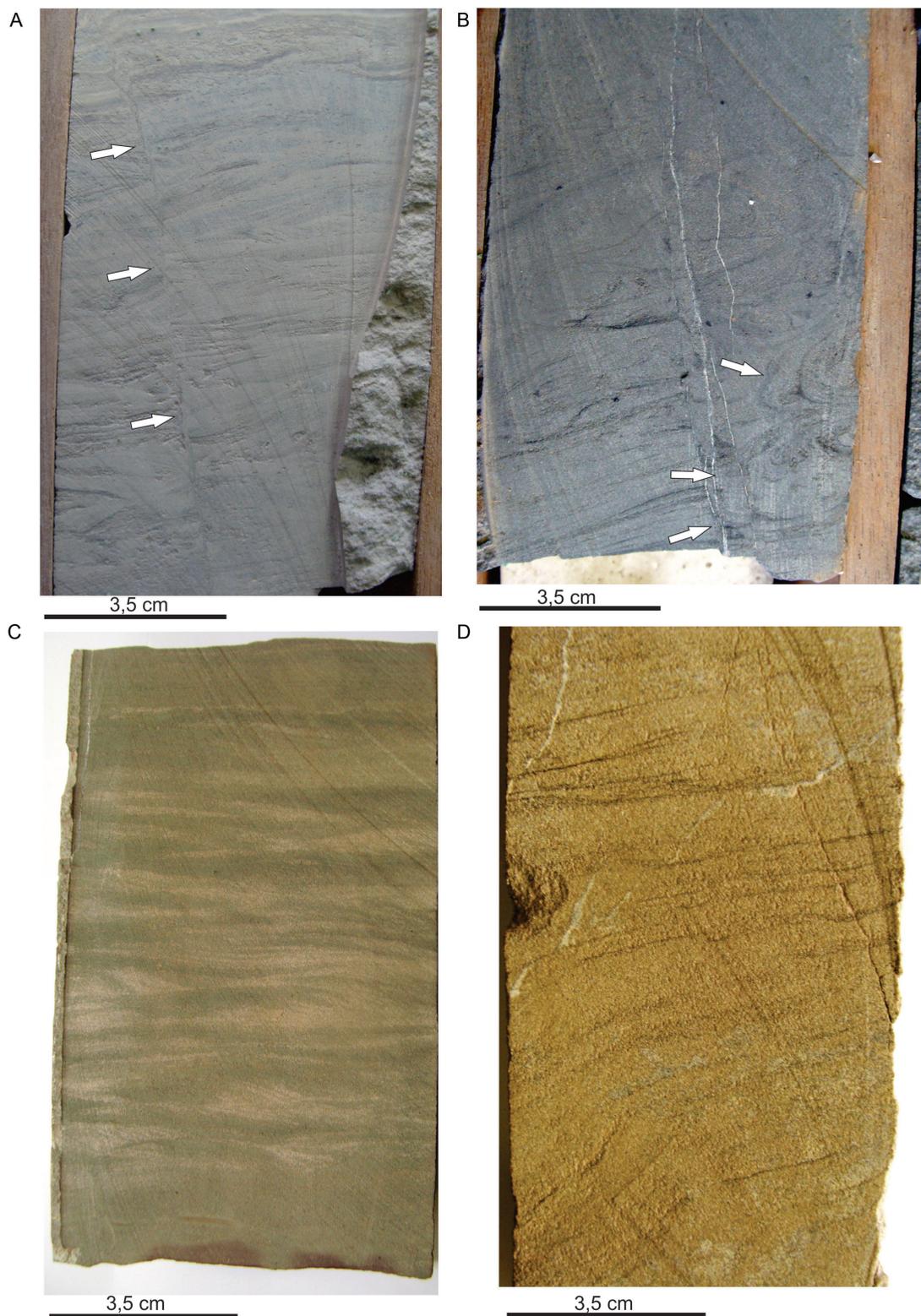
### Laguna (AF3)

A AF3 é constituída por siltito maciço (Sm), *mudstone* com fósseis (Mf), *floatstone* com braquiópodos (Fb) e folhelho maciço piritoso (Fm).

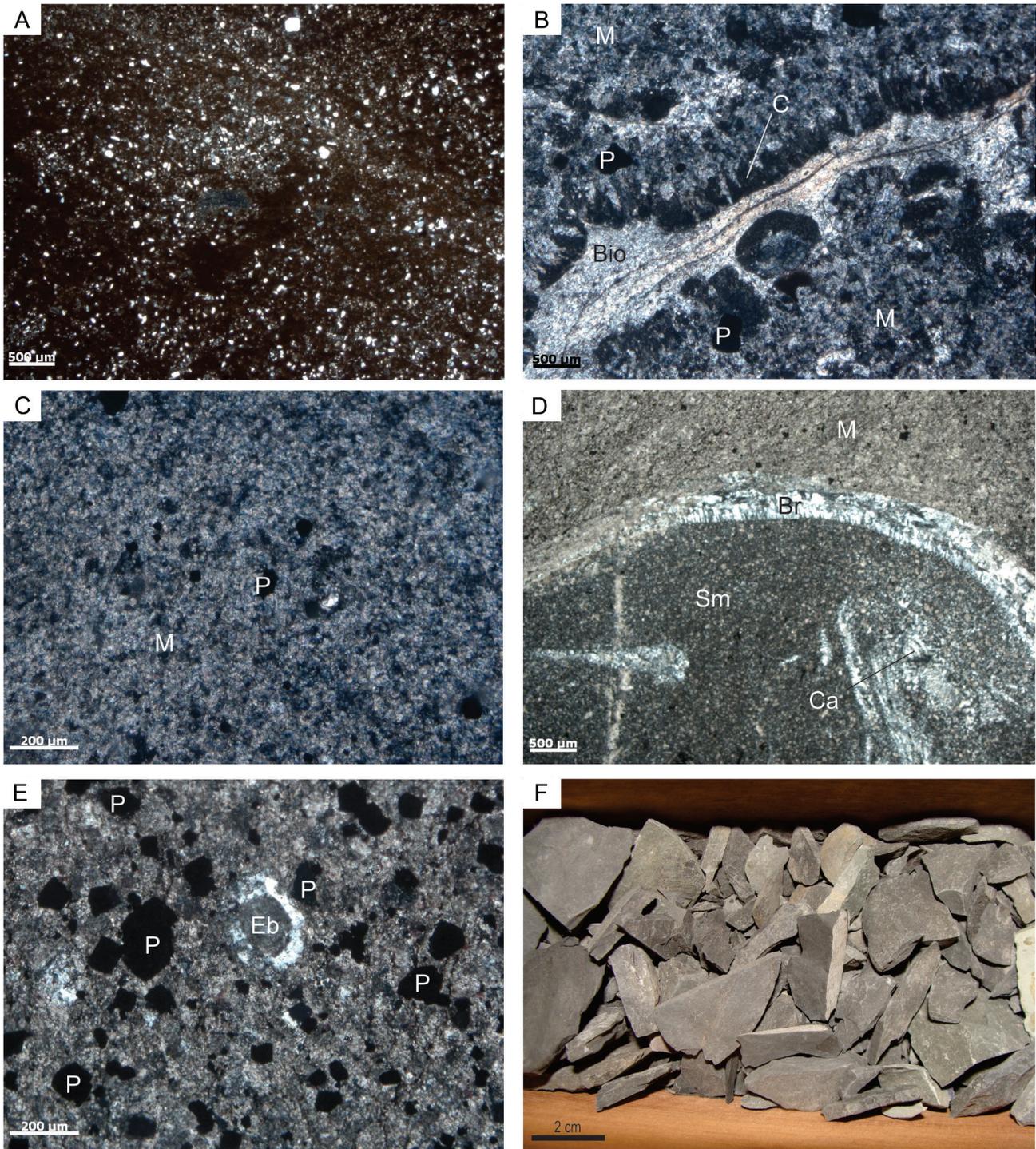
A fácies Sm tem coloração vermelha maciça, por vezes quebradiça e friável. Quando vista em lâmina (Figura 10A) apresenta uma matriz constituída de óxidos e hidróxidos de ferro, com quartzo monocristalino de extinção ondulante e raros grãos de plagioclácio com maclamento albita. A microfácies Mf é composta de matriz calcítica afanocristalina (45%) e de bioclastos alterados indiferenciados (20,5%), que variam de 10  $\mu\text{m}$  a 80  $\mu\text{m}$ . Cimento de calcita espática (8,5%) com textura *bladed* (Figura 10B) e em forma de fibras envolve alguns bioclastos. Pirita de faces euedrais

a subedrais (Figura 10C) com tamanho de 12  $\mu\text{m}$  a 60  $\mu\text{m}$  encontra-se disseminada (17%) se concentra localmente ao redor de fósseis e do cimento tipo *bladed*. O quartzo autigênico preenche poros e substitui fósseis. Varia em tamanho de 8  $\mu\text{m}$  a 100  $\mu\text{m}$  e apresenta extinção ondulante (9%).

A microfácies Fb é constituída de matriz calcítica, com evidências de neomorfismo (35%) e silicificação. Os constituintes são conchas de braquiópodos (28%), espinhos de braquiópodos (5%), bivalves (3%) e foraminíferos (1%) cimentados por calcita espática. As conchas de braquiópodos variam de 50  $\mu\text{m}$  a 2500  $\mu\text{m}$  e são em parte silicificadas por microquartzo (Figura 10D). Os espinhos variam de 20  $\mu\text{m}$  a 35  $\mu\text{m}$  e são constituídos de sílica (Figura 10E). Calcedônia e microquartzo bordejam os espinhos e substituem bioclastos. Os foraminíferos alcançam até 15  $\mu\text{m}$  de tamanho e são micritizados. Pirita varia de 10  $\mu\text{m}$  a 50  $\mu\text{m}$  de forma subedral (16%). Óxidos/hidróxidos de ferro (12%) impregnam *dissolutions seams* na matriz. A fácies Fm (Figura 10F) possui 40 cm de espessura, sua base é maciça e grada para delgadas laminações planares com pirita disseminada.



**Figura 9.** Feições macroscópicas em testemunho de sondagem da associação AF2. **A:** Acamamento wavy cortada por falha sinsedimentar; **B:** siltito com laminação cruzada de baixo ângulo e base reta e laminções convolutas (setas brancas); **C:** margas com laminação cruzada cavalgante supercrítica originadas de processos de tração e suspensão com influxo causado pela migração de formas de leito; **D:** arenito fino a grosso com estratificação cruzada acanalada com *drapes* de argila preenchendo os *foresets*.



**Figura 10.** Fotomicrografias de AF3. **A:** fácies siltito maciço avermelhado, com matriz constituída de óxidos/hidróxidos de ferro, com grãos de quartzo disseminados nesta matriz; **B:** bioclastos (B) cimentado por calcita em *bladed* (C) e pirita disseminada (P); **C:** matriz calcítica afanocristalina; **D:** concha de braquiópode silicificada (Bs) e laminações de *dissolution seams* (setas); **E:** espinho de braquiópode silicificado (E) com borda de quartzo autigênico (S) e grande acumulação de pirítia subeudral a eudral (P); **F:** fácies folhelho negro maciço.

### Interpretação

A fácies Sm foi depositada em ambiente lagunar de baixa energia e a cor vermelha da fácies reflete o processo oxidante em lâmina de água pouco espessa. As microfácies Mf e Fb possuem matriz micrítica neomorfolizada com fósseis preservados pela silicificação e sem evidências de quebraimento ou retrabalhamento, indicando uma deposição em ambiente calmo.

Fósseis de braquiópodos, bivalves e bioclastos indiferenciados são condizentes com uma baixa diversidade observada em ambientes com variação de salinidade como em lagunas (Kjerfve, 1994; Herrera-Silveira, 1996; Newton e Mudge, 2003). A fácies Fm sugere deposição em maior profundidade de laguna, indicada pela maior preservação da matéria orgânica junto com a pirita, típicas de ambiente anóxico. A anoxia foi gerada pela acumulação da matéria orgânica *post mortem* de animais e plantas continentais abundantes durante o carbonífero. As lagunas costeiras são caracterizadas por sedimentos finos e delimitadas por barras bioclásticas (Flügel, 2004). A comunicação com o mar é feita através dos canais arenosos que cortam as barras. *Mudstone* e *floatstone* com fósseis de braquiópodos, bivalves e bioclastos indiferenciados corroboram com uma laguna com conexão marinha via canais de *inlet* com variação de salinidade e fósseis caracteristicamente marinhos (Flügel, 2004; Tucker e Wright, 1990; Wilson, 1975).

### Barra bioclástica (AF4)

Esta associação é constituída por *grainstone* oolítico fossilífero (Gf) e *grainstone* com terrígenos (Gt).

A microfácies Gf é constituída de ooides (16%) com núcleo de calcita microcristalina. Os bioclastos são de equinodermas (Figura 11A) (16%), de braquiópodos (Figura 11C) (10%), fragmentos de algas vermelhas (4%), foraminíferos (Figura 11D) (7%) e de bivalves (10%). Ainda foram observados bioclastos indiferenciados (7%), ostracodes (6%) e fragmentos de briozoários (9%). O cimento é de calcita espática (6%). Óxido/hidróxido de ferro impregnam *dissolution seams* (2%). Cristais de pirita e de quartzo são raros (5%) e subordinadamente quartzo monocristalinos subarredondados de até 60 µm de tamanho (2%).

A microfácies Gt possui os mesmos constituintes da microfácies Gf, porém com maior proporção de grãos terrígenos (25%) que incluem quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (Figura 11B). Os bioclastos são representados por braquiópodos (10%), equinodermas (12%), foraminíferos (4%) e bivalves (14%). Ooides (14%) e intraclastos (8%) são os grãos aloquímicos. O cimento é de calcita espática na forma de crescimento sintaxial (8%). Pirita de hábito cúbico ocorre disseminada na rocha (5%).

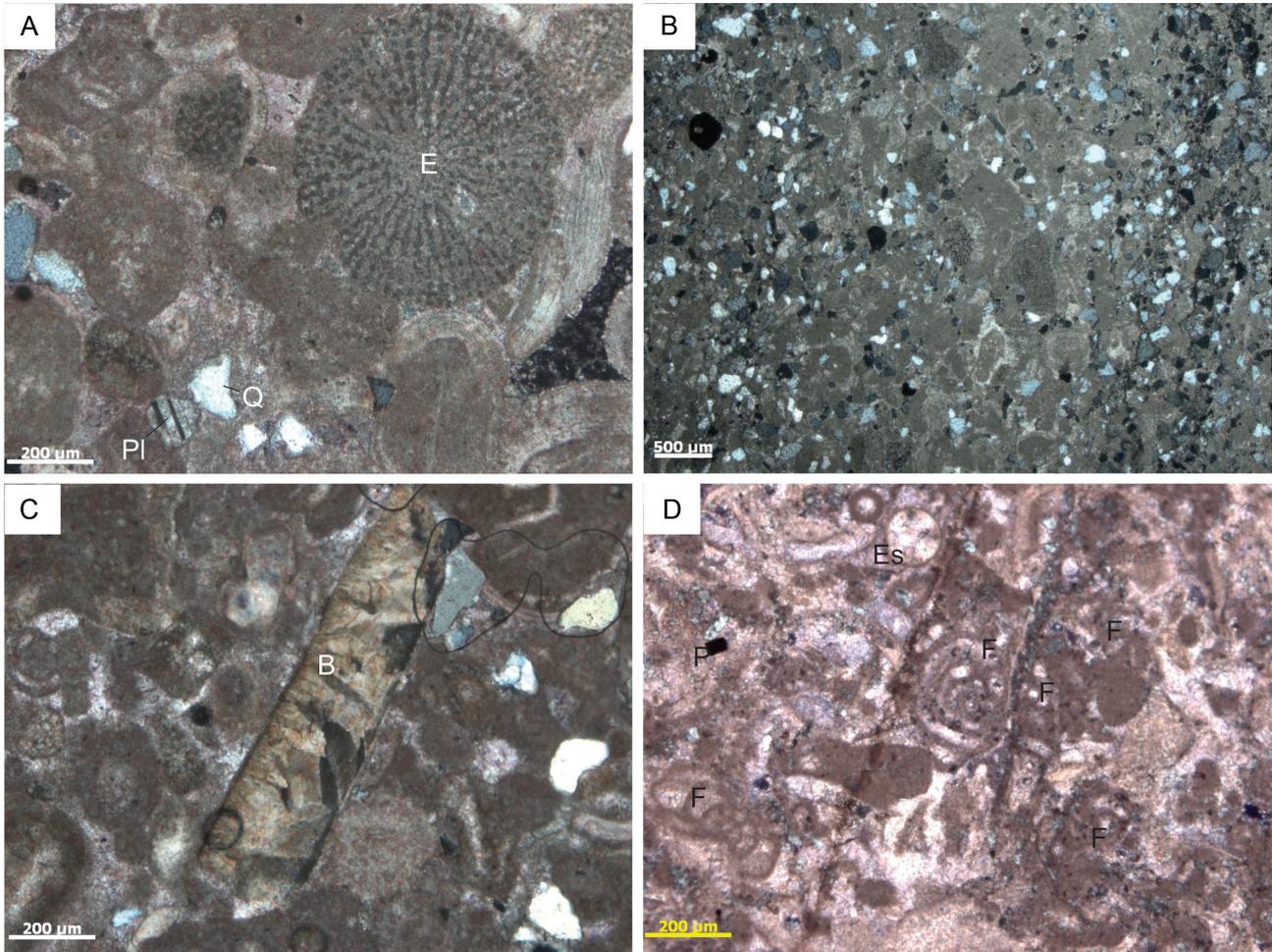
### Interpretação

As microfácies Gf e Gt são características de ambientes de alta energia, onde ondas e/ou correntes de maré retrabalham o substrato marinho inconsolidado composto por areias bioclásticas formada por intraclastos, ooides, agregados carbonáticos e bioclastos gerando baixios ou barras. As barras ou barreiras diferem das lagunas por serem depósitos de granulometria grossa com ausência de lama carbonática, predominando a precipitação de cimento de calcita espática e a micritização diagenética. Os fósseis encontram-se fragmentados, como no caso dos braquiópodos, bivalves e equinodermas e não fragmentados, como nos casos de foraminíferos e ostracodes. Moutinho (2006) argumenta que testas de foraminíferos preservadas em barras bioclásticas são acumuladas mais na porção marginal destas formas de leito, onde a ação de correntes é mínima. Baseado em Moutinho (2006) pôde-se propor um modelo para a deposição nas barras, onde abaixo da zona de ação de correntes teríamos a acumulação de foraminíferos e ostracodes. Porém na zona de ação de correntes ocorreria a deposição de ooides, fragmentos de conchas e espinhos de braquiópodos, equinodermas, fragmentos de bivalves e de algas vermelhas, material terrígeno (quartzo e feldspato), intraclastos e agregados carbonáticos.

### Plataforma externa (AF5)

Esta associação é constituída por *wackestone* fossilífero (Wf), *wackestone* com grãos terrígenos (Wt) e *mudstone* maciço (Mm).

A microfácies Wf (Figura 12A) é composta por calcita afanocristalina magnésiana (29%), de ooides (8%), que variam de 10 µm a 40 µm, peloides (2%) que alcançam no máximo 10 µm de tamanho. Os bioclastos são de braquiópodos (Figura 12B) (9%), equinodermas (11%), bivalves (10%), foraminíferos (Figura 12C) (20%), além de fragmentos de algas (5%). Os braquiópodos variam de 30 µm a 120 µm e as seções transversais dos espinhos variam de 10 µm a 40 µm sendo constituídos de calcita espática. Os fragmentos de equinodermas variam de 40 µm a 160 µm, possuem extinção ondulante, são angulosos a subarredondados e pertencem à classe equinoide. As conchas de bivalves exibem extinção ondulante, são constituídas de calcita microespática e por vezes apresentam aspecto fibroso original. Os foraminíferos variam em tamanho de 10 µm a 80 µm e são representados por *Millerella* e fusulinídeos com as bordas das testas micritizadas. O interior das testas pode ser preenchido por micrito ou calcita microespática. Os fragmentos de algas vermelhas são alongados, com os filamentos calcificados preservados e variam em tamanho de 50 µm a 120 µm. Os grãos terrígenos subangulosos a subarredondados são escassos e representados por quartzo



**Figura 11.** Microfácies Gf e Gt. **A:** microfácies Gf com espinhos de equinodermas (E) bordejados por cimento sintaxial além de fragmentos de conchas e plagioclásio e quartzo (Pl e Q); **B:** vista geral da microfácies Gt com maior proporção de grãos terrígenos, além de fósseis e intraclastos; **C:** destaque no centro da fotomicrografia, fragmento de concha de braquiópode com a ornamentação interna preservada; **D:** microfácies Gf com conchas de foraminíferos (F), espinho de braquiópodes com característica extinção ondulante (Es) e pirita subeudral disseminada (P).

monocristalino de extinção ondulante (6%) e possuem de 20  $\mu\text{m}$  a 60  $\mu\text{m}$  de tamanho.

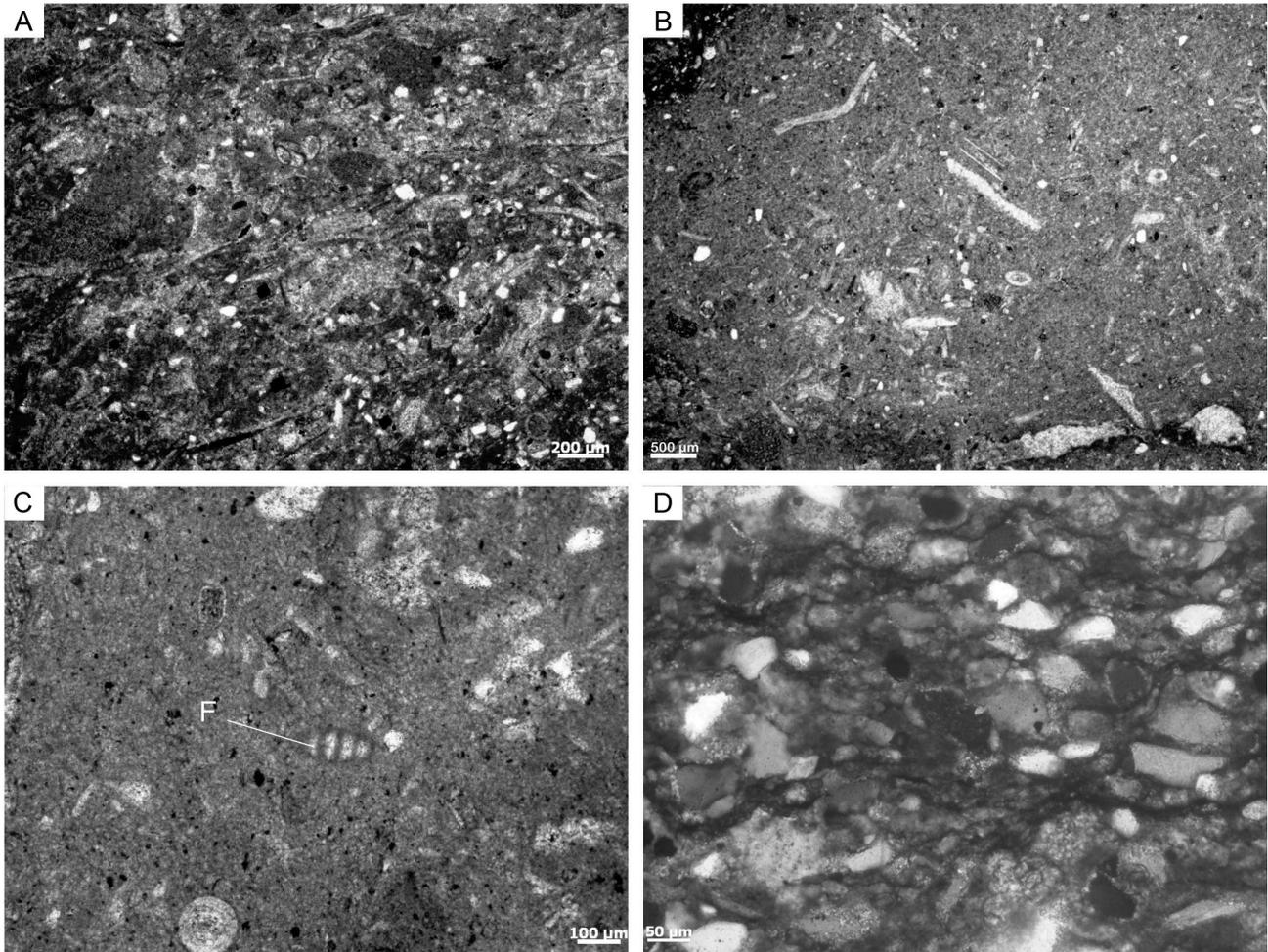
A microfácies Wt é constituída de matriz, bioclastos de braquiópodes (12%), pelecípodes (15%) e foraminíferos (18%), envolvidos pela matriz de calcita microcristalina variando em granulação de muito fina a fina (30%). Os braquiópodes com concha pontuada variam de 60  $\mu\text{m}$  a 400  $\mu\text{m}$  e extinção ondulante; foi identificado o gênero *composita sp.*, (Figura 13A), característico do neocarbo-nífero-eopermiano. Os bivalves apresentam-se como fragmentos de conchas que variam de 90  $\mu\text{m}$  a 240  $\mu\text{m}$ . Os foraminíferos são do gênero *Millerella* e da subordem fusulinídeo e com tamanho até 260  $\mu\text{m}$  (Figura 13B). Os grãos terrígenos (25%) são representados por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (Figura 12D). Os grãos de quartzo são monocristalinos de extinção ondulante variando em

tamanho de 50  $\mu\text{m}$  a 180  $\mu\text{m}$ ; são arredondados a subarredondados. Os grãos de feldspato não possuem indícios de alterações, variando de 60  $\mu\text{m}$  a 130  $\mu\text{m}$  e são subangulosos a subarredondados. Os grãos de plagioclásio possuem maclamento albita e extinção ondulante; os grãos variam de 82  $\mu\text{m}$  a 150  $\mu\text{m}$  sendo subangulosos a subarredondados.

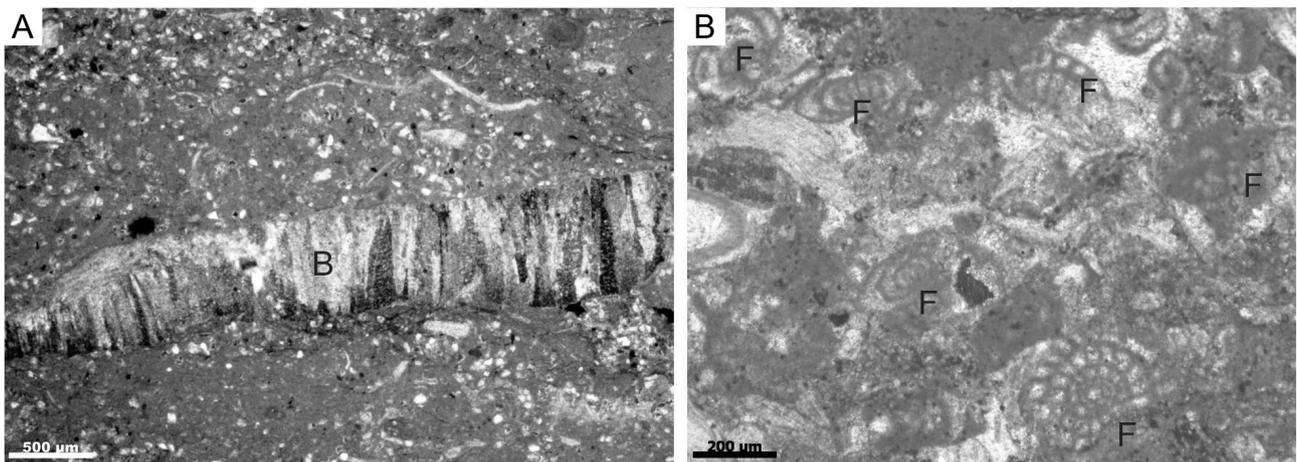
A microfácies Mm é composta de calcita microcristalina (98%), com raros grãos de quartzo monocristalinos, subarredondados a arredondados, de tamanho de até 40  $\mu\text{m}$  e extinção ondulante (2%).

#### Interpretação

As microfácies Wf e Wt representam uma deposição em ambiente relativamente calmo, caracterizado pela intensa precipitação de lama carbonática. A grande diversidade



**Figura 12.** Microfácies Wf e Wt. **A:** vista geral da microfácies Wf com lama carbonática na matriz e bioclastos disseminados; **B:** vista geral mostrando os fragmentos de conchas de braquiópodes; **C:** foraminífero (F) em matriz lamosa da microfácies Wf; **D:** detalhe da microfácies Wt mostrando os grãos de quartzo monocristalinos contidos na matriz lamosa.



**Figura 13.** Microfácies Wf e Wt. **A:** braquiópode do gênero *composita* sp na microfácies Wf; **B:** foraminíferos representativos das microfácies Wf e Wt.

fossilífera nestas fácies, incluindo braquiópodes, equinodermas, bivalves, foraminíferos (*Millerella* e fusulinídeos) e algas, indica um ambiente marinho raso plataformar, relativamente quente com salinidade normal (Tucker, 1992; Matsuda, 2002; Scholle e Scholle, 2003; Flügel, 2004). A identificação do gênero de braquiópodes *composita sp.* caracteriza plataforma rasa e quente (Loeblich e Tappan, 1964; Moore, 1965), além de posicionar em uma idade Neocarbonífera-Eopermiana.

## MODELO DEPOSICIONAL

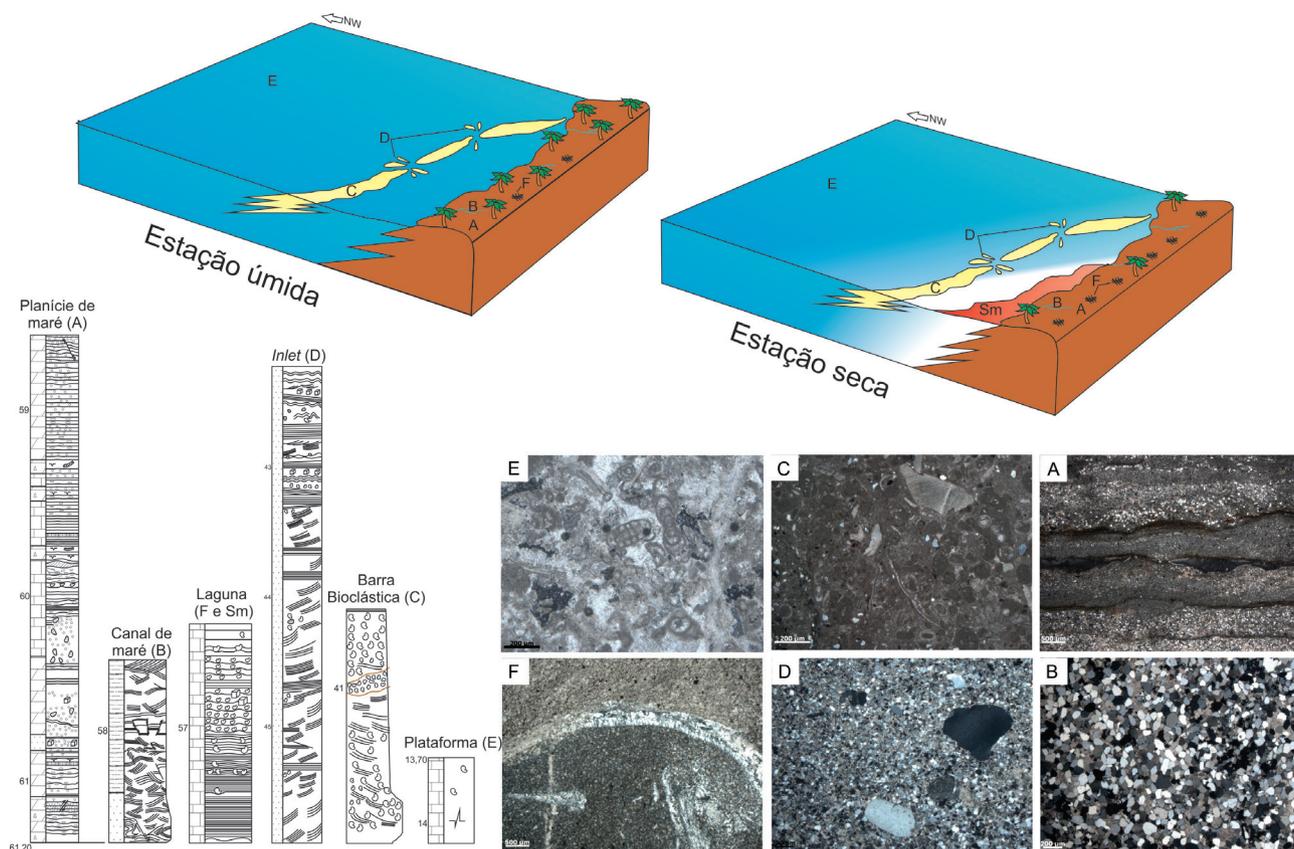
O modelo deposicional corresponde a um sistema costeiro misto, composto de planície de maré carbonática (AF1), canais de maré e *inlet* (AF2), laguna (AF3), barras bioclásticas (AF4) e plataforma carbonática (AF5).

A planície de maré mista (AF1) é constituída de ciclos de exposição subaérea com gretas de contração e deposição subaquosa com formação de dolomito, além de rápida deposição de areias maciças. Segundo Tucker e Wright (1990), Jones e Desrochers (1992) e Tucker (1992) as gretas de contração definem ambientes costeiros característicos de

exposição subaérea e precipitação de carbonatos com silificação e dolomitização associados, assim como é descrito por Figueiras (1983), Figueiras e Truckenbrodt (1987), Matsuda (2002) e Lima (2010).

O sistema de canais de maré (AF2) é deduzido pela presença de arenito com estratos cruzados cobertos por lama (Lindholm, 1987). A presença de lama indica estado de maré onde a corrente de maré é praticamente zero (Matsuda, 2002; Lima, 2010). A presença de falhas sinsedimentares pode assinalar camadas saturadas em água (argilas) instáveis e suscetíveis a deformações penecontemporâneas a sedimentação.

Os depósitos de laguna (AF3) são siltitos maciços avermelhados na porção mais continental em estação seca e não registrado em estação úmida (Figura 14). Na laguna interna foram depositados carbonatos micríticos com bioclastos de braquiópodes, bivalves e bioclastos indiferenciados. A porção mais profunda da laguna é representada pelos folhelhos negros maciços piritosos de ambiente anóxico (Berner, 1983; Albarède, 2011). A laguna foi protegida por um sistema de barras bioclásticas (AF4) que a separou do mar aberto raso. Os depósitos de barras são representados por sedimentos terrígenos, aloquímicos e bioclastos.



**Figura 14.** Blocos diagramas esquemático mostrando a variação sazonal de estações seca e úmida, com seus respectivos ambientes em perfil e as fotomicrografias características de cada ambiente. A: Planície de maré; B: Canal de maré; C: Barra bioclástica; D: Canal de *inlet*; E: Plataforma externa; F e Sm: fácies de Laguna.

A plataforma carbonática (AF5) é caracterizada por maior ocorrência e precipitação de lama carbonática e bioclastos característicos de fauna marinha de braquiópodes, bivalves, foraminíferos, algas, artrópodes e briozoários. Os fósseis estão inteiramente preservados sem indícios de fragmentação, afetados apenas pela diagênese. A assembleia fossilífera informa que o mar Itaituba era raso, habitado por organismos bentônicos fixos, retratados por braquiópodes, equinodermas, briozoários e algas, e bentônicos vágeis representados por foraminíferos, artrópodes (incluindo ostracodes) e moluscos.

Neste trabalho foram encontrados os fósseis de braquiópodes pertencentes ao gênero *composita sp.*, que, segundo Scholle e Scholle (2003), é um gênero registrado do Neocarbonífero ao Eopermiano e característico de mares quentes e rasos. Os foraminíferos que predominam são da subordem fusulinídeos e do gênero *Millerella* abundantes no Neocarbonífero e Permiano (Vilela, 2010), são descritos por Petri (1952, 1956), que atribui a eles uma idade inicial pensilvaniana média a pensilvaniana superior. Além disso, Daemon e Contreiras (1971), Playford e Dino (2000) e Moutinho (2006), posicionam com base em palinóforos, uma idade mínima de Westphaliano D ao Bashkiriano-Atokano. Lemos (1990) e Altiner e Savini (1995) fizeram datações em conodontes e foraminíferos e revelaram a idade atokana, diferenciando de Neobashkiriana-Moscoviana que foi proposto por Cunha et al. (2007) corroborando com a ideia de idade neocarbonífera registrada no presente trabalho.

O modelo deposicional em forma de bloco diagrama (Figura 14) mostra a disposição lateral dos ambientes costeiros plataformais da Formação Itaituba. Ele é composto de planície de maré carbonática, canais de maré, laguna, barras bioclásticas e plataforma carbonática, bem como quando visto em perfis verticais, suas fácies correspondentes e as fotos das diversas microfácies estão posicionadas nos perfis.

## CONCLUSÃO

A análise faciológica e microfaciológica possibilitou a identificação de dezoito fácies e microfácies: a) arenito com *rip up clasts* (Arc); dolomito fino laminado (DI); *dolomudstone* com grãos terrígenos (Dt); dolomito fino silicificado (Ds); arenito maciço piritoso (Am); arenito com laminação *wavy* (Aw); siltito com laminação cruzada (Sc); marga com laminação cruzada cavalgante (Mc); arenito com estratificação cruzada acanalada (Ac); siltito maciço (Sm); *mudstone* com fósseis (Mf); *floatstone* com braquiópodes (Fb); folhelho maciço piritoso (Fm); *grainstone* oolítico fossilífero (Gf); *grainstone* com terrígenos (Gt); *wackestone* fossilífero (Wf); *wackestone* fossilífero com terrígenos (Wt) e *mudstone* maciço (Mm).

Estas fácies e microfácies foram agrupadas em cinco associações de fácies: a) planície de maré (AF1) composta pelas

fácies Arc, DI, Dt, Ds e Am; b) canal de maré (AF2) com as fácies Aw, Sc, Mc e Ac; c) laguna (AF3) com as fácies Sm, Mf, Fb e Fm; d) barra bioclástica (AF4) com as fácies Gf e Gt; e) plataforma carbonática (AF5) composta pelas fácies Wf, Wt e Mm. A petrografia dos carbonatos permitiu descrever os grupos fossilíferos característicos da área de trabalho que se constituem de: braquiópodes, equinodermos, bivalves, gastrópodes, foraminíferos, algas, briozoários, artrópodes (ostracodes), sendo o gênero de braquiópode *composita sp.*, o gênero de foraminífero *Millerella* e subordem fusulinídeo característicos do neocarbonífero-Eopermiano. De acordo com as associações de fácies e seus constituintes, pode-se pressupor que o clima durante a deposição é quente e úmido, o que resulta na precipitação de calcários e dolomitos, além da diversificação de invertebrados bentônicos.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho é parte da dissertação de mestrado do primeiro autor, financiado pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível superior (Capes), que concedeu uma bolsa de pesquisa. Agradecemos ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo suporte financeiro e técnico aos projetos de pesquisa “Rochas calcárias da Bacia do Amazonas e Plataforma Bragantina: avaliação de áreas potenciais para insumos agrícolas do Estado do Pará, regiões de Santarém-Uruará e do Salgado” (Edital 007/2014), coordenado pelo prof. dr. Afonso Nogueira, e “Estudo das ocorrências de minerais industriais – carbonatos, fosfatos e evaporitos, na região de Santarém, Itaituba (PA), Carbonífero da Bacia do Amazonas” (Edital MCT/CT-Mineral/CNPq N° 44/2010), coordenado pelo prof. dr. Moacir Macambira. Ao sr. Antônio Kovalewski, da empresa SABMIN, que cedeu o testemunho de sondagem para a realização do trabalho, além dos avaliadores do artigo que contribuíram com correções e sugestões.

## REFERÊNCIAS

- Adams, A. E. Mackenzie, W. S. Guilford, C. (1984). *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Harlow: Longman.
- Albarède, F. (2011). *Geoquímica: uma introdução*. São Paulo: Oficina de Textos.
- Altiner, D., Savini, R. (1995). Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões basins, north Brazil. *Revue de paleobiologie*, 14(2) 417-453.
- Berner, R. A. (1983). Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et cosmochimica Acta*. 48. 605-615.

- Boggs Jr, S. (2006) *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Nova Jersey: Prentice Hall.
- Bridge, J., Demicco, R. (2008). *Earth surface processes, landforms and sediments deposits*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Costa, A. (2002). Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Cocos, Caribe e Nazca. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Cunha, P., Gonzaga, F., Coutinho, L., Feijó, F. (1994). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1). 47-55.
- Cunha, P. Melo, J. Silva, O. (2007). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2). 227-254.
- Daemon, R., Contreiras C. (1971). Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 3, 79-92. São Paulo: SBG.
- Dunham, R. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. Ham, (Ed), *Classification of carbonate rocks*. (108-121). Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- Embry, A. Klován, J. (1971). A late devonian reef tract on northeastern banks island, N. W. T. *Bulletin Canadian Petroleum geology*, 19(4), 730-781.
- Figueiras, A. (1983). *Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro – PA*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Figueiras, A. Truckenbrodt, W. (1987). Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro – PA. *Boletim do Museu Emílio Goeldi: Nova série, Geologia*, 31, 1-56.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Nova York: Springer.
- Folk, R. (1962). Spectral subdivision of limestone types, In: W. E. HAM, (Ed.), *Classification of carbonate rocks: a symposium* (v. 1, 62-84). Tulsa: American Association of Petroleum Geologist, Memoir 1.
- Herrera-Silveira, J. (1996). Salinity and nutrients in a tropical coastal lagoon with groundwater discharges to the Gulf of Mexico. *Hydrobiologia*, 321, 165-176.
- Jones, B. Desrochers, A. (1992). Shallow platforms carbonates. In: R. Walker, N. James. (Ed), *Facies models response to sea level* (277-302). Terra Nova e Labrador: Geological Association of Canada.
- Kjerfve, B. (1994). Coastal lagoon. In: *Coastal lagoon process*. Terra Nova e Labrador: Geological Association of Canada.
- Lemos, V.B. (1990). Assembleia de conodontes do carbonífero da Bacia do Amazonas. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- Lima, H. (2010). *A Sucessão siliciclástica carbonática neocarbonífera da Bacia do Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA)*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências – UFPA.
- Lindholm, R. C. (1987). *A practical approach to sedimentology*. Londres: Allen & Unwin.
- Loeblich, A. Tappan, H. (1964). *Protista 2 Sarcodina chiefly "the cameobians" and foraminiferida. Treatise of invertebrate paleontology*. Tulsa: Society for Sedimentary Geology.
- Matsuda, N. S. (2002). Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil. Tese (Doutorado). Tóquio: Department of Earth and Planetary Science.
- Matsuda, N. S. Dino, R. Wanderley Filho, J. R. (2004). Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio – Permiano da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 12(2).
- Matsuda, N. S. Góes, A. T. M. O. Wanderley Filho, J. R. (2006). *Relatório geológico do Paleozoico do Rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará*. Manaus: PETROBRÁS.
- Miall, A. D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13(1).
- Moore, R. (1965). *Part H Brachiopoda. Treatise of invertebrate paleontology*. Tulsa: Society for sedimentar geology.
- Moutinho, L. P. (2006). *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*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.

- Newton, A., Mudge, S. (2003). Temperature and salinity regimes in a shallow, mesotidal lagoon, the Ria Formosa, Portugal. *Estuarine, coastal and shelf science*, 57(1-2).
- Petri, S. (1952). Fusulinídeos do carbonífero do Rio Tapajós, Estado do Pará. *Sociedade brasileira de geologia*, 1(1), 30-42.
- Petri, S. (1956). Foraminíferos do carbonífero da Amazônia. *Boletim da sociedade brasileira de geologia*, 5(2), 17-32.
- Playford, G., Dino, R. (2000). *Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part One*. Stuttgart: Paleontographica.
- Pratt, B. James, N. Cowan, C. (1992). Peritidal carbonate. In: R. Walker, R. N. James. (Eds.), *Facies models a response to sea level* (303-322). Terra Nova e Labrador: Geological Association of Canada.
- Scholle, P. Scholle, D. (2003). *A colour guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 77.
- Shinn, E. (1983). Tidal flat environment. In: P. Scholle, D. Bebout, C. Moore. (Eds), *Carbonate depositional environments* (171-210). Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33.
- Tucker, M. E. (1992). *Sedimentary petrology: an introduction*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Tucker, M. E., Wright, V. P. (1990). *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Tucker, M. (2012). *Sedimentary rocks in the field*. Oxford: Wiley Blackwell.
- Vásquez, M. L., Rosa-Costa, L.T. Geologia e recursos minerais do estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 327p. il. color. Programa Geologia do Brasil (PGE), Integração, Atualização e Difusão de dados da geologia do Brasil. Mapas geológicos estaduais.
- Vilela, C. (2010). Foraminíferos. In: I. Carvalho (Ed), *Paleontologia: Microfósseis e paleoinvertebrados* (v. 2, 53-69). Rio de Janeiro: Interciência.
- Visser, M. J. (1980). Neap spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8(11), 543-546.
- Walker, R.G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R. G. Walker, N. P. James, (Eds.). *Facies models: response to sea level change* (1-14). Terra Nova e Labrador: Geological Association of Canada.
- Wilson, J. L. (1975). *Carbonate facies in geologic history*. Berlin: Springer-Verlag.