



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 457

**DEPÓSITOS CARBONÁTICOS-SILICICLÁSTICOS DA
PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO PIAUÍ, CARBONÍFERO
DA BACIA DO PARNAÍBA, REGIÃO DE JOSÉ FREITAS-PI**

Dissertação apresentada por:

RENATO SOL PAIVA DE MEDEIROS

Orientador: Prof. Dr. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Medeiros, Renato Sol Paiva de, 1988-

Depósitos carbonáticos-siliciclásticos da porção superior da Formação Piauí, carbonífero da bacia do Parnaíba, região de José de Freitas-PI / Renato Sol Paiva de Medeiros. – 2015.

xvii, 73 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geologia estratigráfica - Pensilvaniano. 2. Formações (Geologia) - Piauí. 3. Carbonatos. 4. Fácies (Geologia) - Piauí. 5. Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). I. Título.

CDD 22. ed. 551.752



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**DEPÓSITOS CARBONÁTICOS-SILICICLÁSTICOS DA PORÇÃO
SUPERIOR DA FORMAÇÃO PIAUÍ, CARBONÍFERO DA BACIA DO
PARNAÍBA, REGIÃO DE JOSÉ FREITAS-PI**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
RENATO SOL PAIVA DE MEDEIROS

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 22 / 07 / 2015

Banca Examinadora:


Prof. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA
(Orientador-UFPA)


Prof. JOELSON LIMA SOARES
(Membro-UFPA)


Prof. WERNER TRUCKENBRODT
(Membro-UFPA)

Dedico este trabalho a minha mãe MARIA
DE LOURDES PAIVA e minha avó RAIMUNDA
PAIVA (*In memoriann*).
Fonte de motivação.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a deus, meu pai e conselheiro, por todas as bênçãos e graças alcançadas, e pela sabedoria, força e paciência concedida durante os momentos de maior dificuldade.

A minha família, em especial a minha mãe, mulher gentil, humilde e batalhadora, que sempre trabalhou muito para nunca faltar nada aos filhos.

Ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências e Universidade Federal do Pará (UFPA) pela infraestrutura disponível.

Ao meu orientador, professor Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira, pela amizade paternal, oportunidade, confiança e pelas inúmeras conversas geológicas e ensinamentos durante o fechamento do trabalho.

Aos professores Drs. Werner Truckenbrodt e Joelson Lima Soares pelas críticas e sugestões, que ajudaram a encorpar os questionamentos abordados no trabalho.

Ao professor Dr. José bandeira Cavalcante (JB), pela amizade, simpatia e pela indispensável ajuda na viagem campo, a qual não teria sido realizada sem a sua colaboração.

Ao professor Dr. Claudio Nery Lamarão e a técnica Paula, pela disponibilização e auxílio no laboratório de microscopia eletrônica de varredura (LabMEV).

Ao professor Dr. Rômulo Simões Angélica pela disponibilidade do laboratório de difração de raio-x e pela paciência e gentileza em esclarecer as minhas dúvidas quando procurado.

A Msc. Doutoranda Manuella Cavalcante por sua educação, preocupação e auxílio na interpretação dos difratogramas de raio-x.

Ao professor Msc. Fernando Pina pela importante colaboração na catalogação da assembleia faunística descrita.

Ao técnico Afonso Quaresma pela dedicação e paciência durante as atividades de campo.

A todos os meus amigos do Grupo de Sedimentologia da UFPA (GSED), Lucas Noronha (Chelsea), Raphael Neto (Barro Alto), Francisco Abrante (Latino), Hudson, Pedro (Formiga), Isaac salém, Jonh Afonso, Kamilla (Peixe), Cleber, Walmir, cujas conversas do dia-a-dia me ajudaram no tortuoso caminho do amadurecimento profissional.

Aos meus amigos da geologia, Mauricio Jorge (Mauricinho), Lucas Noronha (Chelsea), Raphael Neto (Barro Alto), Bruna Nogueira, Paulo Roberto (Pop), Joana D'arc, Aldemir Sotéro (Chris), Juvenal Juarez, Rafael Estumano (Parago), Diego Romani (Limão), Carlos Alberto (Cora), Luisa Dias (Mel), Paulo Victor (Papi), Chafic, João Victor, Tiago Mascarenhas (Mucura), Luiz Fernando (Luizinho). Obrigado por caminhar paralelo a mim do início do curso até agora, compartilhando amizades, brincadeiras, pensamentos e muitos momentos bons.

E disse Deus: “Ajuntem-se num só lugar as águas que estão debaixo do céu, e apareça a parte seca”.

E assim foi. À parte seca Deus chamou terra e chamou mares ao conjunto das águas.

E Deus viu que ficou bom.

Gênesis 1:9-10

RESUMO

A borda noroeste do Gondwana, no período Neocarbonífero, foi influenciada por um grande evento transgressivo-regressivo, depositando sequências carbonáticas delgadas, desde Bacias Andinas até porções centro meridionais do paleocontinente, como os limites estratigráficos da Bacia do Parnaíba. O Membro Superior da Formação Piauí na Bacia do Parnaíba, estudado na região de José de Freitas, exhibe depósitos carbonáticos ricamente fossilíferos sobrepostos por clinoformas progradantes, definindo a transição de um trato de sistema transgressivo para um trato de sistema de mar alto. A análise de fácies e estratigráfica desta sucessão permitiu a individualização de 17 fácies e microfácies sedimentares agrupadas em 4 associações de fácies (AF): A AF1 – Campo de Dunas / Interdunas - é sotopostas as demais AF e composta por arenitos finos à médios, com grãos bem selecionados e bem arredondados, apresentando estratificações plano-paralelas com alto grau de bioturbação, estratificações cruzadas tabulares e laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante. A AF2 – Depósitos de mar raso - é composta por uma planície carbonática com camadas tabulares e contínuas de carbonatos maciços e peloidais fossilíferos intercalados com delgadas lentes de folhelho betuminoso. A AF3 – Frente Deltaica e AF4 – Prodelta, consistem em camadas pelíticas e arenitos finos a médios, arcossianos e quartzo-arenito, marcados por superfícies de exposição subaérea, com gretas de contração, cimentado por carbonatos, dispostos em camadas tabulares contínuas ou na forma de lobos sigmoidais, assim como estruturas de liquefação do tipo *load cast* e *flame*, e fluidificação do tipo rompimento de camadas, que deformam os estratos. Os dados faciológicos corroboram com a ideia de que o mar no Pensilvaniano retrogradou até a borda da Bacia do Parnaíba e posteriormente com a Orogenia Apalachiana (300 Ma) o alto do Rio Parnaíba arqueou e retrocedeu a incursão marinha, seguidos de um evento progradacional sobre os depósitos marinhos.

Palavras-chave: Bacia do Parnaíba; Formação Piauí; Carbonato; Pensilvaniano; análise de fácies.

ABSTRACT

The northwestern margin of the Gondwana, in the Neocarboniferous period, was influenced by a large transgressive-regressive event, depositing thin carbonate sequences from Andean basins to center-southern portions of the paleocontinent, such as the stratigraphic boundaries of the Parnaíba Basin. The Higher Member of the Piauí Formation in the Parnaíba Basin, studied in the region of José de Freitas, displays richly fossiliferous carbonate deposits overlapped by prograding clinoforms, defining the transition from a transgressive system tract to an highstand system tract. The facies and stratigraphic analysis of this succession allowed the individualization of 17 sedimentary facies and microfacies grouped in four facies associations (FA): the FA1 – Campo de Dunas – is below to the further FA and is composed by thin and average sandstone, with well selected and rounded grains, displaying plane parallel stratification with high level of bioturbation, cross-tubular stratification and translant subcritically climbing ripple cross-lamination. The FA2 - Shallow sea deposits – is composed by a carbonate plain with tubular and continuous layers of solid carbonate and fossiliferous peloids interspersed with thin lenses of bituminous shale. The FA3 – Frente Deltaica and FA4 – Prodelta consist of pelitic layers and thin and average sandstones, arcossians and quartz sandstones, marked by surfaces of subaerial exposure with shrinkage cracks, cemented by carbonate, arranged in continuous tabular layers or in the form of sigmoidal lobes, as well as liquefaction structures of the types load cast and flame, and fluidization of the type disruption of layers, which distort the strata. The facies data corroborate the idea that the sea in the Pennsylvanian retrograded up to the border of the Parnaíba Basin, and later with the Appalachian orogeny (300 Ma) the top of the Parnaíba River arched and stepped back the marine incursion, followed by a progradational event on marine deposits.

Keywords: Parnaíba Basin; Piauí Formation; Carbonate; Pennsylvanian; facies analysis.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Mapa geológico simplificado com as principais unidades litoestratigráficas que afloram nas áreas estudadas e suas adjacências 3
- Figura 2 - Sequências deposicionais da Bacia do Parnaíba. Destaque para a sequência Permo-Carbonífera 9
- Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Destacado em vermelho a Formação Piauí 10
- Figura 4 - Distribuição geográfica da Formação Piauí na Bacia do Parnaíba 12
- Figura 5 - Mapas de distribuição dos depósitos de idade pensilvaniana na América do Sul. A) mapa mostrando a transgressão marinha no Mesopensilvaniano; B) mapa do Neopensilvanino, confirmando o recuo do mar e pontos de glaciação. 18
- Figura 6 - Distribuição da Paleolatidade das rochas mais suscetíveis às variações climáticas. . 19
- Figura 7 - Diagramas paleoclimáticos e de curvas eustáticas. A) Padrões do nível eustático durante o Fanerozóico, mais especificamente no Período Carbonífero, que são menores durante o Neocarbonífero; B) padrões do nível eustático durante o período Carbonífero, mais especificamente no Pensilvaniano; C) variações na temperatura durante o Período Carbonífero. 21
- Figura 8 - Modelos de plataformas carbonáticas. 23
- Figura 9 - Perfis litoestratigráfico do topo da Formação Piauí, na região de José de Freitas (PI). 27
- Figura 10 – Aspectos faciológicos da associação de campo de dunas / interdunas. A) Arenitos com *foresets* migrando para SW; B) contato das fácies Arenito com estratificação plano-paralela (App) com Arenito com estratificação cruzada tabular (Act); C) fácies App apresentando *topset* com alto grau de bioturbação; D) detalhe da fácies arenito com estratificação plano-paralela (App); E) arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante. 32
- Figura 11 - Assembléia fossilífera na fácies Dbc; 1, 2 e 3) Bivalves do gênero *Wilkingea*; 4) Bivalve do gênero *Oricrassatella*; 5) Molde de gastrópode substituído por cimento de dolomita espática; 6 e 7) Braquiópode do gênero *Choristites*; 8 e 9) Braquiópodes do gênero *Brasilioproductus*. 10, 11 e 12) Cnidários da ordem rugosa. 34

- Figura 12 - Fotomicrografias das fácies Dbc e Dc. A) Grande quantidade de matéria orgânica entremeada em meio aos cristais de dolomita; B) Cristais de dolomita muito fino xenotópico com bolsão de dolomita fina hipidiotópico, indicado pelas setas; C) Grão de feldspato microclina, subanguloso, na fração silte grosso, indicado pela seta; D) Cimento de sílica microcristalina preenchendo porosidade (Fotos A, B com N// e C, D com NX). 35
- Figura 13 - Imagem de MEV e análises de EDS das fácies Dbc e Dc. 1 e 2) As análises identificam picos principais de enxofre e ferro em pirita cubica; 3) A análise identifica picos de carbono, proveniente de matéria orgânica, picos de cálcio e magnésio, possivelmente do cimento dolomítico e pico de silício, pertencente a silicatos..... 36
- Figura 14 - Associação de fácies de Prodelta (AF3) sobreposta a associação de plataforma rasa (AF2). A) secção panorâmica dos carbonatos na frente de lavra da mineradora Icarai; B) contato estratigráfico das fácies de Prodelta (fácies Alo e Plo) sobrejacente aos depósitos de plataforma carbonática, com as fácies Fb, Dbc e Dc. 37
- Figura 15 - Fotomicrografias das fácies Dgg e Dgm. A) Fragmentos de conchas de bivalves (Bv) e matéria orgânica (Mo) em meio aos pelóides e bioclastos micritizados; B) Foraminífero indicado pela seta; C) Icníto formado por bioturbação; D) Secção paralela da concha de um gastrópode (Fotos A,C e D com N// e B com NX). 39
- Figura 16 - Fotomicrografias das fácies Dgg e Dgm. A) Porosidade interparticular (Pe); B) Porosidade móldica (Pm) de concha e porosidade intraparticular (Pi) em pelóides; C) Cimento de dolomita espática preenchendo poros e com matéria orgânica nas bordas; D) Pelóides e matéria orgânica (Mo) (Foto A, B com NX e C, D com N//). 40
- Figura 17 - Fácies carbonáticas descritas na Fazenda Mocambo. A) Contato entre as fácies Dgg e Dgm; B) fácies Dgm com setas indicando a fauna encontrada; C) concreção de dolomita espática com borda cimentada por óxido-hidróxido de ferro; D) molde externo de bivalve; E) molde interno de bivalve do gênero *Wilkiea*; F e G) molde interno de bivalve; H) molde interno de gastrópode substituído por cimento de dolomita espática..... 41
- Figura 18 - Sucessão carbonática-siliciclástica na Fazenda Mocambo, região de José de Freitas-PI. A) Fácies Dgg, Plp e Acc; B) arenito com laminação cruzada cavalgante (fácies Acc), com mergulho em torno de 5° para NW; C) fácies dolograine com gretas de contração poligonal (fácies Dgg)..... 42

- Figura 19 - Asp ctio faciológico de depósitos deltaicos, na frente de lavra da mineradora Icaraí. A) Sec o panorâmica nos depósitos de frente deltaica; B) estrutura de deforma o ball and pillow, encontrada na fácies As; C) contato entre as fácies Aplo e As; D) e sobrecarga, flame, na fácies As; E) estruturas de escape de fluidos, na fácies As..... 46
- Figura 20 - Asp ctio faciológico de depósitos deltaicos, na frente de lavra da mineradora Icaraí. A) sec o panorâmica dos depósitos de prodelta sobrepostos às fácies de plataforma rasa (AF2); B) fácies com padrão pinch and swell em camadas areníticas delgadas (Aps); C) fácies pelito com lamina o ondulada (Plo); D) fácies arenito maciço (Am), com estruturas de ressecamento do tipo sin reses. ... 47
- Figura 21 - Fotomicrografias da fácies Aplo. A) Arenito com grãos variando de muito fino   fino; B) Feldspatos potássicos, indicados pelas setas, em grande parte alterados para argilominerais e em menor propor o para sericita; C) Grãos de quartzo com sobrecrecimento de sílica, formando contato de compromisso (Foto A, B e C com NX)..... 48
- Figura 22 - Fotomicrografias da fácies Ala. A) Feldspato microclina, subarredondado, na granulometria areia fina (Mc); B) Grão de quartzo policristalino (Qz); C) Intraclasto de micrito; D) Intraclasto de micrito esmagado, formando pseudomatriz (Pm)..... 49
- Figura 23 - Ciclos granocrescentes ascendentes de depósitos deltaicos, centro urbano de José de Freitas-PI. A) Sec o panorâmica dos depósitos de frente deltaica sotoposto aos depósitos de prodelta, organizado em dois ciclos granocrescente ascendente, no centro urbano de José de Freitas, PI; B) lobos sigmoidais presentes na fácies arenito com estratifica o cruzada sigmoidal (Acs), intercalados com níveis de pelito com lamina o plano-paralela (Plp); C) fácies arenito com estratifica o cruzada sigmoidal (Acs) com icnofósseis horizontais e bifurcados, na frente deltaica; D) contato entre as fácies arenito com lamina o cruzada cavalgante (Acc) e arenito com lamina o plano-paralela (Alp), no depósito de Prodelta. ... 51
- Figura 24 - Aspecto faciológico da associa o de fácies de frente deltaica. A) contato das fácies arenito com lamina o cruzada cavalgante (Acc) com arenito com lamina o plano-paralela (Alp); B) fácies Acc apresentando no topset marcas onduladas assimétricas retilíneas; C) fácies Acc apresentado no topset marcas onduladas assimétricas lingu ide. 52
- Figura 25 - Perfil estratigráfico do depósito deltaico, com sete ciclos granocrescente ascendente de frente deltáica sob prodelta, cidade de José de Freitas. 53

Figura 26 - Modelo paleogeográfico do noroeste do Gondwana durante o Carbonífero. A)
Transgressão marinha na borda NW do Gondwana, durante o Mesopensilvaniano;
B) Recuo do mar epicontinental e progradação de sistema deltáico, durante o
Neopensilvaniano. 58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Tabela de classificação de rochas carbonáticas.	5
Tabela 2 - Tabela de classificação do tamanho dos cristais carbonáticos.....	6
Tabela 3 - Principais táxons descritos anteriormente nos carbonatos do Membro Superior da Formação Piauí.	14
Tabela 4 - Fácies e processos sedimentares da porção superior da Formação Piauí.	28

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPIGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	2
2 MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIFIGRÁFICA	4
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA	4
2.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X	6
2.4 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)	6
3 GEOLOGIA REGIONAL	7
3.1 BACIA DO PARNAÍBA.....	7
3.2 GRUPO BALSAS	11
3.3 FORMAÇÃO PIAUÍ.....	11
3.3.1 Membro Superior	13
4 O PERÍODO PENSILVANIANO	16

4.1 PALEOAMBIENTE E PALEOGEOGRAFIA	16
4.2 PALEOCLIMA.....	19
4.3 PLATAFORMAS CARBONÁTICAS	22
5 FÁCIES E ESTRATIGRAFIA.....	26
5.1 ASPECTOS GERAIS	26
5.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES - FORMAÇÃO PIAUÍ.....	31
5.2.1 Campo de duna / Interdunas (AF1).....	31
5.2.1.1 Interpretação	32
5.2.2 Depósitos de mar raso (AF2).....	33
5.2.2.1 Descrição das fácies/microfácies	33
5.2.2.1.1 Dolomito fino com braquiópodes e cnidários (Dbc).....	33
5.2.2.1.2 Dolomito fino com gretas de contração (Dc).....	36
5.2.2.1.3 <i>Dolograinstone</i> peloidal com bivalves e gastrópodes (Dgb).....	37
5.2.2.1.4 <i>Dolograinstone</i> peloidal com gretas de contração (Dgg).....	40
5.2.2.1.5 Folhelho betuminoso (Fb).....	42
5.2.2.2 Interpretação das fácies/microfácies	43
5.2.3 Prodelta (AF3).....	44
5.2.3.2 Interpretação	49
5.2.4 Frente deltaica (AF4)	50
5.2.4.1 Interpretação	53

6 MODELO DEPOSICIONAL E EVOLUÇÃO SEDIMENTAR.....	55
7 CONCLUSÃO.....	59
REFERÊNCIAS.....	60
ANEXOS	70
ANEXO A - DIFRATOGRAMA DE RAIOS-X MOSTRANDO PICOS DE MONTMORILONITA (Mt), ILITA (il), QUARTZO (Qz), ALBITA (Ab).	
ANEXO B - TABELA DE CONTAGEM DE ELEMENTOS PETROGRÁFICOS.	

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O final da Era Paleozóica foi marcado por movimentações tectônicas das massas de terra que estavam reunidas formando o supercontinente Pangea, que se estendia de pólo a pólo, circundado pelo mega-oceano Pantalassa (Golonka & Ford 2002). Ao norte da América do Sul, durante o Carbonífero, as maiores depressões encontravam-se conectadas, formando um mar intracontinental que à oeste desembocava no oceano Pantalassa. A porção mais interna deste mar encontrava-se na borda leste da Bacia do Parnaíba. Segundo Góes (1995) a Bacia do Parnaíba compreende aproximadamente metade da área da Província do Parnaíba a qual é coincidente com Província Sedimentar do Meio-Norte. A Bacia do Parnaíba é limitada a leste pela Província Borborema, a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Faixa Araguaia e a norte por alguns lineamentos e pela Bacia de São Luís-Grajaú. Nesta bacia o registro do Carbonífero é representado pelas formações Poti e Piauí, respectivamente, compondo, um ciclo transgressivo-regressivo (Lima & Leite 1978; Santos *et al.* 1984). A Formação Piauí está inserida no Grupo Balsas e consiste de uma sucessão essencialmente arenosa com intercalações de siltitos e folhelhos, com calcário e sílex no topo, depositados em ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas (Lima & Leite 1978; Santos *et al.*, 1984). Enquanto a sedimentação siliciclástica da Formação Piauí é razoavelmente interpretada, ainda é desconhecida a origem da deposição carbonática no contexto mais global. De fato, apesar dos fósseis indicarem mares rasos, a história evolutiva deste depósito carbonático ainda não foi completamente esboçada.

Estes carbonatos têm sido denominados na literatura como “Mocambo” em alusão a localidade na qual foi encontrado, sem nenhuma formalização litoestratigráfica (Assis 1979, Anelli 1994). Em geral, o “calcário Mocambo” tem sido relacionado às incursões marinhas concomitantes aos eventos de desertificação do final do Carbonífero (Vaz *et al.* 2007).

Neste trabalho a sucessão carbonática-siliciclástica da Formação Piauí aflorante, é perscrutada com base na análise de fácies auxiliada por dados petrográficos e paleontológicos. A área alvo do trabalho localiza-se na região nordeste do Brasil, porção noroeste do Estado do Piauí, onde estão inseridos principalmente os municípios de Teresina, José de Freitas e Altos (Figura 1). A evolução do calcário Mocambo e depósitos adjacentes é tentativamente esboçada nesta dissertação, no contexto geológico dos eventos de sedimentação carbonífera da região norte da América do Sul.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho objetivou a reconstituição paleoambiental da porção superior da Formação Piauí, propondo um modelo deposicional principalmente para as rochas carbonáticas, denominadas Mocambo. Além disso foi proposta uma nova estratigrafia para aqueles depósitos, integrando a reconstituição paleoambiental de diferentes afloramentos de rochas carbonáticas da Formação Piauí, do nordeste da Bacia do Parnaíba. Foi realizada também uma discussão sobre a paleogeografia e condições paleoclimáticas do Carbonífero no Norte do Brasil.

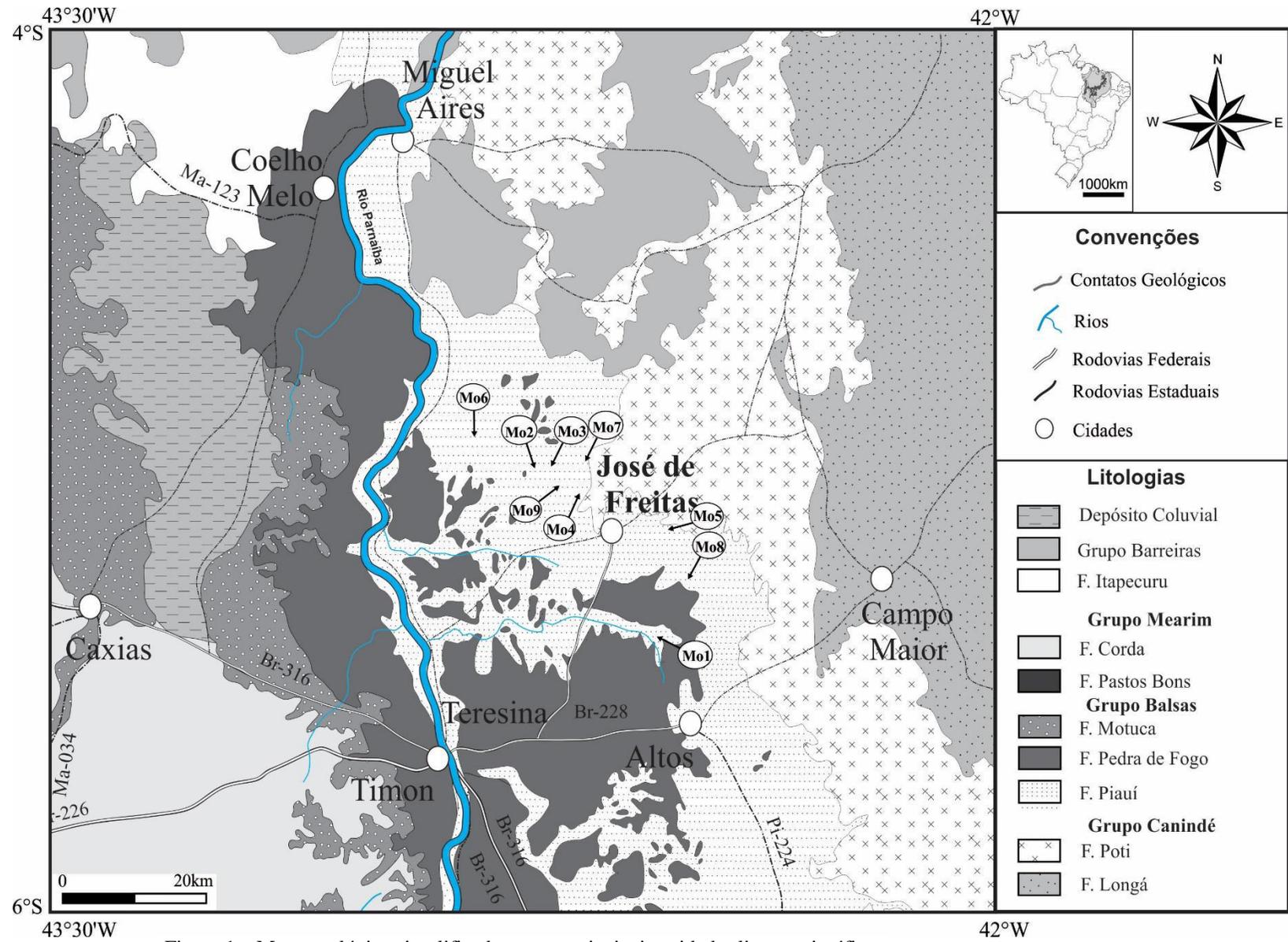


Figura 1 – Mapa geológico simplificado com as principais unidades litoestratigráficas que afloram nas áreas estudadas e suas adjacências
 Fonte: Modificado de (CPRM, 2004).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIFIGRÁFICA

As técnicas de modelamento de fácies propostas por Walker (1990, 1992) e Miall (1991, 1994), foram utilizadas neste trabalho e incluem as seguintes fases: I) individualizar e descrever as fácies, caracterizando composição, geometria, textura, estruturas sedimentares, grau de seleção, granulometria, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente, determinados a partir de estratificações cruzadas em sedimentos arenosos. II) compreender os processos sedimentares, revelando como as fácies foram geradas; III) associar as fácies contemporâneas e cogenéticas, as quais refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. Como forma de auxiliar as descrições de fácies detalhadas mencionadas acima, serão construídos perfis colunares e seções panorâmicas, obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos, segundo a técnica de Wizevic (1991). As fácies foram identificadas e catalogadas segundo a codificação de Miall (1977), onde a letra inicial maiúscula representa a litologia e as letras minúsculas correspondem às estruturas sedimentares principais.

O reconhecimento litoestratigráfico foi complementado com os conceitos de estratigrafia de sequência sobre ordem de magnitude, definindo ciclos sedimentares, assim como conceitos de superfícies estratiais, conformidade, *onlap* costeiro, agradação costeira, discordâncias e trato de sistema, conforme Ribeiro (2001) e Catuneanu (2006).

A interpretação e progressão lateral dos ambientes foram feitas com a obtenção dos dados litofaciológicos e medidas de paleocorrente, tratadas, foram plotadas em diagramas de roseta e categorizadas como unimodal, bimodal, ou polimodal, cada uma refletindo um estilo de dispersão usado como indicativos de paleoambiente e determinação do paleodeclive (Boggs 1987). A elaboração do modelo deposicional levou também em consideração a paleofauna e flora, para aquisição de informações paleoecológicas.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Para o estudo petrográfico foram confeccionadas 22 seções delgadas, tratadas no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia – GSED da Universidade Federal do Pará (UFPA). As seções de rochas carbonáticas foram tingidas com Alizarina vermelha S (0,2 g / 100 mL de 1,5% HCl), para a

distinção de calcita e dolomita, segundo Dickson (1966). A partir do tingimento das lâminas delgadas realizou-se a descrição dos constituintes de cada rocha, tais como matriz, cimento, bioclastos, grãos siliciclasticos, poros, e a contagem de 300 pontos em cada lâmina para a determinação da porcentagem dos constituintes, dos tipos de contatos e o empacotamento (Flügel 2004, Galehouse 1971, Tucker 1992, 2011). O intuito principal deste procedimento foi fornecer nome as microfácies e individualizar todos os processos diagenéticos atuantes, assim como utilizar a classificação de Wright (1992) para as rochas carbonáticas e a de Folk (1962) para os arenitos. O tamanho dos cristais de minerais carbonáticos seguiu a proposta de Folk (1962) (Tabela 2).

As classificações de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) baseada na proporção entre matriz e grãos que constituem o arcabouço da rocha complementaram as classificações petrográficas. Trata-se de uma terminologia de caráter objetivo e descritivo, no qual os termos refletem a energia do ambiente deposicional, ou seja, possuem conotações genéticas. A classificação acrescentou parâmetros descritivos com modificações principalmente no que se refere a calcirrudito e bioconstruções.

A classificação de Wright (1992) reorganizou os calcários descritos nas classificações anteriores em rochas deposicionais e biológicas, e acrescenta a categoria de rochas diagenéticas, a qual é ramificada em não obliteradas e obliteradas. Outra importante diferença é a identificação do tamanho dos grãos, nos calcários deposicionais, tanto por matriz suportada, quanto por grãos suportados (Tabela 1).

Tabela 1- Tabela de classificação de rochas carbonáticas.

DEPOSICIONAL				BIOLÓGICO			DIAGENÉTICO			
Matriz suportada (argila e silte)		Grão suportado		Organismos em situ			Não obliterante			Obliterante
<10% grãos	>10% grãos	Com matriz	Sem matriz	Organismos encrustantes	Organismos que agem como defletores	Organismos rígidos dominantes	Principal componente é o cimento	Muitos grãos micro-estiolíticos em contato	A maior parte dos grãos micro-estiolíticos em contato	Cristais > 10µm
Calci-mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Bafflestone	Framestone	Cementstone	Grainstone condensado	Grainstone Fitted	Esparito
	Floatstone		Rudstone							Cristais < 10µm
	Grãos >2mm									Microesparito

Fonte: Wright (1992).

Tabela 2 - Tabela de classificação do tamanho dos cristais carbonáticos.

DIÂMETRO DOS CRISTAIS	CONSTITUINTES AUTIGÊNICOS
> 4mm	Cristais extremamente grossos
1mm - 4mm	Cristais muito grossos
0,25mm - 1mm	Cristais grossos
0,062 mm - 0,25mm	Cristais médios
0,016mm - 0,062mm	Cristais finos
0,004mm - 0,016mm	Cristais muito finos
<0,004mm	Afanocristalino

Fonte: Folk (1962).

2.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

As análises por Difração de Raios-x (DRX) permitiram a caracterização da assembléia mineral nas amostras dos perfis estudados. Esta técnica foi desenvolvida no laboratório de Difração de Raio-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), utilizando-se o método do pó, através da pulverização das amostras selecionadas, com o difratômetro *X'Pert MPD-PRO PANalytical*, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$). Tal análise tem a finalidade de identificar as assembléias minerais de cada rocha, com o auxílio do *software X'Pert HighScore Plus*, que compara os resultados com as fichas do banco de dados do *International Center on Diffraction Data (ICDD)*.

2.4 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)

Foram feitas imagens em alta resolução de rochas carbonáticas, textura superficial de grãos e materiais fossilíferos, por meio da técnica de imageamento topográfico por elétrons secundários, juntamente com análises químicas semi-qualitativas pontuais realizadas pelo Espectroscópio de Energia Dispersiva (EDS), acoplado ao MEV, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) da UFPA. O microscópio utilizado é da marca Zeiss, modelo Leo 1430.

As amostras carbonáticas selecionadas para o imageamento receberam uma película de ouro, para a obtenção de imagens mais nítidas, as demais amostras foram peliculadas com carbono, permitindo condutividade elétrica necessária no processo de formação de imagens, no equipamento Edwardes S 150.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba compreende uma área de aproximadamente 600.000 Km² e possui forma quase circular, com espessura máxima de 3.400m em seu depocentro (Figura 2 e 3). É limitada ao norte pelas bacias cretáceas de Barreirinhas e São Luís e pelo Arco Ferrer-Urbano Santos; a noroeste pelo Arco Tocantins; a oeste pela faixa de dobramento Paraguai-Araguaia e nas demais bordas por rochas do embasamento pré-cambriano. Segundo Mesner e Wooldridge (1964) a Bacia do Parnaíba é essencialmente uma bacia de sedimentação paleozoica, embora também esteja coberta por depósitos mais jovens (mesozoicos até recentes). Cunha (1986) descreve o embasamento da Bacia do Parnaíba como continental, fortemente estruturado e representado por rochas formadas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro dos cinturões Araguaia-Tocantins, da Faixa Gurupi, dos crátons Amazônico e São Francisco, e da Província Borborema.

A Bacia do Parnaíba consiste em um espesso pacote sedimentar depositado em consequência de um megasistema de fraturas, juntamente com o abatimento crustal de uma grande área cratônica que ocorreu do final da Orogenia Brasileira até a Orogenia Caledoniana da Cordilheira Andina durante o limite Siluriano-Devoniano, perdurando esta sedimentação até meados do Neotriássico. Góes e Feijó (1994) subdividiram a sedimentação da Bacia do Parnaíba em três ciclos sedimentares, em função de variações tectônicas-estruturais e climáticas, representados pelas superssequências siluriana (Grupo Serra Grande), devoniana (Grupo Canindé) e carbonífero-triássica (Grupo Balsas), Vaz *et al.* (2007) atualizou a carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba posteriormente (Figura 2 e 3).

A sequência siluriana refere-se ao Grupo Serra Grande e representa um ciclo transgressivo-regressivo completo, compondo a porção inferior da Sinéclise do Parnaíba, constituída pelas formações Ipú, Tianguá e Jaicós (Góes *et al.* 1992). A sequência Devoniana representada pelo Grupo Canindé é composta por depósitos continentais com várias incursões marinhas que se segregam nas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Oliveira & Leonardos 1940, Góes 1995). Segundo Góes e Feijó (1994), a sequência carbonífero-triássica referente ao Grupo Balsas, corresponde ao terceiro grande ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba, marcando um evento progressivo importante de continentalização com consequente desertificação. Constitui um complexo clástico-evaporítico que ocorre sobreposto discordantemente ao Grupo Canindé. Encontra-se aflorante nas regiões leste-

nordeste e centro-sul da bacia e é constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. No final dos depósitos mesozoicos da Bacia do Parnaíba, mais precisamente no Triássico Superior, ocorreu um intenso magmatismo básico ocasionado pela ruptura do megacontinente *Pangea*, o qual levou a abertura do oceano Atlântico (Caputo 1984).

Segundo Góes (1995) a Bacia do Parnaíba está inserida no contexto geológico da Província do Parnaíba e compreende uma área coincidente com a Província Sedimentar do Meio-Norte, comprovando a dificuldade da compreensão do quadro tectono-sedimentar, no contexto de uma bacia única. A Província do Parnaíba consiste de quatro sítios deposicionais, separados por discordâncias, os quais coincidem com os limites das supersequências de Góes e Feijó (1994), tais sítios são diferenciados em Bacia do Parnaíba, Bacia das Alpercatas, Bacia Grajaú e Bacia do Espigão-Mestre.



Figura 2 - Sequências deposicionais da Bacia do Parnaíba. Destaque para a sequência Permo-Carbonífera.
Fonte: Modificado de Nascimento & Góes (2006).

3.2 GRUPO BALSAS

O Grupo Balsas segundo Góes e Feijó (1994), possui idade neocarbonífera-eotriássica e é constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, correspondendo ao terceiro grande ciclo sedimentar da Bacia do Parnaíba. Representa o registro do evento progressivo de continentalização que resultou na consequente desertificação do Pangea. Em geral, o Grupo Balsas encontra-se aflorante nas regiões leste-nordeste e centro-sul da bacia e consiste em um complexo clástico-evaporítico que recobre discordantemente o Grupo Canindé. Os depósitos pensilvanianos deste grupo, em destaque a Formação Piauí serão alvo deste trabalho, enfatizando o calcário Mocambo, membro superior desta unidade, informalmente classificada por Assis (1979) e Anelli (1994).

3.3 FORMAÇÃO PIAUÍ

A Formação Piauí está inserida na Bacia do Parnaíba, distribuída nas porções sul e nordeste; compreende as rochas que cobrem arenitos e siltitos da Formação Poti e são encobertos pelo sílex basal da Formação Pedra de Fogo. A Formação Piauí possui espessura máxima em torno de 220m, variando na borda sudoeste em 50m e na borda leste configura-se com estreitamento para norte (Figura 4).

O nome Piauí atribuído à formação, deriva do termo “Série Piauí” que foi utilizada primeiramente por Small (1914 *apud* Anelli 1994). Oliveira e Leonardo (1940 *apud* Anelli 1994) restringiram o nome Piauí às camadas de idade pensilvaniana e mais tarde Lima e Leite (1978) adotaram como limite os arenitos e siltitos da Formação Poti, na base, e no topo o sílex da Formação Pedra de Fogo. A Formação Piauí é dividida por Mesner e Wooldridge (1964), pelos membros inferior e superior. O Membro Inferior é composto por arenitos avermelhados intercalados com pelitos também vermelhos, com até 2m de espessura. O Membro Superior, destaque neste trabalho, é composto por arenitos finos a médios, regularmente selecionados com grãos subarredondados à esféricos, assim como um calcário fossilífero, contendo uma fauna de invertebrados, como trilobitas e moluscos, segundo Kegel (1951 *apud* Santos & Carvalho 2004), assim como um registro macroflorístico, descrito em Dolianiti (1972 *apud* Santos & Carvalho 2004), também foram descritos equinodermos crinoides (Santos *et al.* 1984). Segundo Campanha e Rocha Campos (1979), é descrita também uma assembleia microfaunística, constituída por foraminíferos e conodontes, os quais retratam um ambiente marinho de águas quentes e rasas.

Na borda leste da Bacia do Parnaíba, foram descritos conglomerados com seixos e calhaus de quartzo, com até 30cm de diâmetro e fragmentos de arenito com matriz arenosa e cimento argiloso, na base da Formação Piauí (Lima & Leite 1978). Lateralmente, depósitos desta formação, exibem maior espessura dos folhelhos e sílex a sudeste, enquanto a espessura dos arenitos diminui para noroeste (Aguiar 1971). Na borda oeste da bacia a seção inferior inicia-se com arenitos vermelhos, finos a grossos com estratificação cruzada de grande porte e raros siltitos intercalados (Lima & Leite 1978). A Formação Piauí foi interpretada como fluvial com contribuição eólica sob condições semiáridas, ocasionalmente desérticas para a parte inferior (Mesner & Wooldridge 1964). Na porção superior da formação tem registro de condições desérticas com breves incursões marinhas (Góes 1995). O contato basal é discordante erosivo com a Formação Poti, enquanto o contato superior é concordante com a Formação Pedra de Fogo (Brito 1981). Unidades mesozoicas descontinuamente expostas na porção centro-leste da Bacia recobrem em discordância a Formação Piauí (Santos *et al.* 1984).

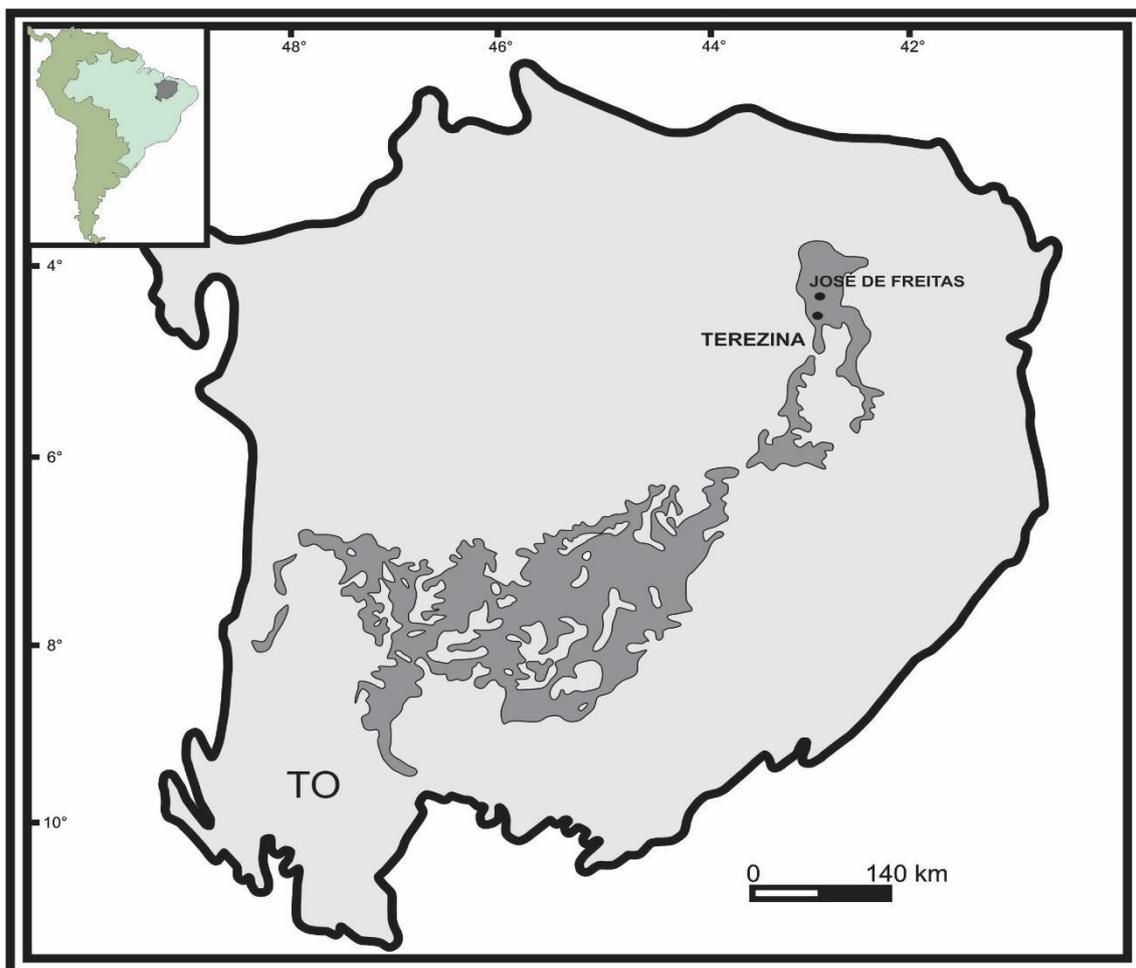


Figura 4 - Distribuição geográfica da Formação Piauí na Bacia do Parnaíba.
Fonte: Modificado de Santos & Carvalho (2004).

3.3.1 Membro Superior

O carbonato Mocambo que compõe o membro superior da Formação Piauí, possui uma assembleia faunística muito rica. Segundo Campanha e Rocha Campos (1979) os microfósseis, sobretudo os conodontes, indicam uma idade mesopensilvaniana para estes sedimentos. Algumas similaridades entre a macrofauna do carbonato Mocambo e dos calcários da Formação Itaituba da Bacia do Amazonas são descritas por Kegel (1954). Mendes (1966) também se baseia nos parâmetros macrofaunísticos, porém descreve raros braquiópodes e abundância de moluscos no calcário Mocambo, sendo inversamente proporcional a macrofauna da Formação Itaituba, permitindo dizer que embora os ambientes tenham sido marinhos no final do Paleozóico, haveria condições ambientais distintas em ambas as regiões. Trabalhos mais recentes como Assis (1979), Anelli (1994) e Anelli (1999) descrevem uma abundante e diversificada fauna nos carbonatos do topo da Formação Piauí, compostas por braquiópodes, bivalves, gastrópodes, briozoários e trilobitas, com alguns gêneros identificados neste trabalho (Tabela 3). Outros depósitos de mesma idade como os sedimentos Mocambo afloram ao longo da borda oeste da Bacia Sergipe-Alagoas.

Barbosa e Gomes (1957) interpretam a gênese do carbonato Mocambo, assim como outras ocorrências de sedimentos químicos na Formação Piauí, como fruto de uma pequena incursão marinha no continente durante o Neopaleozóico.

Tabela 3 - Principais táxons descritos anteriormente nos carbonatos do Membro Superior da Formação Piauí.

Táxons	Fazenda Mocambo	Mineradora Icarai	Formação Piauí		Referência
			gênero	espécie	
Bivalves	X				
<i>Palaeonucula levatiformis</i>	X				Anelli (1994)
<i>Phestia bellistriata</i>	X				Assis (1979), Anelli (1994)
<i>Pteronites sp. n.</i>			X		Anelli (1994), Anelli (1999)
<i>Leptodesma sp.</i>	X				Assis (1979), Anelli (1994)
<i>Pteria sp.</i>	X		X		Assis (1979)
<i>Aviculopecten trichotomus</i>	X		X		Kegel & Costa (1951), Assis (1979), Anelli (1994)
<i>Septimyalina lanei</i>	X		X	X	
<i>Schizodus alpinus</i>	X		X		Assis (1979), Anelli (1994)
<i>Schizodus mocamboensis</i>	X				Anelli (1994)
<i>Schizodus sp.</i>	X				Anelli (1994)
<i>Permophorus subcostatus</i>	X				Assis (1979), Anelli (1994)
<i>Oricrassatella piauiensis</i>	X				Anelli (1994)
<i>Astartella subquadrata</i>	X		X		Assis (1979), Anelli (1994)
<i>Sanguinolites sp.</i>	X		X		Assis (1979), Anelli (1994)
<i>Myonia sp.</i>	X				Anelli (1994)
<i>Allorisma sp.</i>	X				
<i>Wilkingia terminalis</i>	X	X	X		Assis (1979), Anelli (1994)
<i>Cypricardella cf. C. subelliptica</i>	X				Assis (1979)
<i>Streblopteria sp.</i>	X				Assis (1979)
<i>Edmondia corpulenta</i>	X		X		Assis (1979)
<i>Rimmyjimina brasiliensis</i>	X				Assis (1979)
<i>Septimyalina sp.</i>	X				Assis (1979)
<i>Septimyalina sp.</i>	X				Assis (1979)
Gastrópodes					
<i>Bellerophon (Pharkidonotus)</i>	X	X	X	X	Anelli (1999)
<i>Bellerophon (Pharkidonotus) sp. n.</i>	X		X	X	Anelli (1999)
<i>Euphemites sp.</i>			X	X	Anelli (1999)
<i>Straparolus (Euomphalus) batistai</i>	X		X	X	Anelli (1999)
<i>Euconospira cf. brasiliensis</i>	X		X	X	Anelli (1999)
<i>Stegocoelia(Goniasma) lasallensis</i>	X				Anelli (1999)
<i>Girtyspira sp.</i>	X				Anelli (1999)
<i>Strobeus sp.</i>	X				Anelli (1999)

<i>Orthonema sp.</i>	X		X		Anelli (1999)
<i>Orthonema sp.</i>	X				Anelli (1999)
Braquiópodes					
<i>Orbiculoidea prietana</i>		X			Anelli (1999)
<i>Schurchertellidae inde:</i>	X	X	X		Anelli (1999)
<i>Eomarginifera sp.</i>		X			Anelli (1999)
<i>Cf. marginifera sp.</i>			X		Anelli (1999)
<i>Cf. brasilioproductus sp.</i>	X	X	X		Anelli (1999)
<i>Linoproductus sp.</i>		X	X		Anelli (1999)
<i>Cf. crurithyris sp.</i>			X		Anelli (1999)
<i>Neospirifer sp.</i>		X	X		Anelli (1999)
Cefalópodes					
<i>Orthoceras sp.</i>	X		X		Anelli (1999)
Trilobites					
<i>Palladin plummeri n. comb.</i>	X		X		Kegel (1951), Anelli (1999)
Briozoário					
<i>Phylloporidinae</i>		X	X		Anelli (1999)
Cnidários					
<i>Rugosa</i>		X			

4 O PERÍODO PENSILVANIANO

4.1 PALEOAMBIENTE E PALEOGEOGRAFIA

O paleocontinente Gondwana é produto da fragmentação do supercontinente Rodinia (1100-750 Ma) no início do Neoproterozoico (Naidoo *et al.* 2013). Alguns autores também descrevem a sua origem no início do Paleozoico (e.g. Kröner & Cordani 2003), gerando assim muitas controvérsias sobre o seu verdadeiro período de formação. Durante o Paleozoico o Gondwana (África, América do Sul, Antártida, Austrália, Índia) destacou-se como o principal bloco continental, o qual interagiu com outros blocos continentais, como as placas Laurêntia (América do Norte) e Báltica, assim como uma série de Terrenos Peri-Gondwânicos de menores dimensões, formados em suma no seu bordo setentrional (Dias & Schmitt 2012).

Durante o Devoniano surgiu o supercontinente Laurásia, devido à colisão das placas Laurêntia, Báltica, Avalônia e o território da atual Inglaterra. No Neodevoniano-Eocarbonífero a paleogeografia do Gondwana foi marcada por uma ampla discordância erosiva, chamada por alguns autores como discordância Eoherciniana (Willians 1995), presente em diversas bacias da América do Sul, inclusive a Bacia do Parnaíba, onde se tem o limite do Grupo Canindé com o Grupo Balsas.

O Pensilvaniano foi marcado por um ciclo transgressivo-regressivo registrado em todas as sinéclises brasileiras (Almeida *et al.* 2000). O registro dessa invasão marinha na Bacia do Parnaíba no Mesopensilvaniano é descrito por Harrington (1962), Assis (1979), Anelli (1994) e Anelli (1999), os quais identificam e descrevem toda uma fauna marinha característica do período. Essa grande inundação teve origem no degelo nas regiões polares do Gondwana (Caputo & Crowel 1985, Moutinho 2006, Cunha *et al.* 2007).

A transgressão marinha nas bacias do Amazonas e Parnaíba, no Mesopensilvaniano, é descrita por Cunha *et al.* (1994) e Almeida, Brito Neves e Carneiro (2000). O mar invadiu a porção NW-W da Bacia do Amazonas e posteriormente NW da Bacia do Parnaíba. Segundo Loczy (1966) as porções mais profundas deste mar estariam provavelmente na porção ocidental do Gondwana, estendendo-se a partir de NW por toda fossa Amazônica. No Neopensilvaniano foram iniciados os movimentos precursores de agregação do supercontinente Pangea, ligado à orogenia Eoherciniana (Góes & Feijó 1994), refletindo no arqueamento do Alto do Rio Parnaíba (Castelo Branco & Coimbra 1984), quando o depocentro da bacia migrou para noroeste, sucedido pelo recuo do mar (Figura 5).

Durante o Carbonífero a fauna marinha passou por diversas mudanças na distribuição paleobiogeográfica devido às variações geográficas e climáticas (Ross & Ross 1985, Rowley

et al. 1985, Bambach 1990, Mckerrow & Scotese 1990). A fauna de invertebrados representada por corais, braquiópodes, bivalves, briozoários e equinodermos, é reflexo das mudanças paleobiogeográficas do Neopaleozoico, devido ao crescente provincialismo da fauna em resposta as variações climáticas e novas barreiras geográficas (Bambach 1990).

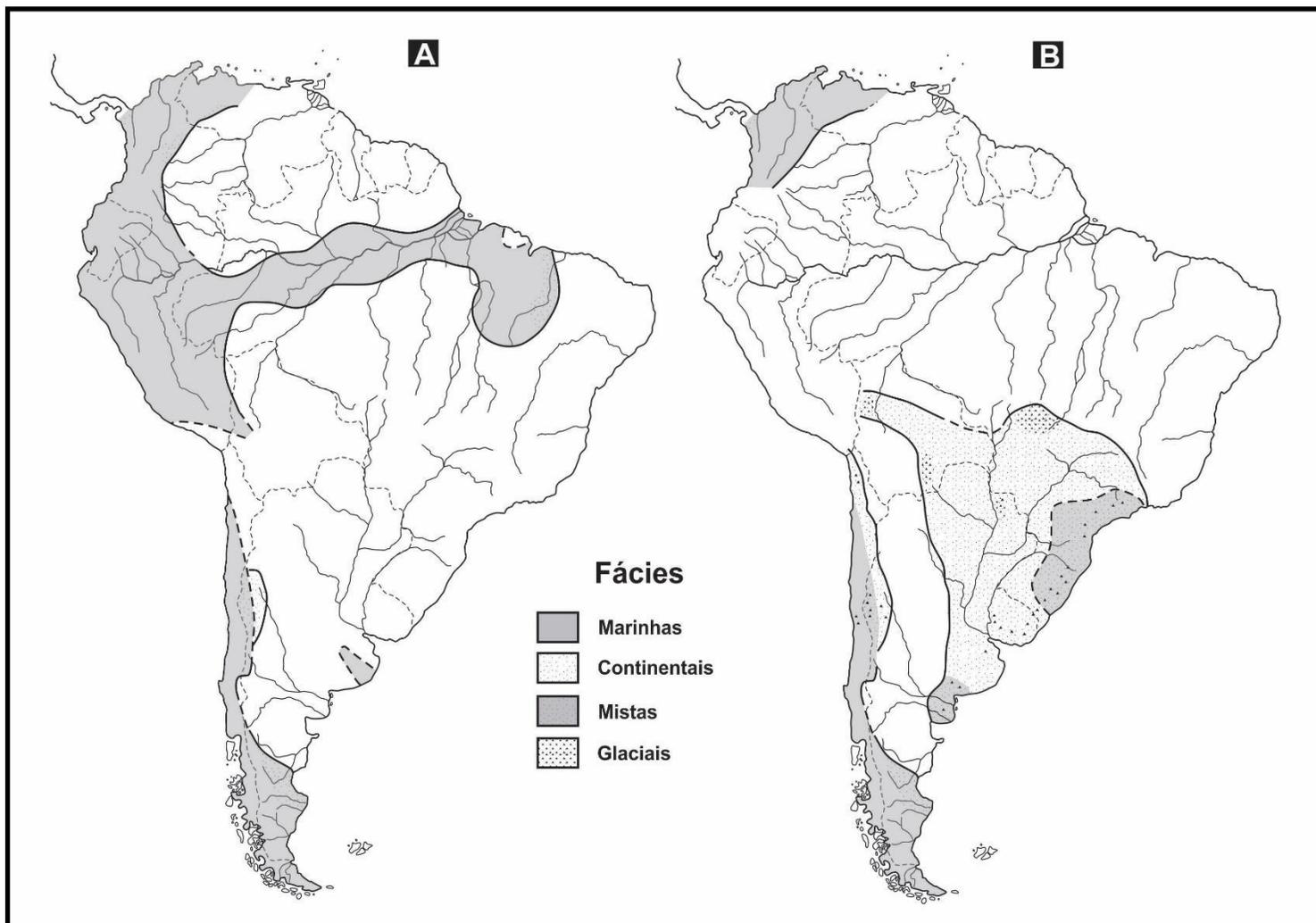


Figura 5 - Mapas de distribuição dos depósitos de idade pensilvaniana na América do Sul. A) mapa mostrando a transgressão marinha no Mesopensilvaniano; B) mapa do Neopensilvanino, confirmando o recuo do mar e pontos de glaciação. Fonte: Modificado de Harrington (1962).

4.2 PALEOCLIMA

Durante o tempo geológico o clima e o posicionamento paleogeográfico foram os principais fatores que influenciaram na deposição de sedimentos e formação de rochas mais sensíveis a variações destes, tais como evaporitos, carbonatos, carvão e tilitos (Summerhayes 1990).

Segundo Cecil (1990) a climatologia, os processos deposicionais e os paleoambientes estão diretamente relacionados, como clima quente e ação de chuvas altamente sazonais que favoreceram a entrada de sedimentos siliciclásticos, assim como condições climáticas não sazonais que favoreceram a precipitação de sedimentos químicos, climas úmidos perenes ideais para a formação de carvão, enquanto que os climas secos favoreceram a produção de carbonatos e evaporitos (Figura 6). Outros fatores que também influenciaram nos padrões paleoclimáticos foram as variações latitudinais dos continentes e a configuração entre as massas continentais e os oceanos.

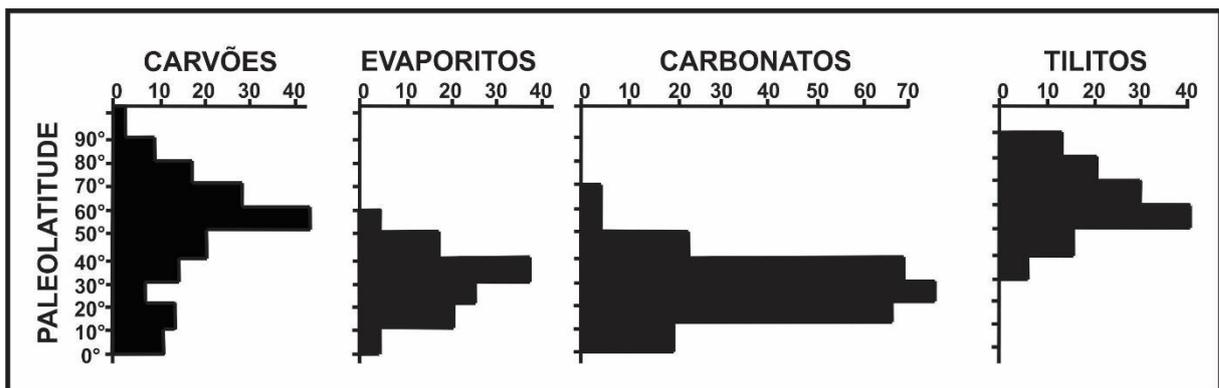


Figura 6 - Distribuição da PaleolatITUDE das rochas mais suscetíveis às variações climáticas.
Fonte: Modificado de Summerhayes (1990).

Paleozoico estavam submersos, apenas no Permiano os mares recuaram até as margens continentais, definindo uma queda relativa do nível do mar de segunda ordem (Vail *et al.* 1977, Vail *et al.* 1991). Durante o período Carbonífero-Eopermiano as regiões polares do Gondwana foram cobertas por gelo, sendo registradas assim nos crátons sob a forma de ciclotemas (Caputo & Crowell 1985).

No período Carbonífero, o Mississipiano foi marcado por um episódio de glaciação que se prolongou durante o Pensilvaniano (*Ice House*), considerado período de transição climática. Segundo Rowley *et al.* (1985), durante o Carbonífero existiu uma tendência generalizada dos climas continentais tornarem-se mais secos na transição do Carbonífero para

o Permiano, apresentando uma crescente formação de depósitos evaporíticos e um decréscimo na formação de depósitos de carvão.

As curvas eustáticas de Hallam *et al.* (1992) e de Golonka e Ford (2002), registram o primeiro megaciclo do Carbonífero, com máximas elevação, entre o Neocambriano e o Eocarbonífero. No Neocarbonífero o nível do mar teve seu rebaixamento no Permiano, atingindo o mínimo na passagem para o Triássico, contribuindo assim para a emersão do Pangéia (Almeida *et al.* 2000) (Figura 7).

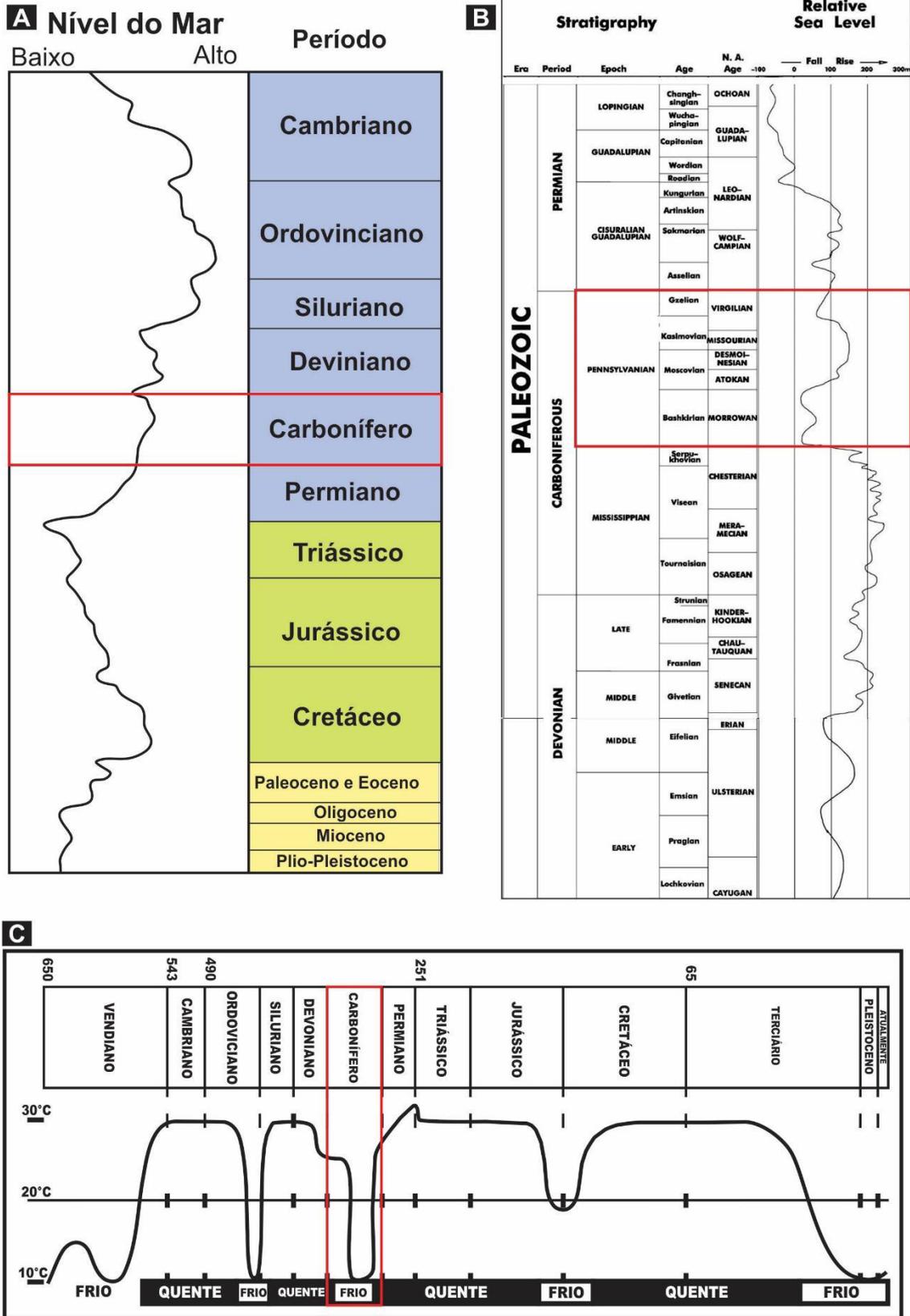


Figura 7 - Diagramas paleoclimáticos e de curvas eustáticas. A) Padrões do nível eustático durante o Phanerozoico, mais especificamente no Período Carbonífero, que são menores durante o Neocarbonífero; B) padrões do nível eustático durante o período Carbonífero, mais especificamente no Pensilvaniano; C) variações na temperatura durante o Período Carbonífero.

Fonte: Modificado de Hallam (1992), Golonka & Ford (2002) e Scoetese et al. (1999).

Elevados níveis eustáticos no Paleozóico resultaram em três conhecidas sequências transgressivas-regressivas de inundação marinha, possivelmente de segunda ordem, nas sinéclises brasileiras: a transgressão do Neo-Ordoviciano-Siluriano, Devoniano (Figura 3) e do Permo-Carbonífero (Almeida *et al.* 2000). Almeida *et al.* (2000) também discutem que assim como o elevado nível do mar no Paleozóico resultou em esporádicas invasões marinhas, as orogêneses na margem ativa meridional do Gondwana, tiveram reflexos no interior do continente, como os movimentos epirogenéticos que influíram nas regressões do mar e deram origem a hiatos devido à exposição das camadas.

A transgressão permo-carbonífera tem início após a regressão do Mar Devoniano, dando lugar ao ciclo transgressivo-regressivo no Neocarbonífero, onde o mar transgrediu as principais sinéclises do Brasil, como as Bacias do Solimões; Paraná; Amazonas e Parnaíba, prevalecendo à sedimentação marinha sobre a continental (Almeida *et al.* 2000).

Segundo Scomazzon *et al.* (2006), alguns isótopos radiogênicos de Sr e Nd estudados em conodontes do Pensilvaniano da Bacia do Amazonas, sugerem que esta bacia teve influências tanto das águas do Oceano Panthalassa, como das águas do Mar de Tethys.

Góes e Feijó (1994) descrevem este ciclo transgressivo Permo-Carbonífero na Bacia do Parnaíba, representado pelo Grupo Balsas, englobando os depósitos neocarboníferos de ambientes desértico e os carbonatos litorâneos pertencentes à Formação Piauí e os evaporitos e inclusões calcárias de bacias marinhas rasas amplamente silicificados encontrados na Formação Pedra de Fogo.

O Eopermiano foi marcado pelo recuo do mar na Bacia do Parnaíba, porém ainda prevalecente nas bacias andinas. Outro importante evento ocorrente no período é a movimentação das placas tectônicas para a formação do megacontinente Pangéia, que culminou com o fechamento de oceanos e recuo dos mares epicontinentais.

4.3 PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

O termo plataforma carbonática é utilizado tanto morfológicamente para estruturas em três dimensões, como estratigraficamente para espessas sequências carbonáticas de águas rasas. As plataformas atuais geralmente desenvolvem-se nas margens continentais, ligadas aos oceanos com dorsais, como o Oceano Atlântico, ou formando mares rasos tipo Mar do Norte, na Europa. As diversas configurações dos continentes por agrupamento ou separação, devido à tectônica de placas, têm desenvolvidos diferentes tipologias de plataformas, algumas delas

sem modelo análogo moderno. Quanto aos tipos de plataformas, há pelo menos cinco tipos principais, caracterizadas por Tucker e Wright (1990). As plataformas são denominadas: epicontinental (*epeiric*), de margem continental (*rimmed shelf*), isolada (*isolated*), inclinada/rampa (*ramp*), e submersa (*drowned*) (Figura 8).

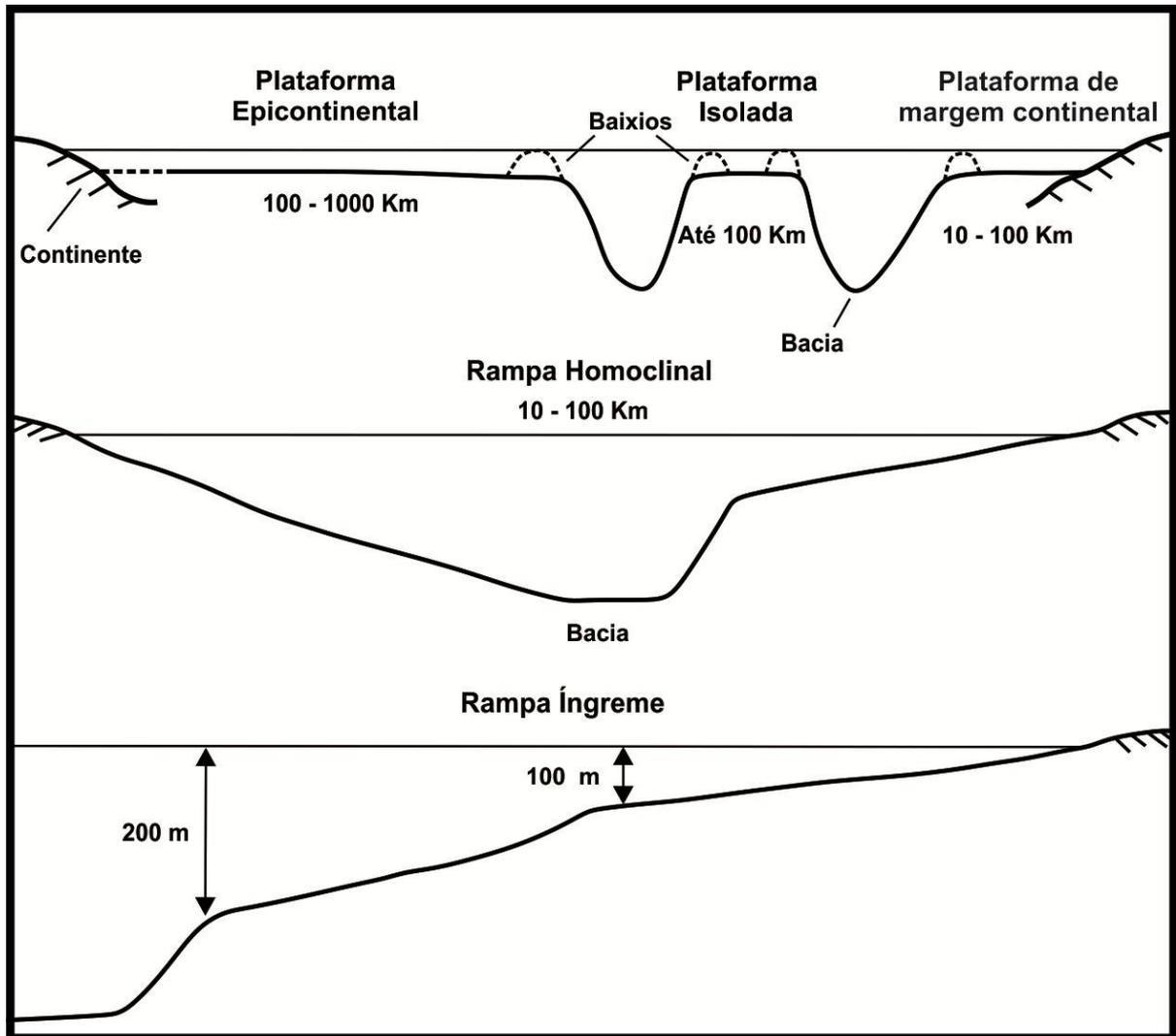


Figura 8 - Modelos de plataformas carbonáticas.
Fonte: Modificado de Reading (1996).

Embora não existam registros atuais de plataforma epicontinental, durante o Paleozóico estava disseminada por todo globo (READING, 1996). Muitas destas plataformas representam porções mais interiores de plataformas maiores, do tipo rampa, e estendiam-se por centenas ou milhares de quilômetros. Comumente era desenvolvida em áreas cratônicas relativamente estáveis com subsidência raramente uniforme, com influências de maré e conexão com mar aberto. A influência de maré foi um processo dominante em grande parte

destas plataformas, porém os registros são raramente encontrados, comprovando tal atividade apenas por modelos numéricos de corrente de maré (Slingerland 1986).

Muitas destas sucessões epicontinentais são dominadas por ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upward*), de baixa energia, com depósitos de intermaré (*intertidal*) e submaré (*subtidal*) rasos. Evidências sugerem que estes ciclos foram formados devido à progradação da linha de costa por centenas ou milhares de quilômetros para o interior dos blocos continentais (Pratt & James 1986). Bacias intraplataformais dentro da plataforma epicontinental apresentam baixo gradiente, margem como rampa, lâminas d'água raramente excedendo 100-200 m, e são cercadas por extensas áreas de águas rasas. Durante a queda do nível do mar a bacia torna-se suficientemente restrita, favorecendo a precipitação de evaporitos. Durante tratos de sistema transgressivo e mar alto a lâmina d'água torna-se estratificada, favorecendo a anoxia das águas profundas e consequente deposição de matéria orgânica (Droste 1990, Burchette 1993).

Plataformas tipo margem continental (*rimmed shelves*) são reconhecidas por margens planas de águas rasas, com dezenas ou centenas de quilômetros, passando para águas mais profundas devido à quebra brusca na plataforma, marcada por margens retrabalhadas por ondas, com recifes contínuos e baixios (*shoal*) de areias oolíticas ou esqueletais. A plataforma quando fechada, forma lagunas que raramente excedem 100 km, na ausência da construção dos baixios a mesma se torna aberta. Esta plataforma é plana, devido principalmente o padrão *keep up* de crescimento da fábrica carbonática. Nas margens deste modelo de plataforma comumente são encontrados recifes de corais e algas coralíneas, porém nem sempre o nicho ecológico foi esse, durante o Pré-cambriano os estromatólitos dominavam, assim como os estromatoporóides no Eopaleozóico a Mesopaleozóico, e rudistas no Cretáceo (Reading 1996).

A plataforma isolada ou independente é morfologicamente variável, com dimensões inferiores ou mais raramente, iguais a centenas de quilômetros, podendo ter margens semelhantes a rampas com ângulo em torno de 15°. Plataformas isoladas mais extensas, como o grande Banco das Bahamas, possuem topos planos e lâmina d'água inferior a 10 m, devido à constante sedimentação. As margens desta plataforma podem registrar areias esqueletais ou oolíticas, ou recifes, enquanto o centro é dominado por lama, e a conexão com o mar pode ser restrita. Esta plataforma é cercada de águas profundas e suas margens são fortemente influenciadas pela orientação dominante dos ventos, ondas e corrente de maré. Recifes são desenvolvidos nas margens sob influência de ondas e correntes. O modelo de plataforma é

pouco descrito em antigos depósitos, porém atualmente é mais frequente, como: o grande Banco das Bahamas e atóis oceânicos (Reading 1996).

A rampa carbonática possui mergulho suave, inferior a 1° , com zona influenciada por onda perto da costa. Segundo Arh (1973), quando a inclinação da rampa é uniforme classifica-se como rampa homoclinal (*homoclinal ramp*), porém quando existe uma inclinação maior em águas profundas, chama-se de rampas íngremes (*steepened ramp*). Muitas rampas podem ser divididas em três partes, com referência aos processos deposicionais dominantes: rampa interna (*inner ramp*), rampa média (*mid-ramp*) e rampa externa (*outer ramp*). A rampa interna está acima da base das ondas de tempo bom, onde as ondas e corrente de maré são mais contínuas. A rampa média está no limite entre a base das ondas de tempo bom ou normais e a base das ondas de tempestades, em que os processos de tempestades são dominantes. A rampa externa é descrita no limite entre a base das ondas de tempestade e a bacia.

O termo plataforma submersa é utilizado comumente para plataformas carbonáticas de águas rasas que foram submersas a grandes profundidades e tiveram o crescimento da fábrica carbonática cessada e posteriormente soterradas por sedimentos de águas profundas (Reading 1996).

5 FÁCIES E ESTRATIGRAFIA

5.1 ASPECTOS GERAIS

Os afloramentos da Formação Piauí, na região de José de Freitas, estão inseridos no contexto geomorfológico do domínio de Superfícies Aplainadas da Bacia do Rio Parnaíba, composta por extensas áreas dissecadas (Pfaltzgraff *et al.* 2010). O conjunto de fácies/microfácies carbonáticas e siliciclásticas da porção superior da Formação Piauí exibe espessura aflorante de 55 m, exposto em frentes de lavra inativas e ativas, e na área urbana da cidade de José de Freitas, Estado do Piauí. As localidades visitadas foram a Fazenda Contenda, a área de exploração da Mineradora Icaraí e o Fazenda Mocambo, cujo nome fornece a denominação informal dos carbonatos estudados dada por Assis (1979) e coadunado por Anelli (1994, 1999).

Dezessete fácies/microfácies foram identificadas e agrupadas em quatro associações de fácies (AF) representativas de: AF1- campo de dunas / Interdunas, AF2- depósitos de mar raso, AF3- frente deltaica e AF4- prodelta (Figura 9 e Tabela 4). Apenas a AF2 é carbonática e alcança no máximo 4m, sendo que as exposições na Fazenda Mocambo, considerada como localidade tipo, não passam de 1m. Destaca-se a abundância de fósseis de invertebrados na Fazenda Mocambo, onde grande parte da fauna carbonífera, descrita na Formação Piauí, encontra-se representada. Não foram observadas relações laterais e verticais entre a AF1 e as demais associações, considerada a base da sucessão estudada com cota altimétrica em torno de 98 m, bem abaixo da cota da Fazenda Mocambo em torno de 105m. Em todas as localidades visitadas, o contato entre a AF2 com as AF3 e AF4 é concordante e brusco. É acentuada a mudança de coloração que marca este contato, enquanto as fácies carbonáticas exibem coloração bege, amarela e cinza, os siliciclásticos sobrepostos são vermelhos. Intercalações de folhelhos negros foram observados apenas na área de exploração da Mineradora Icaraí. As fácies siliciclásticas são geralmente cimentadas por dolomita.

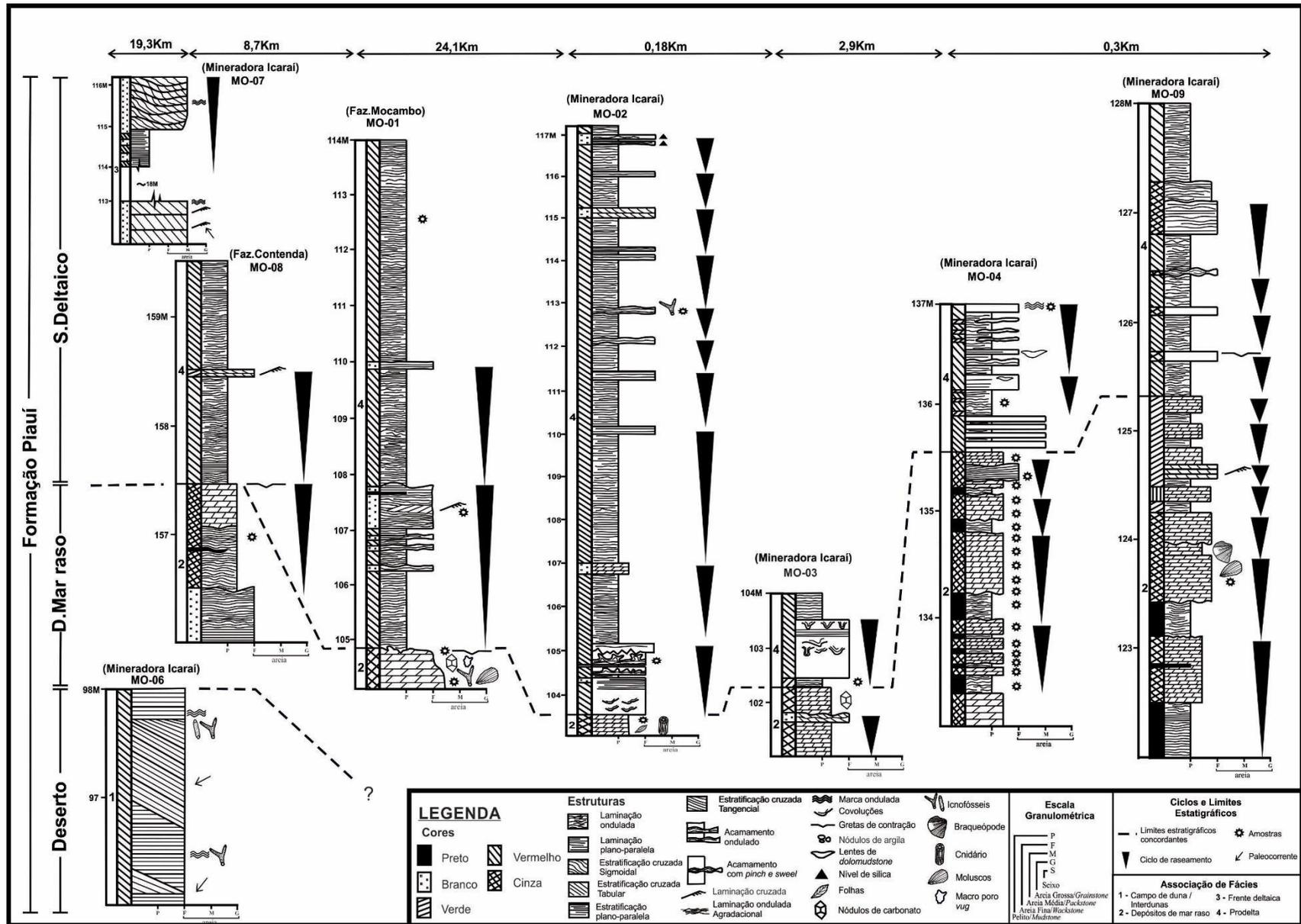


Figura 9 - Perfis litoestratigráfico do topo da Formação Piauí, na região de José de Freitas (PI).

Tabela 4 - Fácies e processos sedimentares da porção superior da Formação Piauí.

Fácies	Descrição	Processo deposicional/diagenético	Associação de fácies
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs)	Arenito fino á médio, de cor branca, camadas tabulares com espessura de 30cm à 1m, estratificação cruzada sigmoidal com <i>sets</i> de 30cm à 80cm e <i>foresets</i> variando de 4cm à 10cm, mergulhando a SW. No <i>toeset</i> ocorrem icnofósseis e clastos de argila.	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior associado à rápida desaceleração.	Frente Deltaica (AF4)
Pelito com laminação plano-paralela (Plp)	Pelito de cor branca, ou vermelha, métrico com laminação plano-paralela descontínua, levemente ondulada.	Material em suspensão depositado por decantação.	
Arenito com estratificação cruzada tabular (Act)	Arenito médio de cor branca, com estratificação cruzada tabular cujos <i>sets</i> variam de 5cm à 10 cm, exibem lamina cruzadas cavalgantes (<i>climbing ripples</i>) mergulhando para NW, associadas a marcas onduladas assimétricas.	Migração de dunas 2D subaquosas em regime de fluxo inferior unidirecional.	
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Acc)	Arenito fino à médio, de cor branca, dispostos em camadas tabulares decimétrica com laminação cruzada cavalgante, apresentando <i>drapes</i> de argila e gradando lateralmente para laminação plano-paralela ou ondulada.	Migração de marcas onduladas subaquosas com predomínio de tração em detrimento de suspensão.	
Plp, Acc	Descritas		
Arenito com estruturas de sobrecarga (As)	Arenito fino, de cor vermelha, em camadas tabulares, com estruturas de sobrecarga, tipo <i>flame</i> e <i>ball and pillow</i> .	Ajustamento plástico por liquefação entre camadas de diferentes graus de saturação de água.	Prodelta (AF3)
Arenito/ Pelito com laminação ondulada (Aplo)	Arenito médio, de cor branca, avermelhada, com laminação ondulada e arenito fino, de cor cinza, com laminação ondulada, em camadas tabulares e onduladas, com icnofósseis e níveis de sílica, intercalados com camadas de pelitos vermelhos, centimétricos, com laminações onduladas.	Deposição em ambiente de baixa energia, com esporádicas correntes unidirecionais em regime de fluxo inferior, alternados com períodos de decantação de argila.	

<p>Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Ala)</p>	<p>Arenito fino carbonático, de cor cinza, disposto em camadas tabulares decimétricas com laminações cruzadas de baixo ângulo e subordinadamente plano-paralela.</p>	<p>Migração e gradação de formas de leito ondulada de pequeno porte, sob ação de fluxo combinado e/ou oscilatório.</p>	
<p>Arenito com laminação plano-paralela (Alp)</p>	<p>Arenito fino, de cor branca, avermelhada, com laminação plano-paralela contínua e descontínua, lentes carbonáticas e gradando verticalmente para laminação ondulada e para laminações deformadas por sobrecarga.</p>	<p>Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (flat bed), em regime de fluxo superior</p>	
<p>Arenito maciço (Am)</p>	<p>Arenito fino à médio, de cor cinza, disposto em lentes e em camadas tabulares, com gretas de contração e marcas onduladas.</p>	<p>Acamamento maciço relacionado à homogeneidade granulométrica ou pedogênese.</p>	
<p>Arenito com laminação <i>Pinch and Swell</i> (Aps)</p>	<p>Arenito fino de cor branca, lateralmente descontínuo, com laminações tipo <i>pinch and swell</i>, com espessura de 10cm na menor amplitude e 20cm na maior amplitude. Também exhibe internamente laminação cruzada cavalgante.</p>	<p>Agradação e migração de micro-ondulações (<i>ripples</i>) por fluxo combinado e/ou unidirecional produzido por onda.</p>	
<p>Dolomito fino com braquiópodes e cnidários (Dbc)</p>	<p>Dolomito fino cinza, com camadas tabulares decimétricas, acamamento maciço e <i>drapes</i> de folhelho negro. Cimento de dolomita maior que 10 µm, obliterando os constituintes da rocha, exemplificado pela textura não mimética em bioclastos. São registrados também: matéria orgânica, moldes internos e externos de moluscos e macrofósseis, como cnidários, braquiópodes e bivalves.</p>	<p>Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia e alteração diagenética para dolomito.</p>	
<p>Dolomito fino com gretas de contração (Dc)</p>	<p>Dolomito fino cinza, com camadas tabulares, com 50 cm de espessura, acamamento maciço. Cimento de dolomita maior que 15 µm, obliterando os constituintes da rocha, exemplificado pela textura não mimética em bioclastos. Exibe na superfície da camada gretas de contração ortogonais.</p>	<p>Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia. Exposição subaérea e ressecamento de substrato heterogêneo.</p>	<p>Depósito de Mar Raso (AF2)</p>

<p><i>Dolograinstone</i> peloidal com bivalves e gastrópodes (Dgb)</p>	<p>Camadas tabulares e onduladas, com peloides milimétricos arredondados, concreções de carbonato envolto em película ferruginosa e fragmentos fósseis de bivalves, foraminíferos e gastrópodes. Cimento dolomítico e porosidade do tipo <i>vug</i> predominante.</p>	<p>Precipitação química de carbonato e deposição de material fecal de invertebrados. Diagênese formando dolomita espática.</p>	
<p><i>Dolograinstone</i> peloidal com greta de concreção (Dgg)</p>	<p>Acamamento e laminação plano-paralela incipiente e gretas de contração poligonal. Exibe em lâminas delgadas: fragmentos de conchas articulados e desarticulados, foraminíferos, pelóides e bioclastos indiferenciados e micritizados. Cimento dolomítico e porosidade do tipo <i>vug</i> predominante.</p>	<p>Formação de peloides pela deposição de material fecal de invertebrados, precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia. Exposição subaérea e ressecamento. Posterior alteração diagenética do carbonato pré-existente, para dolomito.</p>	
<p>Folhelho betuminoso (Fb)</p>	<p>Pelito de cor preta, com matéria orgânica, espessura centimétrica a decimétrica, apresentando laminações descontínuas, em suma ondulada, gradando para porções plano-paralelas, presente como <i>drapes</i> ou intercalado com camadas carbonáticas.</p>	<p>Decantação de material em suspensão e matéria orgânica, em ambiente de baixa energia.</p>	
<p>Act</p>	<p>Descrita</p>		
<p>Arenito com estratificação plano-paralela (App)</p>	<p>Camadas com espessura decimétrica a métrica de arenito fino a médio, de cor vermelha, com estratificação plano-paralela e laminação cruzada de baixo ângulo.</p>	<p>Migração de formas de leito planas a levemente onduladas (<i>wind ripples</i>) relacionada a alta velocidade do vento.</p>	<p>Campo de Dunas/ Interdunas (AF1)</p>
<p>Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante (Alt)</p>	<p>Arenitos finos, de cor branca, avermelhada, bem selecionados e com grãos bem arredondados, em camadas tabulares com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante.</p>	<p>Saltação e arraste de grãos, sob condições subaéreas, formando lâminas plano-paralelas ou de ângulo baixo (laminação transladante).</p>	

5.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES - FORMAÇÃO PIAUÍ

5.2.1 Campo de duna / Interdunas (AF1)

Esta associação de fácies encontra-se sotoposta e disposta lateralmente à associação de fácies depósito de mar raso, representando uma sucessão de 2m de espessura, composta pelas fácies Arenito com estratificação plano-paralela (App), Arenito com estratificação cruzada tabular (Act) e Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante (Alt).

Os arenitos são finos a médios, com grãos bem selecionados e bem arredondados de coloração vermelha esbranquiçada, compondo *sets* de estratificações plano-paralelas e estratificações cruzadas tabulares, de pequeno a médio porte, de até 1m de espessura, com truncamento tangencial no *bottomset* e ângulo de mergulho dos *foresets* variando de 20° a 30° no *topset*. Os *sets* apresentam adelgaçamento ascendente (*thinning-upward*), com migração preferencial dos *foresets* para SW. Também são observadas superfícies de reativação, estruturas de queda de grãos (*grainfall*), fluxo de grãos (*grainflow*) e laminações risca de agulha (*pin stripe lamination*). A fácies App apresenta o *bottomset* com pequenas marcas onduladas simétricas e o *topset* com alto grau de bioturbação, com icnofósseis horizontais, centimétricos à decimétricos, alongados e ramificados em Y, semelhantes a Thalassinóides (Figura 10).

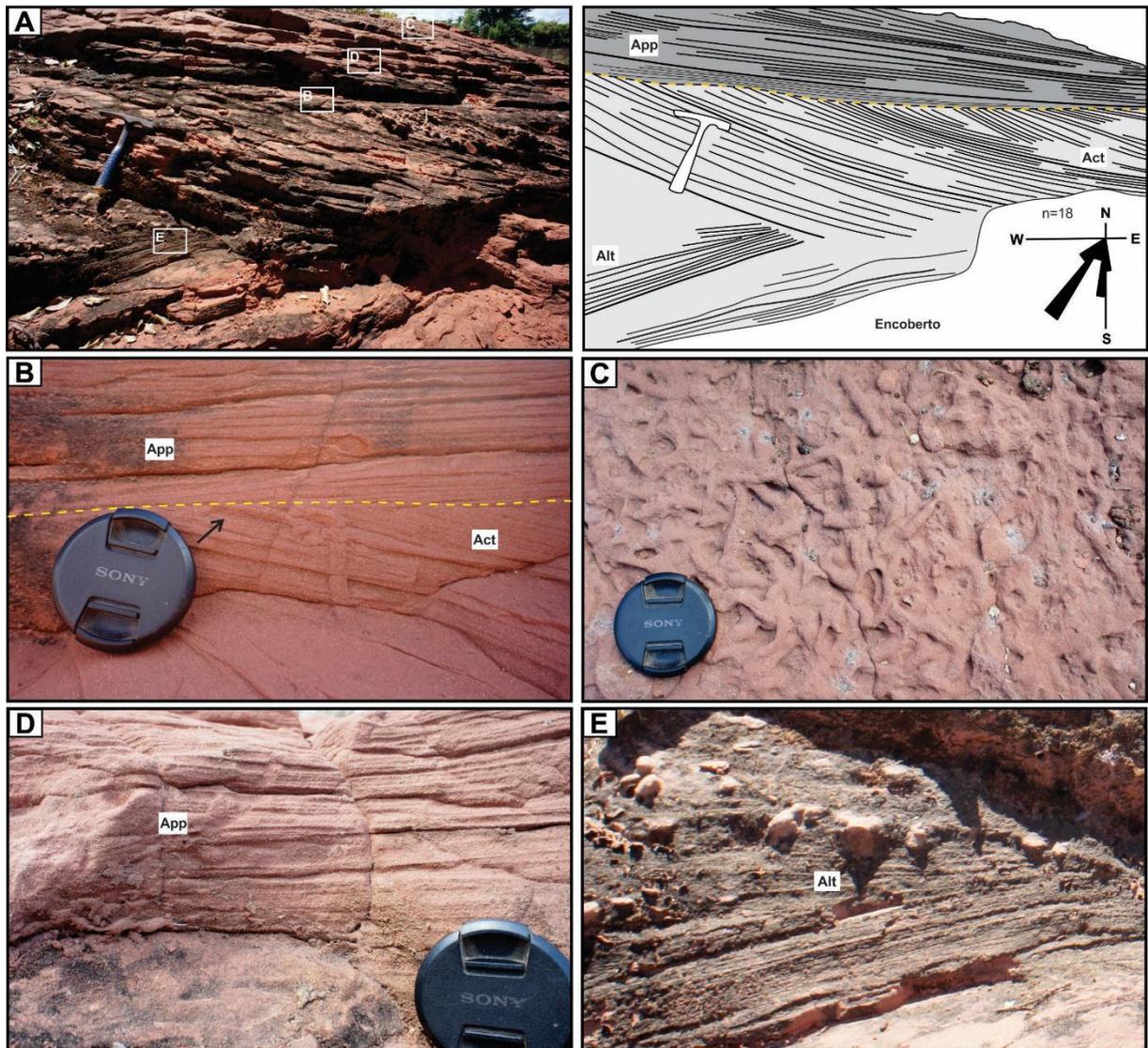


Figura 10 – Aspectos faciológicos da associação de campo de dunas / interdunas. A) Arenitos com *foresets* migrando para SW; B) contato das fácies Arenito com estratificação plano-paralela (App) com Arenito com estratificação cruzada tabular (Act); C) fácies App apresentando *topset* com alto grau de bioturbação; D) detalhe da fácies arenito com estratificação plano-paralela (App); E) arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica transladante.

5.2.1.1 Interpretação

A AF1 é interpretada como representante de um campo de dunas em áreas costeiras úmidas, com interdunas úmidas, onde a presença de vegetação foi subordinada, não impedindo a migração destas formas de leito (Giannini *et al.* 2008, Wilson 1971, Fryberger *et al.* 1979). A fácies Act foi formada pela constante migração de formas de leito 2D, assimétricas, de pequeno a médio porte, com influência de formas parasíticas (*wind ripples*) no barlavento (*stoss side*). Fluxo de grão (*grainflow*) e queda de grão (*grainfall*), são responsáveis pelo desmoronamento na porção frontal da duna (*slipface*), formando uma maior inclinação no sotavento (*leeside*) (Hunter 1977, Brookfield 1977).

A fácies Alt representa registro da migração de pequenas marcas onduladas (*ripples*), formadas pelo transporte e deposição por saltação e suspensão de grãos em condições subaéreas, formando a superposição de lâminas sub-horizontais ou pseudoacamamento, preservando principalmente no barlavento (Mckee & Weir 1953, Mckee 1966, Hunter 1977). As fácies App e, subordinadamente, Alc, foram interpretadas como estruturas de interdunas úmidas, originadas em depressões entre dunas eólicas, depositadas por deflação, por meio da migração de *wind ripples* que geram estratos cavalgantes subcríticos (Silva *et al.* 2008). O alto grau de estratos bioturbados coaduna com a presença de humidade e nutrientes neste subambiente. A proximidade destas fácies com os carbonatos indica campos de dunas costeiras margeando o mar do Pensilvaniano.

5.2.2 Depósitos de mar raso (AF2)

Esta associação de fácies consiste em uma sucessão de camadas tabulares, lateralmente contínuas e lenticulares de até 4 m de espessura, expostas na frente de lavra da Mineradora Icarai e na lavra abandonada do Assentamento Mocambo. É composta por dolomito fino com braquiópodes e cnidários (Dbc), dolomito fino com gretas de contração (Dc), *dolograinstone* peloidal com bivalves e gastrópodes (Dgb), *dolograinstone* peloidal com gretas de contração (Dgg) e folhelho betuminoso (Fb). Esta associação está organizada em ciclos de escala métrica, alguns marcados por gretas de contração no topo indicando tendência de raseamento ascendente (*shallowing upward*). Em geral, as lâminas desta associação de fácies apresentam-se fortemente dolomitizadas o que prejudicou o reconhecimento detalhado dos bioclastos, geralmente na forma de fantasmas.

5.2.2.1 Descrição das fácies/microfácies

5.2.2.1.1 Dolomito fino com braquiópodes e cnidários (Dbc)

A fácies Dolomito fino com braquiópodes e cnidários, de cor cinza, está disposta em camadas tabulares e onduladas, intercaladas com folhelhos betuminosos e delgadas lentes, milimétricas, de pelitos laminados carbonáticos. Apresenta uma fauna diversificada e abundante, composta por braquiópodes e moluscos, como alguns dos gêneros *Brasilioproductus*, *Choristites*, *Wilkingia*, *Oricrassatella* e cnidários da ordem Rugosa (Figuras 11, 14 e Tabela 3).

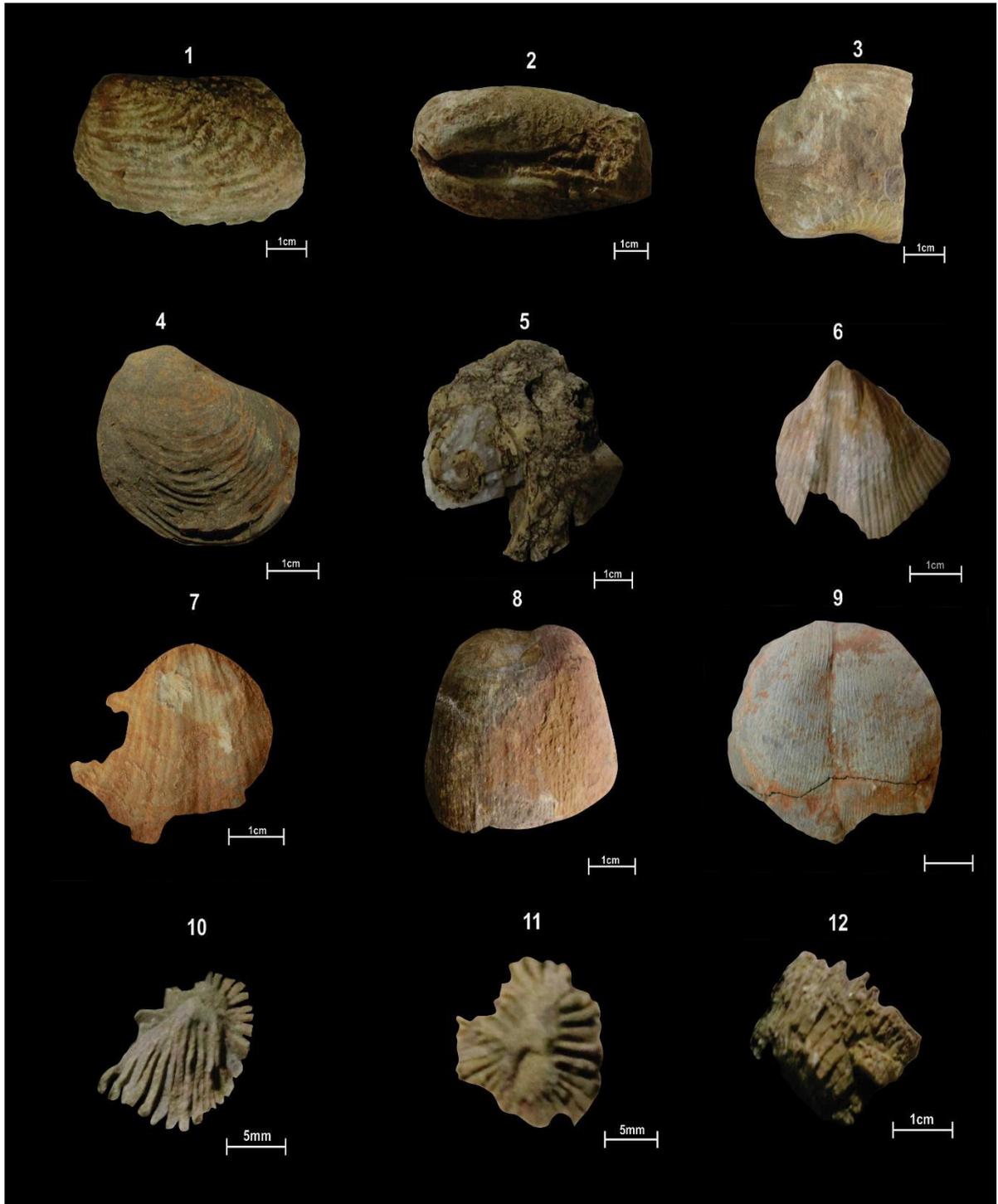


Figura 11 - Assembléia fossilífera na fácies Dbc; **1, 2 e 3)** Bivalves do gênero *Wilkingea*; **4)** Bivalve do gênero *Oricrassatella*; **5)** Molde de gastrópode substituído por cimento de dolomita espática; **6 e 7)** Braquiópode do gênero *Choristites*; **8 e 9)** Braquiópodes do gênero *Brasilioproductus*. **10, 11 e 12)** Cnidários da ordem rugosa.

A microfácies Dbc é descrita petrograficamente por laminação ondulada incipiente, formada pela concentração de argila, cristais de dolomita polimodal, semi-planar, xenotópica à hipidiotópica muito fina (10 μm), com bolsões de dolomita fina (20 a 30 μm), porosidade tipo *vug*, com poros arredondados e alongados. Também ocorrem poros de fratura preenchidos por matéria orgânica, parcialmente substituída por óxido de ferro. Grãos de quartzo monocristalino (70 μm a 270 μm) são subangulosos na fração areia fina a muito fina e apresentam bordas corroídas pelo cimento dolomítico. Ocorrem ainda grãos de plagioclásio, angulosos, de tamanho areia muito fina (100 μm) e lamelas de Illita (120 μm). Óxido de ferro e a matéria orgânica assim como cubos de sulfeto de ferro (pirita) são encontrados em algumas amostras dessa fácies (Figura 12 e 13). A matéria orgânica é encontrada disseminada na rocha, formando porções filamentosas, micrométricas, possivelmente de origem algálica.

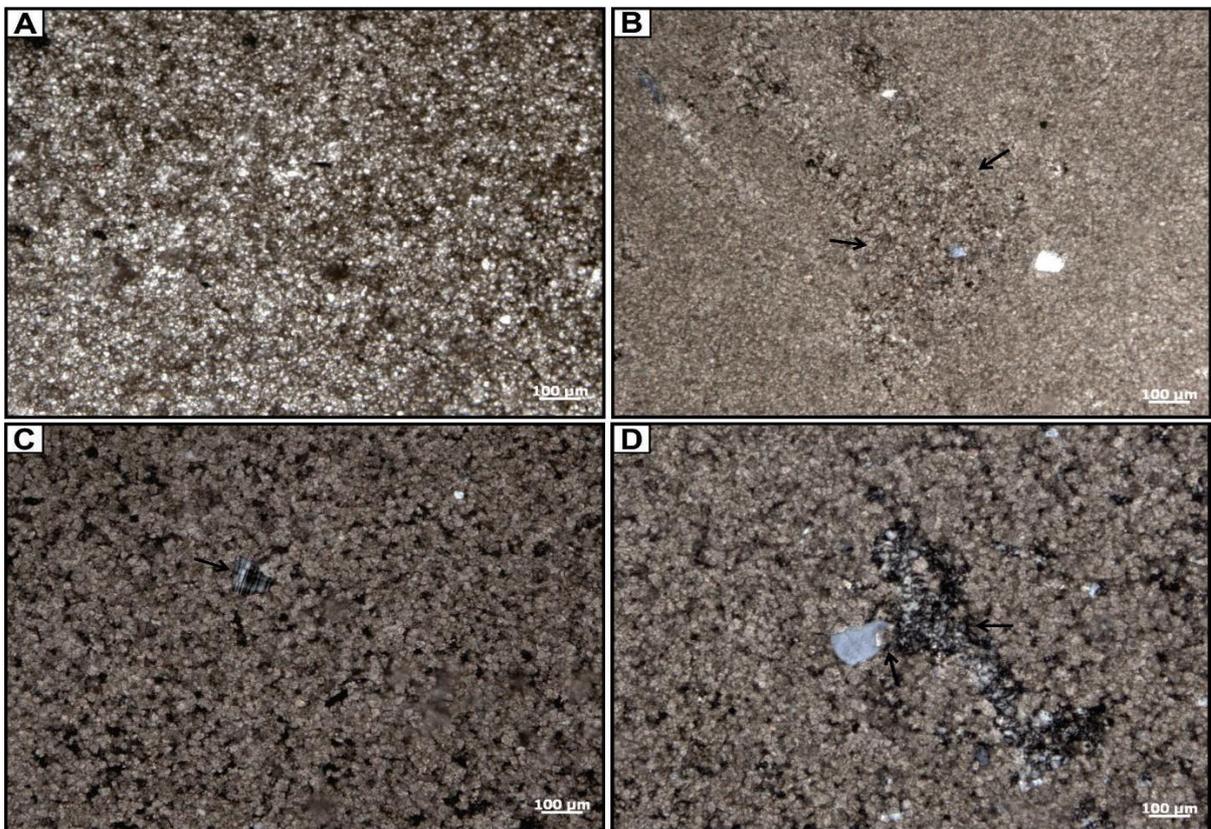


Figura 12 - Fotomicrografias das fácies Dbc e Dc. **A)** Grande quantidade de matéria orgânica entremeadada em meio aos cristais de dolomita; **B)** Cristais de dolomita muito fino xenotópico com bolsão de dolomita fina hipidiotópico, indicado pelas setas; **C)** Grão de feldspato microclina, subanguloso, na fração silte grosso, indicado pela seta; **D)** Cimento de sílica microcristalina preenchendo porosidade (Fotos A, B com N// e C, D com NX).

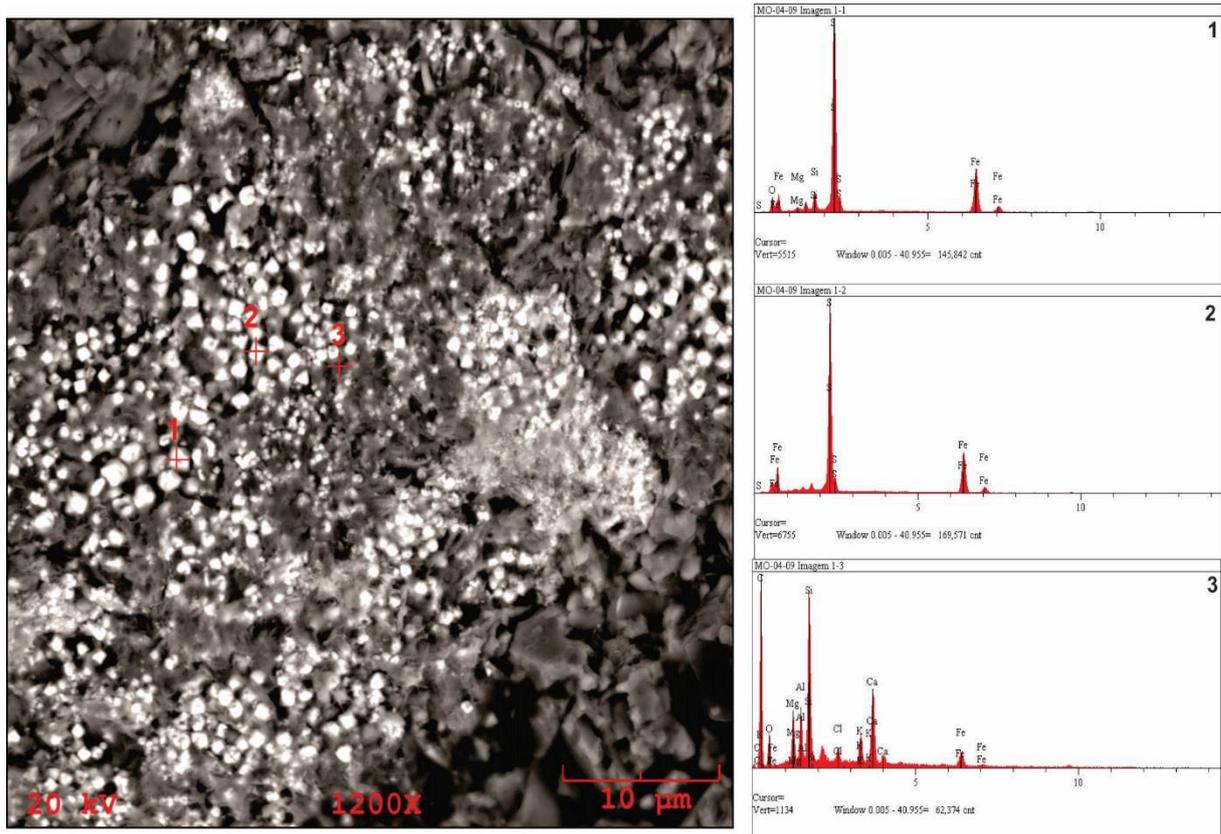


Figura 13 - Imagem de MEV e análises de EDS das fácies Dbc e Dc. **1 e 2)** As análises identificam picos principais de enxofre e ferro em pirita cubica; **3)** A análise identifica picos de carbono, proveniente de matéria orgânica, picos de cálcio e magnésio, possivelmente do cimento dolomítico e pico de silício, pertencente a silicatos.

5.2.2.1.2 Dolomito fino com gretas de contração (Dc).

A fácies Dolomito fino com gretas de contração compõem de camadas tabulares com laminação plano-paralela e o topo ondulado, com aproximadamente 40 cm de espessura, lentes de pelito laminado e escassos fragmentos de bioclastos (Figura 14). Na localidade da Fazenda Contenda esta microfácies exibe gretas de contração ortogonais.

A microfácies Dc apresenta cristais de dolomita polimodais, semi-planares e com tamanho variando de fino a médio (20 µm a 70 µm), xenotópicos a hipidiotópicos, a porosidade é do tipo *Vug*, com formas arredondadas, e parcialmente preenchida por um cimento dolomítico com cristais de tamanho médio. Ocorrem também *dissolution seams* e fantasmas de bioclastos com contornos de dolomita muito fina. Cimento de sílica microcristalina preenchendo poros é raro. Os grãos de quartzo monocristalinos são subangulosos a subarredondados, com extinção abrupta e extinção ondulante fraca e forte. Variam de silte grosso à areia média (0,06 mm a 0,34 mm), estão disseminados por toda rocha, porém concentram-se em um nível de aproximadamente 3,2 mm, onde estão muito

fraturados e cimentados por dolomita fina. Grãos de feldspatos microclina, subarredondados, ocorrem na fração silte grosso (Figura 12).

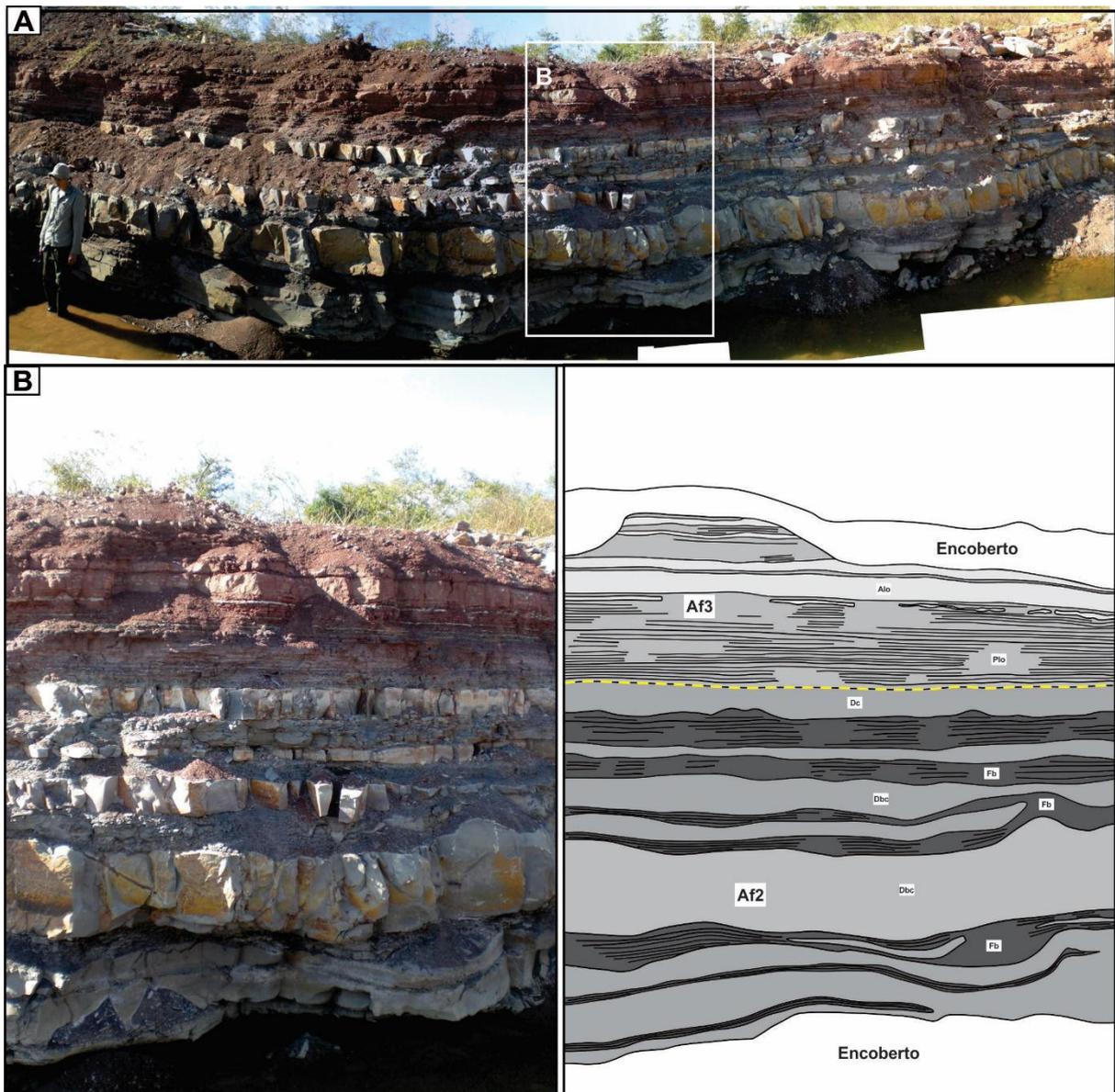


Figura 14 - Associação de fácies de Prodelta (AF3) sobreposta a associação de plataforma rasa (AF2). **A)** secção panorâmica dos carbonatos na frente de lavra da mineradora Icarai; **B)** contato estratigráfico das fácies de Prodelta (fácies Alo e Plo) sobrejacente aos depósitos de plataforma carbonática, com as fácies Fb, Dbc e Dc.

5.2.2.1.3 *Dolograinstone* peloidal com bivalves e gastrópodes (Dgb)

A fácies *dolograinstone* peloidal com bivalves e gastrópodes, de cor cinza esbranquiçada, está disposta em camadas tabulares, lateralmente descontínuas, com espessura variando de 20 cm a 40 cm. Apresenta macroporos de dissolução preenchidos por dolomita

espática envolta por matéria orgânica e óxido-hidróxido de ferro. Icnofósseis estão presentes, como escavações horizontais, alongados e bifurcados, com composição interna semelhante à da rocha. Pequenas concentrações de fragmentos de matéria orgânica estão disseminadas na rocha. Nesta fácies também ocorrem macrofósseis como moldes internos de gastrópodes substituídos por dolomita espática, moldes internos e externos de bivalves, tal qual o Gênero *Wilkingia*. Além dos macrofósseis foram identificados fragmentos de bioclastos não reconhecidos, foraminíferos e pelóides (Figura 18).

A microfácies Dgb é composta por pelóides, variando de 280 μm a 760 μm em tamanho. Também apresenta bioclastos micritizados indiferenciáveis, foraminíferos e fragmento de conchas desarticuladas de bivalves, com tamanho variando de 300 μm a 1200 μm . Algumas conchas apresentam preenchimento com cimento dolomítico. A porosidade ocorrente é moldica de pelóide e concha, intraparticular (nos pelóides e em alguns bioclastos) e interparticular. Os poros estão preenchidos por matéria orgânica, óxido/hidróxido de ferro, e sulfeto de ferro, pelóides e forma nódulos, cimento de dolomita fina (10 à 40 μm) hipidiotópico, e cimento de sílica microcristalina, assim como cimento de dolomita espática, que substitui parcialmente alguns pelóides e porções do cimento dolomítico. Grãos de quartzo subarredondados, monocristalino com extinção ondulante fraca na fração areia muito fina a média (100 μm a 400 μm), possuem bordas corroídas por cimento de dolomita (Figura 15, 16).

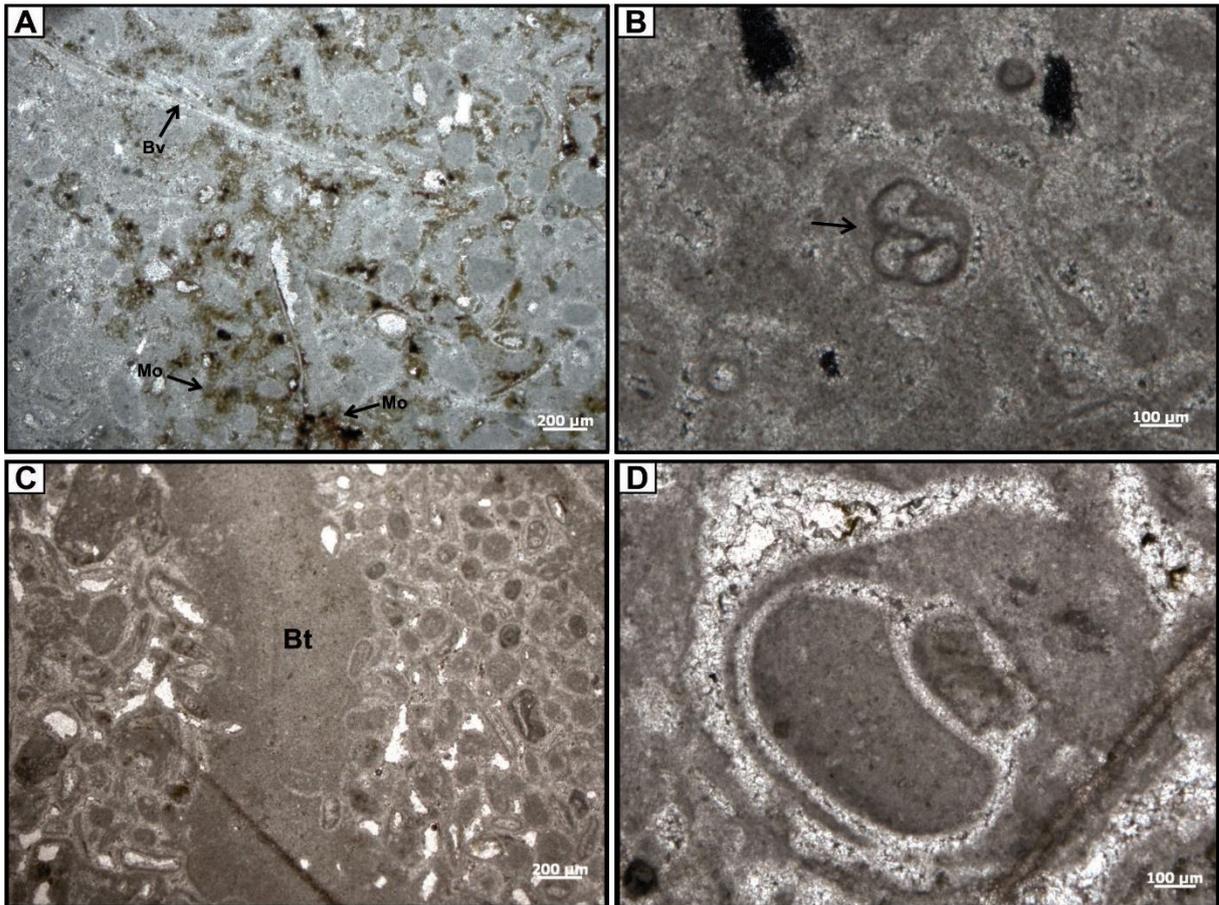


Figura 15 - Fotomicrografias das fácies Dgg e Dgb. **A)** Fragmentos de conchas de bivalves (Bv) e matéria orgânica (Mo) em meio aos pelóides e bioclastos micritizados; **B)** Foraminífero indicado pela seta; **C)** Icníto formado por bioturbação (Bt); **D)** Secção paralela da concha de um gastrópode substituído por dolomita e com preenchimento de calcita microcristalina (Fotos A, C e D com N// e B com NX).

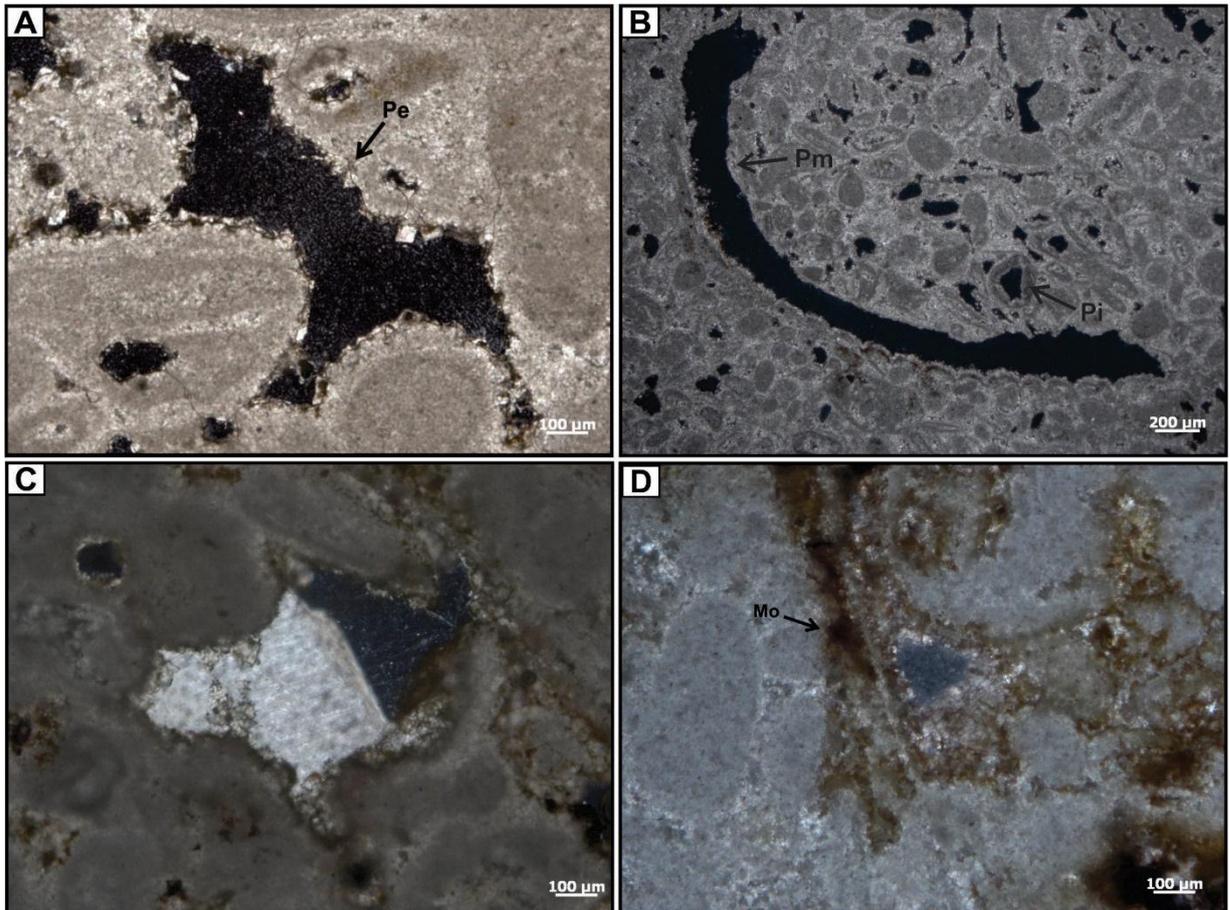


Figura 16 - Fotomicrografias das fácies Dgg e Dgb. **A)** Porosidade interparticular (Pe); **B)** Porosidade móldica (Pm) de concha e porosidade intraparticular (Pi) em pelóides; **C)** Cimento de dolomita espática preenchendo poros e com matéria orgânica nas bordas; **D)** Pelóides e matéria orgânica (Mo) (Foto A, B com NX e C, D com N//).

5.2.2.1.4 *Dolograinstone* peloidal com gretas de contração (Dgg)

A fácies *Dolograinstone* peloidal com gretas de contração possui cor cinza esbranquiçada e está disposta em camadas tabulares, lateralmente descontínuas, com espessura variando de 15 cm à 50 cm. No topo da fácies ocorrem horizontes micríticos delgados com gretas de contração poligonais, decimétricas a métricas e fendas preenchidas por micrito. Como fósseis ocorrem foraminíferos e fragmentos de bioclastos indiferenciados, associados aos pelóides (Figuras 17 e 18).

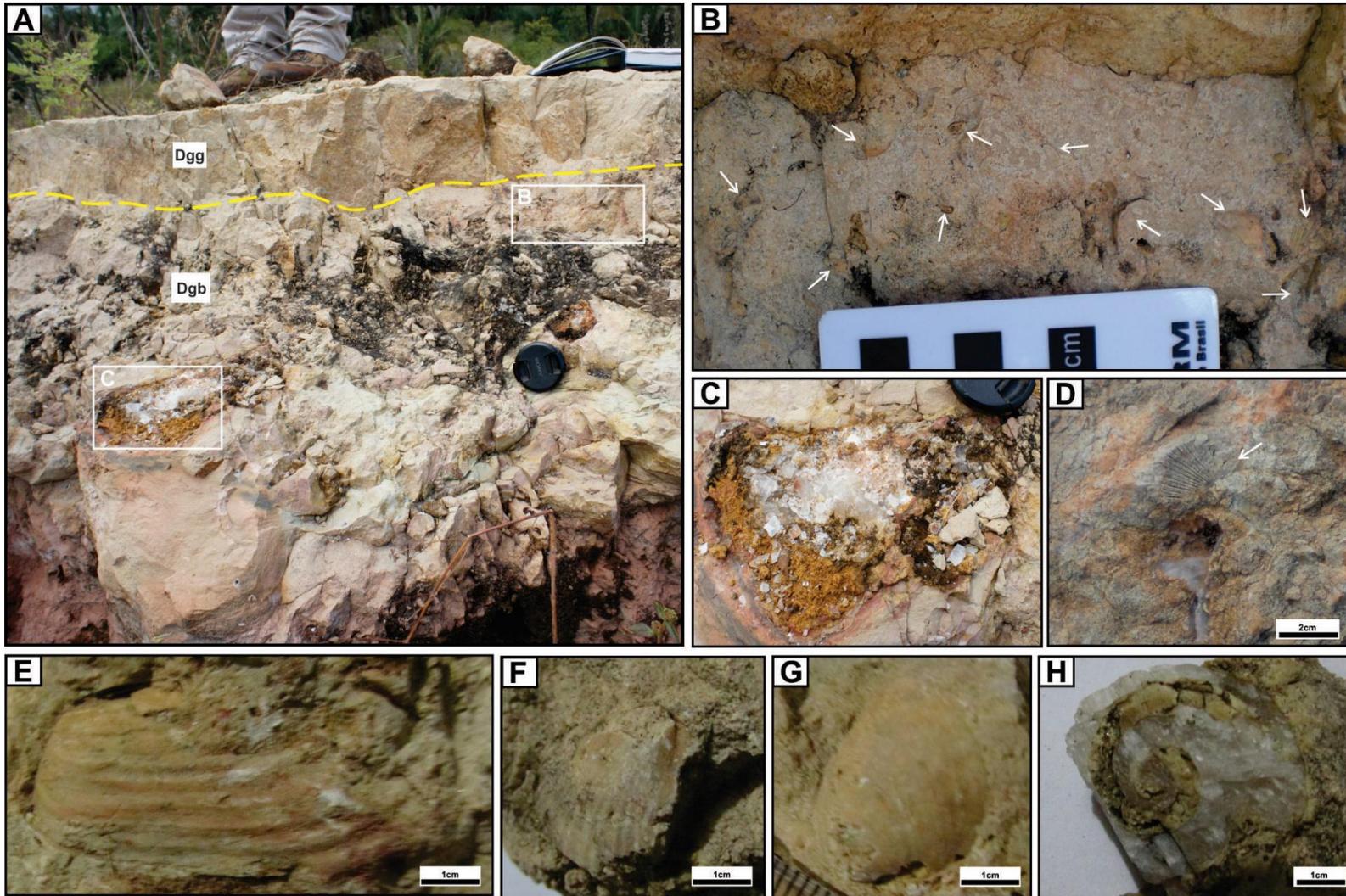


Figura 17 - Fácies carbonáticas descritas na Fazenda Mocambo. **A)** Contato entre as fácies Dgg e Dgb; **B)** fácies Dgm com setas indicando a fauna de moluscos encontrada; **C)** concreção de dolomita espática com borda cimentada por óxido-hidróxido de ferro; **D)** molde externo de bivalve; **E)** molde interno de bivalve do gênero *Wilkigea*; **F e G)** molde interno de bivalve; **H)** molde interno de gastrópode substituído por cimento de dolomita espática.

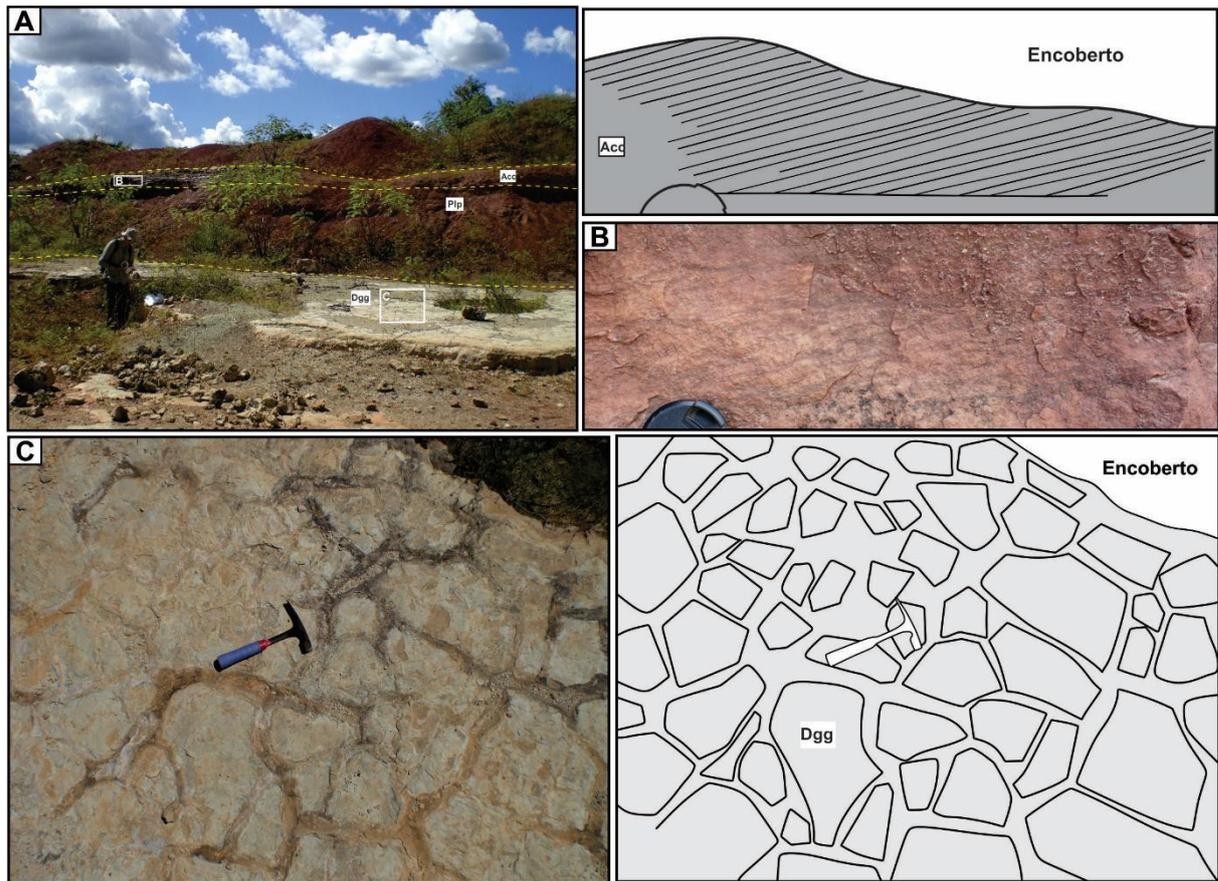


Figura 18 - Sucessão carbonática-siliciclástica na Fazenda Mocambo, região de José de Freitas-PI. **A)** Fácies Dgg, Plp e Acc; **B)** arenito com laminação cruzada cavalgante (fácies Acc), com mergulho em torno de 5° para NW; **C)** fácies dolograinstone com gretas de contração poligonal (fácies Dgg).

Os peloides da microfácies Dgg variam de 240 μm a 520 μm em tamanho. Bioclastos micritizados diferenciáveis quais foraminíferos e fragmentos de conchas desarticuladas e articuladas de bivalves tem tamanho entre 2 mm e 4,4 mm. Também são descritos fragmentos de micrito, normalmente muito angulosos, com tamanho médio de 0,5 mm. A porosidade ocorrente é secundária, móldica de pelóide e de concha, intraparticular nos pelóides, e do tipo *vug*, bem como primária como intraparticular em conchas, e interparticular entre peloides e bioclastos. Alguns apresentam preenchimento por óxido/hidróxido de ferro e dolomita muito fina (10 μm), hipidiotópica, assim como cimento dolomítico espático pontual (variando de 400 μm a 2200 μm) (Figura 15 e 16).

5.2.2.1.5 Folhelho betuminoso (Fb)

A fácies Fb, de cor preta, apresenta laminações plano-paralelas, passando lateralmente para laminações onduladas, dispostas em camadas variando entre 15 cm a 60 cm de espessura,

intercaladas com a fácies Dbc. Localmente ocorre em forma de lentes, com espessura de 2 cm à 5 cm. Destaca-se por apresentar grande quantidade de matéria orgânica (Figura 14).

5.2.2.2 Interpretação das fácies/microfácies

A associação de fácies de mar raso, feição de uma plataforma carbonática rasa, foi depositada em um período de estabilidade durante o trato de sistema de mar alto (*highstand system tract*). As fácies foram subdivididas em dois conjuntos (C), I e II: o conjunto I é composto pelas fácies Dbc, Dc e Fb, que descrevem a porção central de uma plataforma com condições de anoxia; já o conjunto II ocorre de forma diacrônica ao CI, sendo composto pelas fácies Dgb e Dgg, que descrevem porções marginais desta plataforma.

As fácies da associação ao CI apresentam fósseis com até 7 cm de tamanho e bem diversificados, predominando bivalves, gastrópodes, braquiópodes e cnidários. Destacam-se bivalves do gênero *Wilkingea*, correlatos aos descritos na Formação Itaituba da Bacia do Amazonas, nos grupos Tarma e Copacabana do Peru e nas formações América do Norte e Canã Indio da Venezuela (cf. Assis 1979, Anelli 1994). O gênero *Wilkingea* juntamente com os gêneros *Oricrassatela* e *Choristites*, possui distribuição cronoestratigráfica do Carbonífero Inferior ao Permiano, porém o gênero *Brasilioproductus* é restrito ao Mesopensilvaniano (Moscoviano) (Assis 1979).

O CI segue o padrão *catch up* de crescimento da fábrica carbonática durante os tratos de sistema transgressivo e de mar alto (cf. Miall 2010). O rápido aumento do nível do mar torna-se progressivamente mais lento até a estabilização. Nesta fase, a alta produtividade de carbonato causa acumulação excepcional e conseqüentemente a diminuição da lâmina d'água. Folhelhos orgânicos são depositados no período qual a precipitação de carbonato é mínima e com máxima condição de anoxia durante o mar alto.

A grande quantidade de macrobioclastos, microbioclastos e pelóides ovais caracterizam as fácies do CII. Os pelóides exibem envelopes micríticos, são formados por fragmentos bioclásticos e matéria fecal que rapidamente foi litificada e preserva a forma, embora ocorram como pseudomatriz quando esmagados (Tucker & Wright 1990, Ginsburg 1957, Shinn & Robbin 1983). A fábrica carbonática no CII é do tipo *keep up*, cuja acumulação de carbonato está em equilíbrio com a elevação do nível do mar, em um trato de sistema de mar alto (cf. Miall 2010). Em determinados períodos, esse equilíbrio pode ser tênue e com a maior acumulação de carbonato coincidente com uma súbita descida do nível do mar relativo causa exposição subaérea nas porções marginais da plataforma. No caso dos carbonatos Mocambo, o intemperismo químico durante a fase de exposição causou dissolução parcial, formando

macroporos, posteriormente preenchidos por dolomita espática durante a mesodiagênese. Gretas de contração poligonais se desenvolveram localmente em substrato micrítico dentro de extensas planícies expostas pelo processo de retração marinha. Não se pode afirmar que estas planícies possam representar planícies de maré, já que não foram observadas estruturas produzidas por este processo que atestaria uma provável conexão oceânica, não condizente com o final do Neocarbonífero no Gondwana Ocidental.

5.2.3 Prodelta (AF3)

A associação de fácies Prodelta é a mais expressiva nos afloramentos estudados. Encontra-se principalmente na zona urbana do município de José de Freitas e é representada pelas fácies Pelito com laminação plano-paralela (Plp), Arenito/Pelito com laminação ondulada (Aplo), Arenito com estrutura de sobrecarga (As), Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Ala), Arenito com laminação plano-paralela (Alp), Arenito com *pinch and swell* (Aps) e Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica (Acc).

A fácies Aplo, de pelitos de cor branca, está intercalada com arenitos finos a médios também de cor branca, por vezes lenticularizados e apresentando baixo grau de bioturbação, com icnofósseis, horizontais, centimétricos, alongados e ramificados em padrão Y. Esta fácies é mais frequente para topo dos ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upward*).

Os arenitos da fácies Aplo são subarcósios finos a muito finos, moderadamente à bem selecionados, com grãos subangulosos, prevalecendo contatos suturados e menos intensamente contatos pontuais e côncavo-convexos. Apresenta quartzo monocristalino com extinção ondulante fraca (100 μm a 240 μm), e em menor proporção quartzo monocristalino com extinção ondulante forte (150 μm). Alguns grãos de quartzo exibem sobrecrescimentos, formando contatos de compromisso. A microclina é subangulosa a arredondada (220 μm), alterada parcialmente para argilominerais e, algumas vezes, com maclas irregulares. O plagioclásio é subanguloso a subarredondado, com tamanho médio variando de 80 μm a 130 μm , pouco alterado para argilomineral e sericita (Figura 21).

Os arenitos finos da fácies Ala possuem cor cinza, dispostos em camadas tabulares, com topo ondulado e cimentado por carbonato, apresentam laminações cruzadas de baixo ângulo que gradam lateralmente para laminação ondulada, intercalado na porção superior com lâminas delgadas de pelitos vermelhos.

Em seção delgada, o quartzo-arenito da fácies Ala é mal selecionado, muito fino a fino, com grãos em geral subangulosos. A porosidade é representada por fraturas e poros agigantados. Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados (100 a 250 μm),

monocristalinos com extinção ondulante forte e, em menor proporção, com extinção ondulante fraca, sendo que alguns apresentam fraturas conchoidais superficiais. Grãos de quartzo policristalinos exibem tamanho médio de 250 μm e bordas corroídas por cimento dolomítico. Grãos de plagioclásio angulosos a subangulosos, com tamanho médio variando de 80 μm a 130 μm . O cimento de sílica microcristalina é raro, preenchendo parcialmente poros intergranulares. Predomina no arcabouço o cimento de dolomita com cristais não planares, xenotópicos, finos e unimodais (Figura 22). Fragmentos de micrito apresentam-se esmagados formando pseudomatriz, com tamanho médio variando de 100 μm a 200 μm . Matriz argilosa ocorre pontualmente sujando alguns grãos de quartzo, identificada em análise de DRX como esmectita e illita (Anexo 1).

Arenitos finos com estruturas de sobrecarga da fácies As, de cor vermelha, estão dispostos em camadas tabulares, lateralmente descontínuas, com espessura variando de 40 cm a 1 m. Apresentam internamente laminações variando lateralmente de plano paralela a ondulada e com *drape* de argila (Figura 19).

Os pelitos da fácies Plp estão dispostos em camadas tabulares centimétricas a métricas de pelitos, de cor vermelha, com laminações plano-paralelas descontínuas alternando lateralmente para onduladas. Os pelitos são intercalados com camadas de espessura centimétrica, de arenitos finos a médios, mostrando estruturas de *pinch and swell* (Figura 20).

Os arenitos da fácies Acc são finos, de cor branca e dispostos em camadas centimétricas, lateralmente descontínuas, com marcas onduladas e laminações cruzadas cavalgantes, com mergulho em torno de 5° para NW, gradando lateralmente para uma laminação plano-paralela à levemente ondulada. Os *sets* estão associados a espessas camadas pelíticas (Figura 23).

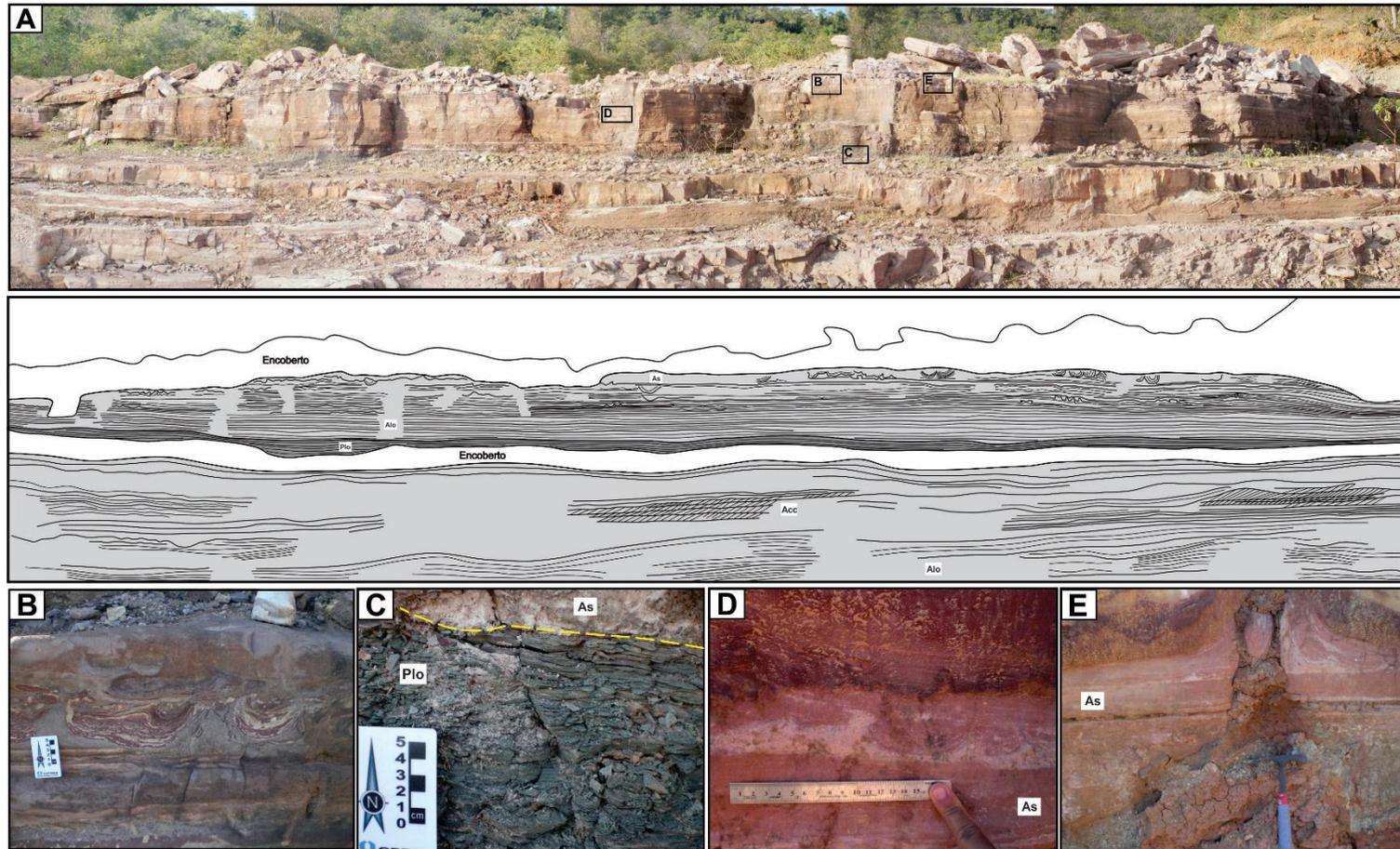


Figura 19 - Aspecto faciológico de depósitos deltaicos, na frente de lavra da mineradora Icaraí. **A)** Seção panorâmica nos depósitos de frente deltaica; **B)** estrutura de deformação ball and pillow, encontrada na fácies As; **C)** contato entre as fácies Apl e As; **D)** e sobrecarga, flame, na fácies As; **E)** estruturas de escape de fluidos, na fácies As.

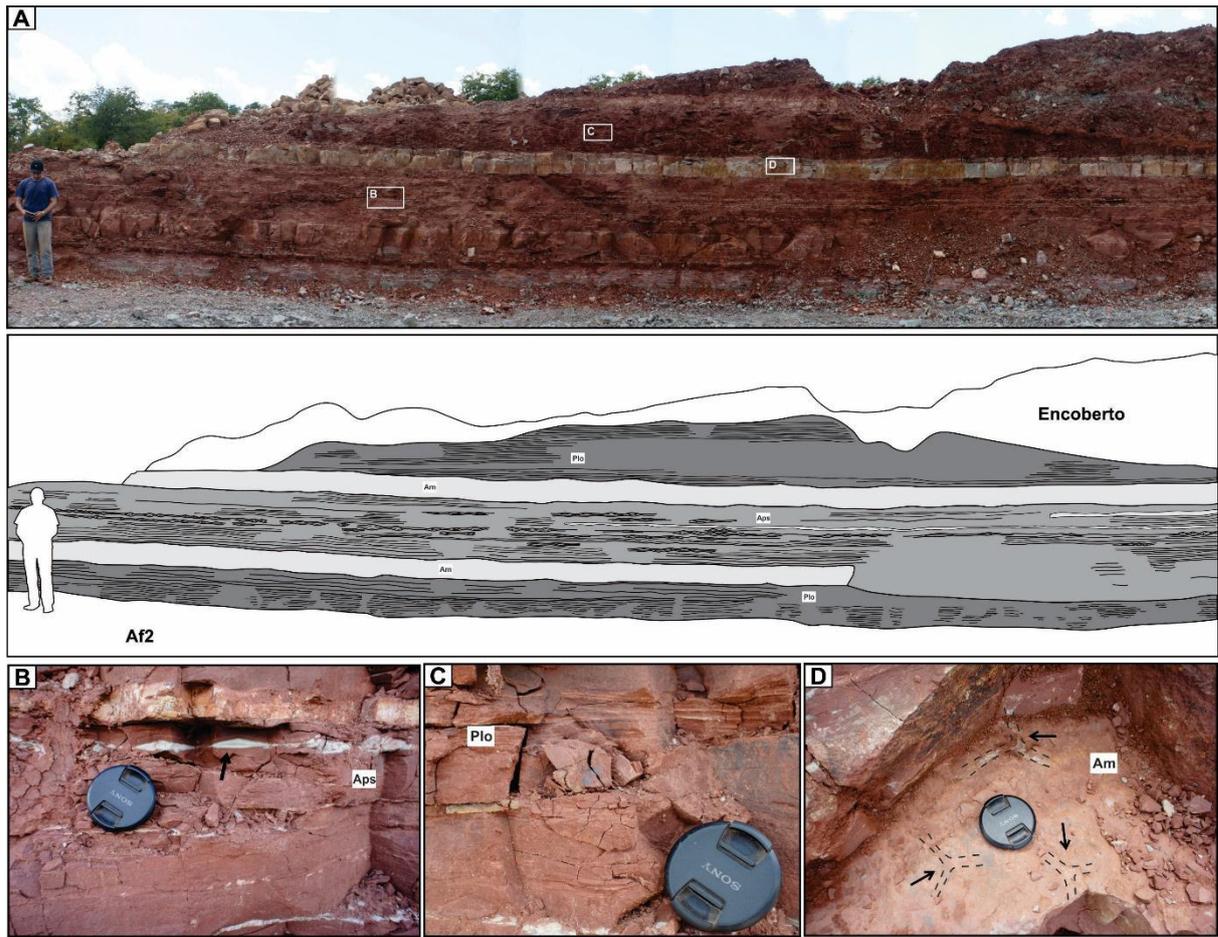


Figura 20 - Aspécto faciológico de depósitos deltaicos, na frente de lavra da mineradora Icaraí. **A)** secção panorâmica dos depósitos de prodelta sobrepostos às fácies de plataforma rasa (AF2); **B)** fácies com padrão pinch and swell em camadas areníticas delgadas (Aps); **C)** fácies pelito com laminação ondulada (Plo); **D)** fácies arenito maciço (Am), com estruturas de ressecamento do tipo sinéreses.

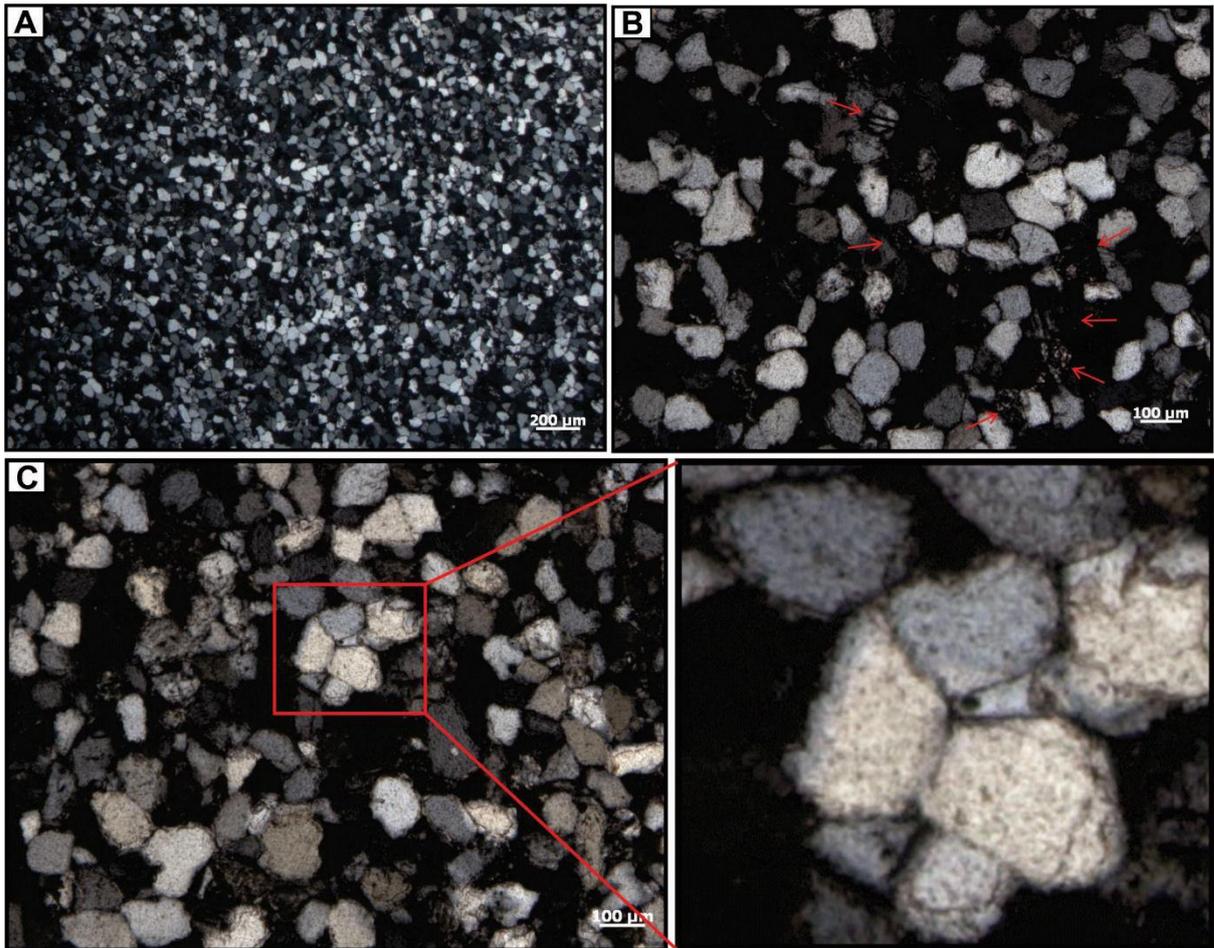


Figura 21 - Fotomicrografias da fácies Aplo. **A)** Arenito com grãos variando de muito fino a fino; **B)** Feldspatos potássicos, indicados pelas setas, em grande parte alterados para argilominerais e em menor proporção para sericita; **C)** Grãos de quartzo com sobrecrecimento de sílica, formando contato de compromisso (Foto A, B e C com NX).

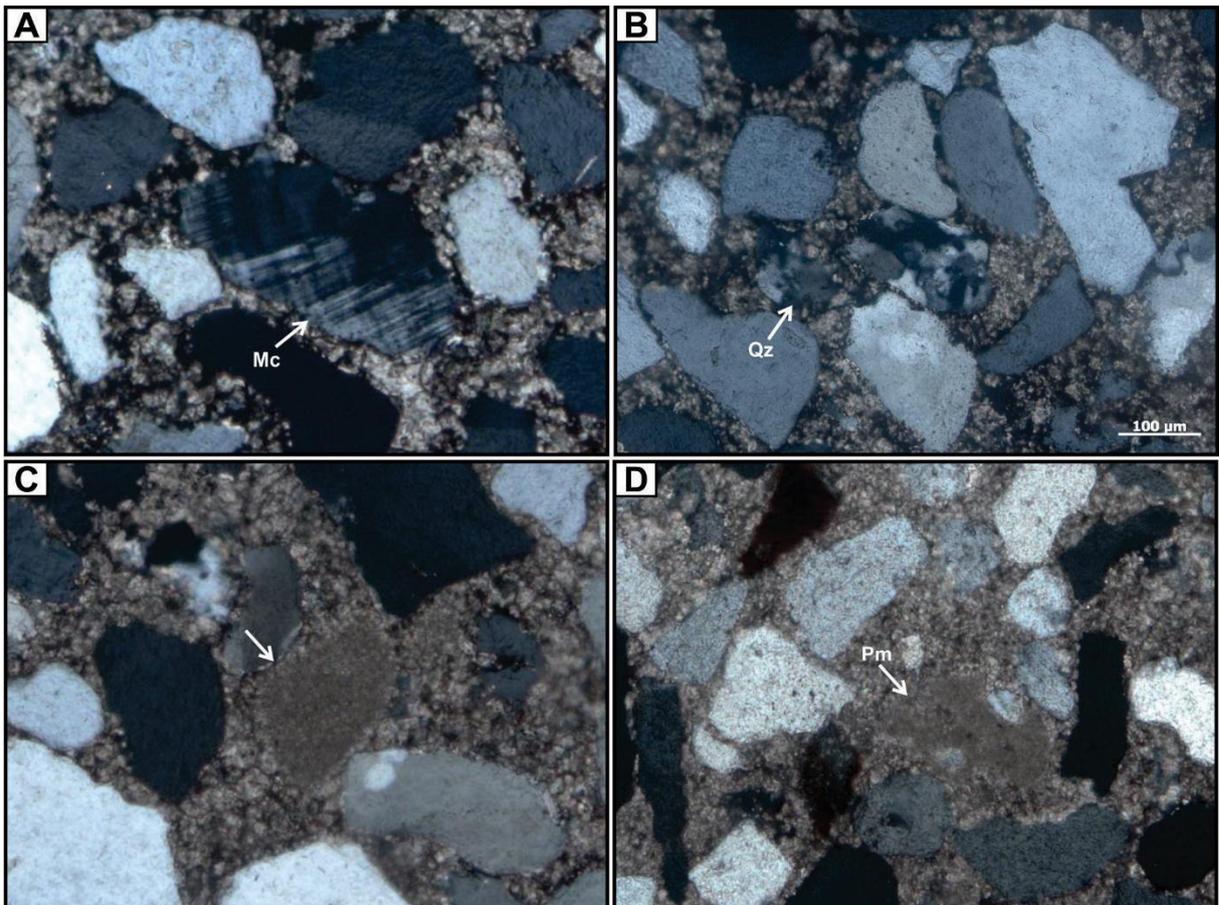


Figura 22 - Fotomicrografias da fácies Ala. **A)** Feldspato microclina, subarredondado, na granulometria areia fina (Mc); **B)** Grão de quartzo policristalino (Qz); **C)** Intraclasto de micrito; **D)** Intraclasto de micrito esmagado, formando pseudomatriz (Pm).

5.2.3.2 Interpretação

Os depósitos de prodelta (AF3) passando verticalmente e lateralmente para frente deltaica, são caracterizados pela diminuição ou suavização do ângulo de migração das marcas onduladas, e pelas laminações cruzadas nos *foresets*. Quanto mais distais (*toe set*) as lâminas se tornam planas a levemente onduladas, com níveis de arenito fino assumindo um padrão do tipo *pinch e swell*, além de lâminas cruzadas cavalgantes, intercaladas com espessas camadas de pelitos.

O grande aporte de sedimentos do prodelta ocasionou a formação de estruturas de sobrecarga na fácies As, devido arenitos com maior densidade sobrepostos a camadas pelíticas em estado hidrolástico terem gerado estruturas tanto de liquefação, como de fluidificação devido o rompimento das camadas por escape de fluidos (Demico & Hardie 1994, Tucker 2003). Tais deformações apagaram registros sinsedimentares.

Fluxos hipopícnais, adentrando até porções mais distais, formaram extensos espriamentos (*sheetflow*) gerando espessas camadas de pelito com geometria tabular (*flat*

bed) (Horton & Schmitt 1996, Nichols 2009, Renaut & Gierlowski-Kordesch 2010). Pelitos laminados e com lentes de arenitos com laminação cruzada sugerem uma bacia de sedimentação de provável origem plataformal rasa.

A grande quantidade de plagioclásio e microclina, subarredondados e pouco alteradas, encontradas em delgados níveis de arenitos subarcosianos, denotam um clima semiárido a árido (Krynine 1948, Lima & Leite 1978). A abundância de esmectita nos depósitos estudados é plenamente condizente com condições climáticas semiáridas.

5.2.4 Frente deltaica (AF4)

A associação de frente deltaica está presente em perfis inferiores a 4 m, no centro urbano do município de José de Freitas e nas proximidades da mineradora Icaraí. É composta pelas fácies Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs), Pelito com laminação plano-paralela (Plp), Arenito com estratificação cruzada tabular (Act) e Arenito com laminação cruzada cavalgante subcrítica (Acc). Constitui, em geral, de camadas de arenitos finos a médios, brancos, bem selecionados, de camadas tabulares, com espessura variando de 30 cm a 2,20 m. A AF4 exhibe geometria de lobo sigmoidal com arenitos amalgamados, dominando a fácies Acs com *toeset* que lateralmente passa para laminação cruzada cavalgante subcrítica e laminação planar a ondulada. A fácies Act possui clastos de argila e marcas onduladas assimétricas, centimétricas, retilíneas e linguóides, no *topsets* (Figuras 23 e 24). Os arenitos e pelitos nesta associação de fácies configuram ciclos granocrescentes ascendentes (*coarsening upward*). As estratificações cruzadas sigmoidais truncam os *sets* de estratificação cruzada tabular, representando o retrabalhamento de lobos sobre antigas barras, na desembocadura da drenagem na plataforma (Figura 25).

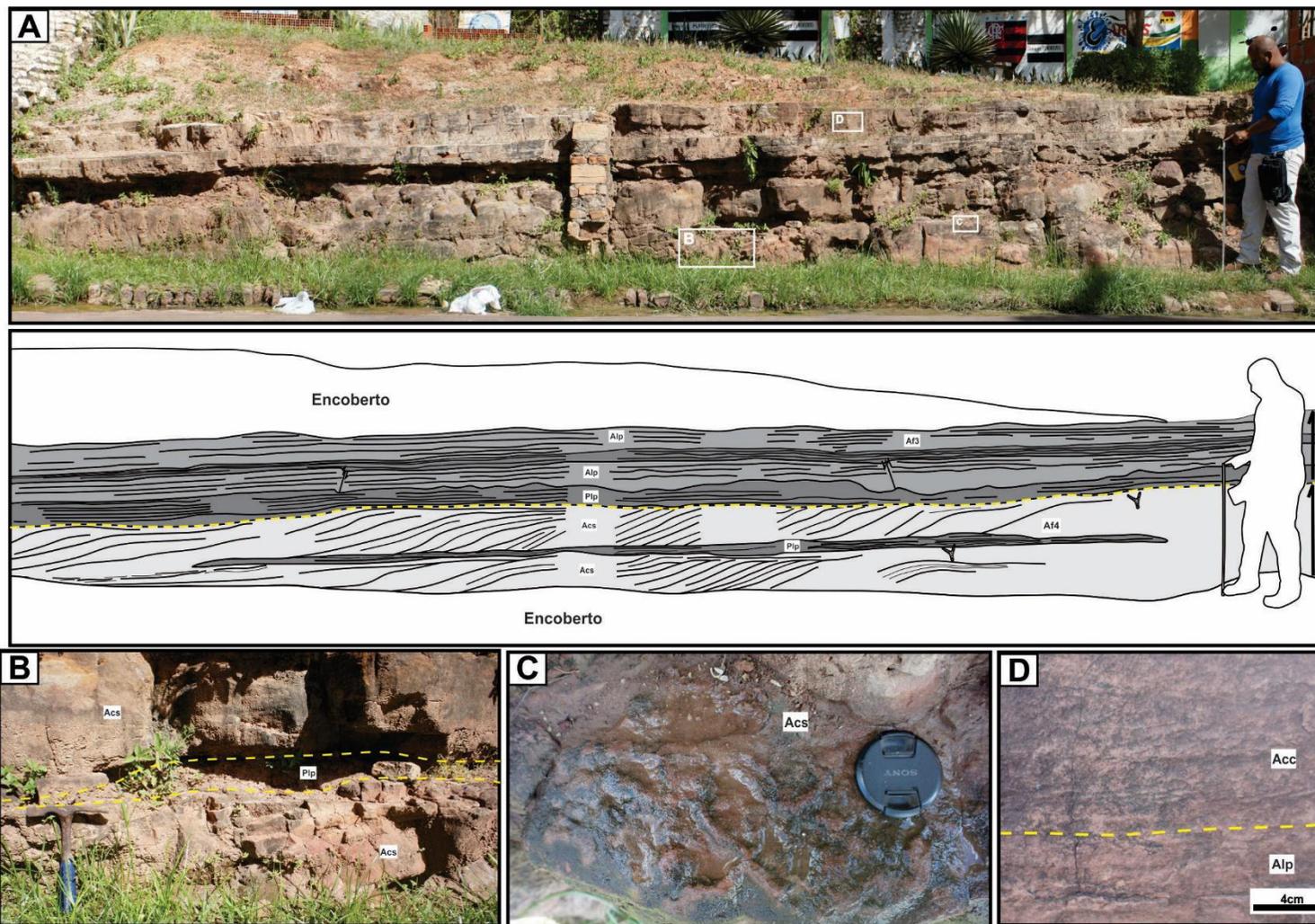


Figura 23 - Ciclos granocrescentes ascendentes de depósitos deltaicos, centro urbano de José de Freitas-PI. **A)** Secção panorâmica dos depósitos de frente deltaica sotoposta aos depósitos de prodelta, organizado em dois ciclos granocrescente ascendente, no centro urbano de José de Freitas, PI; **B)** lobos sigmoidais presentes na fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs), intercalados com níveis de pelito com laminação plano-paralela (Plp); **C)** fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Acs) com icnofósseis horizontais e bifurcados, na frente deltaica; **D)** contato entre as fácies arenito com laminação cruzada cavalgante (Acc) e arenito com laminação plano-paralela (Alp), no depósito de Prodelta.

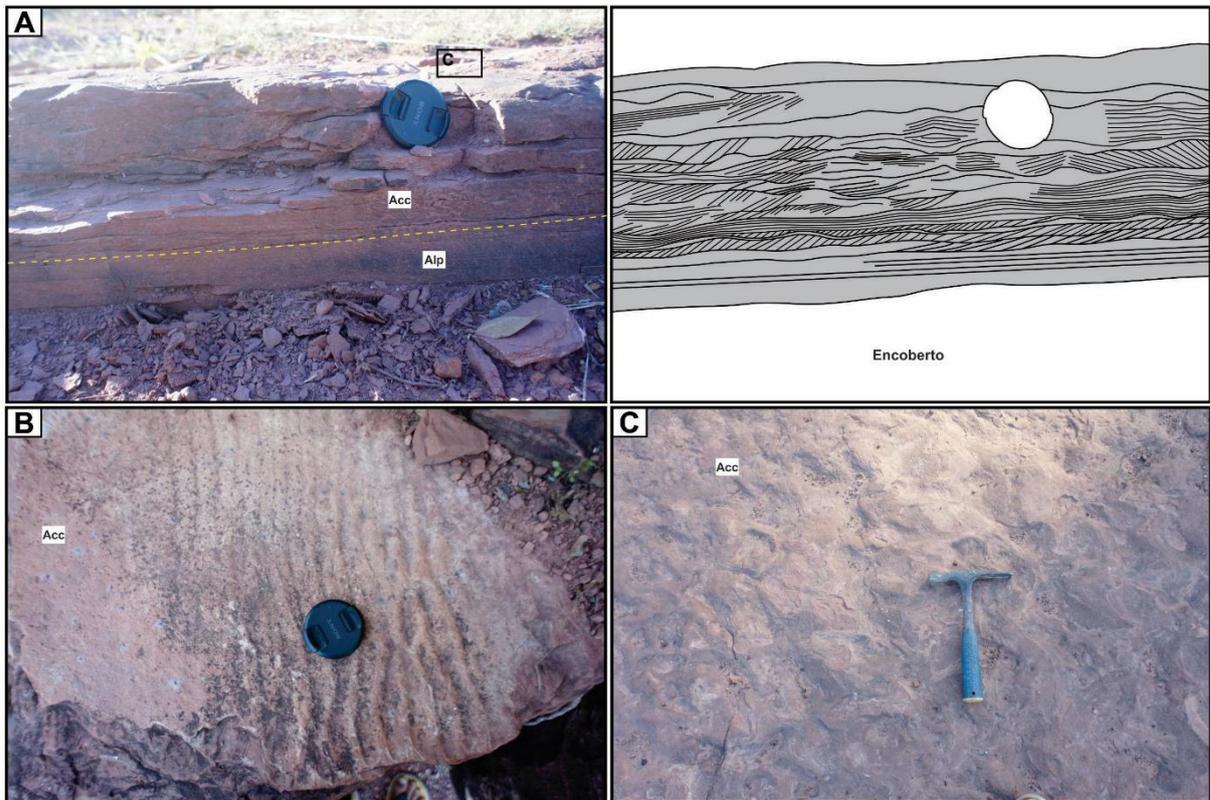


Figura 24 - Aspecto faciológico da associação de fácies de frente deltaica. **A)** contato das fácies arenito com laminação cruzada cavalgante (Acc) com arenito com laminação plano-paralela (Alp); **B)** fácies Acc apresentando no *topset* marcas onduladas assimétricas retilíneas; **C)** fácies Acc apresentado no *topset* marcas onduladas assimétricas linguóide.

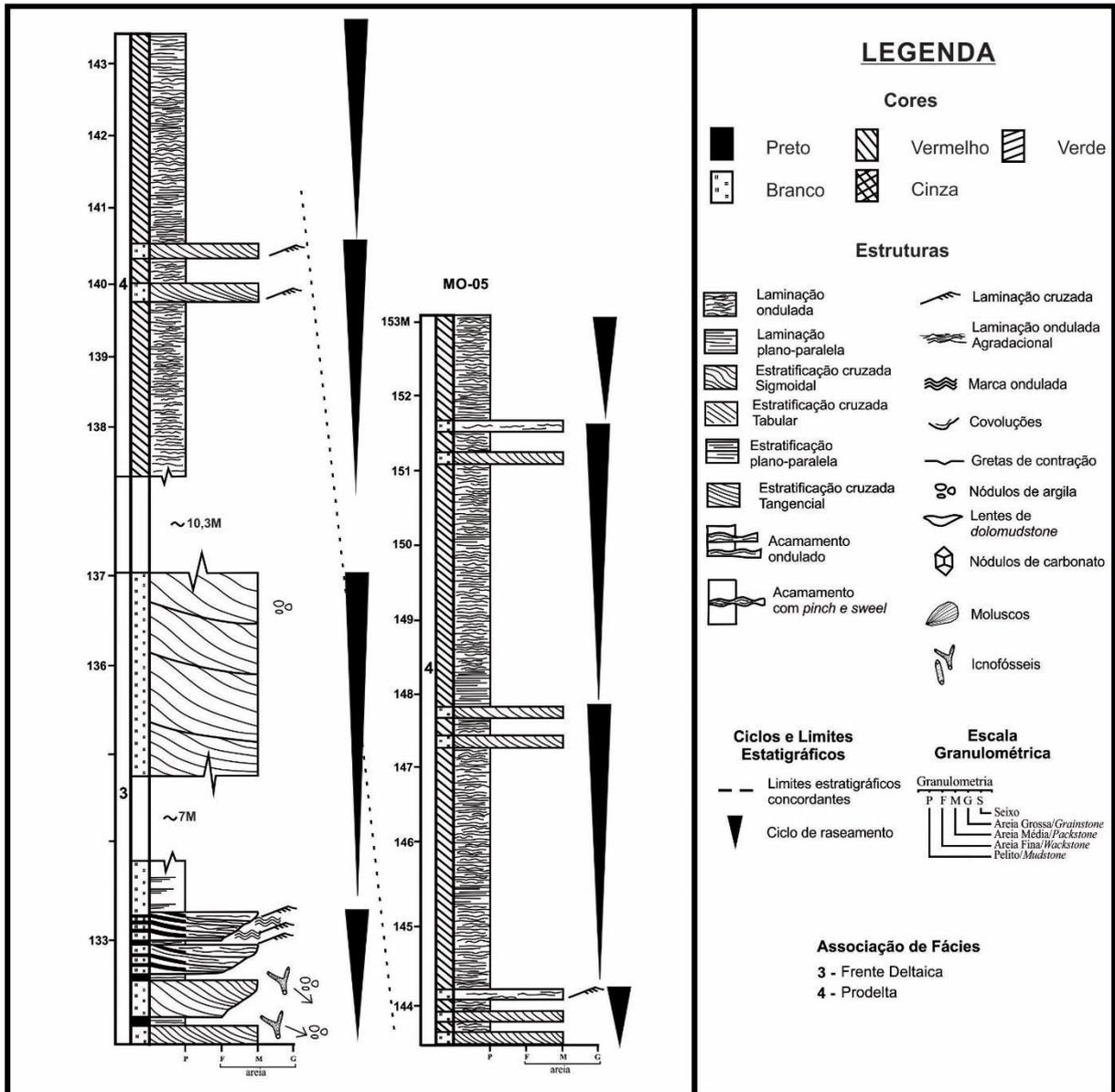


Figura 25 - Perfil estratigráfico do depósito deltaico, com sete ciclos granocrescente ascendente de frente deltaica sob prodelta, cidade de José de Freitas.

5.2.4.1 Interpretação

Os depósitos de frente deltaica são interpretados como lobos de suspensão relacionados a barras de desembocadura proximais de rios, que desembocam em uma bacia de baixa energia, baixa inclinação, lâmina d'água rasa, desprovido de processos de maré, provavelmente um mar restrito ou lago (Postma 1990). O fluxo fluvial hiperpicnal chegando à plataforma de baixa energia, provavelmente com lâminas d'água pouco espessas, gera progradação de lobos de suspensão nas partes proximais, devido à rápida desaceleração do influxo sedimentar, configurando a geometria sigmoidal (Renaut *et al.* 2010).

A fácies Acs indica geometria lobada produzida na região ativa sob regime de fluxo transicional a superior, com alta taxa de material em suspensão (Rø 1987). Na porção marginal do lobo a progressiva diminuição da energia do fluxo e da razão tração/suspensão gerou laminação ondulada e cruzada cavalgante (Reineck & Singh 1980). O capeamento da fácies Acs por *mud drapes* indica períodos dominados por processos de suspensão (Raaf *et al.* 1977). As paleocorrentes das fácies Acs e Act sugerem migração de barra arenosa para NE-SW em que o processo de tração era dominante na região ativa enquanto a suspensão era predominante na área periférica do lobo.

O topo dos lobos sigmoidais apresenta pequenas marcas onduladas assimétricas, formadas pela ação de corrente, agrupadas em conjuntos compostos (*compound train*) reflexo da variação da mudança de velocidade do fluxo e/ou da espessura da lâmina d'água, pois as marcas onduladas retilíneas definem condições de mais baixa velocidade que as linguóides (Allen 1968 *apud* Mendes 1992).

Os depósitos de prodelta recobertos por sedimentos de frente deltaica formam ciclos de granocrescência e raseamento ascendente. Em alguns perfis, devido à erosão, estes ciclos podem estar incompletos. Segundo a classificação deltaica de Galloway (1975), este depósito assemelha-se aos de delta dominado por rios.

6 MODELO DEPOSICIONAL E EVOLUÇÃO SEDIMENTAR

A análise de fácies e estratigráfica da sucessão carbonática - siliciclástica, de cerca de 50 m de espessura do membro superior da Formação Piauí do Carbonífero, permitiu a individualização de 17 fácies agrupadas em 4 associações de fácies representativas de depósitos de campo de duna/interduna costeiro, marinho raso e deltaico. A interdigitação dos depósitos estudados da Formação Piauí reflete um padrão agradante-retrogradante, onde predominam ciclos de raseamento ascendente. A deposição costeira ocorreu sob clima úmido-seco indicado principalmente pela precipitação carbonática e diversidade da fauna, com oscilação no nível de base deposicional. A parte superior da sucessão de fácies estudada, com a presença de um sistema deltaico desenvolvido em um ambiente de águas confinadas, aponta para o fechamento de um mar gerando um contexto similar ao ambiente lacustre. Admite-se que esta sucessão registre a expansão e posterior contração de um mar raso. Processos de avanço e recuo do mar sobre o continente em mares carboníferos tem sido descrito na literatura e geralmente são causados pela variação climática e pela tectônica (Cf. Howell & Mountney 1997).

A interpretação dos depósitos mistos da Formação Piauí está atrelada ao desenvolvimento de um extenso mar epicontinental no Neocarbonífero que se estendia por todo o Gondwana Ocidental, unindo as atuais regiões geográficas das bacias do Solimões e Amazonas, passando pelas áreas andinas (Scotese & Mackrow 1990). A porção mais à nordeste deste mar epicontinental que inclui a parte norte da Bacia do Parnaíba foi o cenário da deposição da Formação Piauí (Figura 26). Plataformas epicontinentais são marcadas por grandes áreas continentais cratônicas inundadas por centenas ou milhares de quilômetros, com subsidência raramente uniforme, dominada por ciclos de raseamento ascendente (*shallowing upwards*) e com baixa energia, desprovido de correntes (Slingerland 1986). Não existem modelos análogos modernos para esse tipo de contexto paleoambiental, no entanto alguns melhores descritos se assemelham com o da Formação Piauí, como de Patterson & Walter (1994), Holmden *et al.* (1998), Immenhauser *et al.* (2003), Simo *et al.* (2003), Panchuk *et al.* (2006), Isozaki *et al.* (2007), Kani *et al.* (2008), Brand *et al.* (2009) e Woodard *et al.* (2012).

O período Carbonífero registra uma brusca variação climática na história da terra, pois eventos tectônicos e biológicos corroboraram para mudança do clima global de *green house* pra *icehouse*. Isbell *et al.* (2003), Baum & Crowley (1991), Frakes *et al.* (1992) sugerem que a diminuição da temperatura global teve início no Neodevoniano, com um breve intervalo de calor relativo no Mississipiano, e posteriormente uma progressiva queda na temperatura até o Eopermiano (Figura 7). Durante milhões de anos ocorreram ciclos de aparecimento e

desaparecimento de depósitos glaciogênicos na América do Sul (Isbell *et al.* 2003, Caputo *et al.* 2008, Gulbranson *et al.* 2010), Austrália (Fielding *et al.* 2008), e África do Sul (Stolhofen *et al.* 2008). Apesar de o período Pensilvaniano registrar um longo evento de *icehouse*, flutuações glacioeustáticas eram frequentes, que juntamente com o rebaixamento da borda oeste do Gondwana, favoreceu eventos cíclicos transgressivos, durante o Moscoviano e o Kasimoviano (Golonka & Ford 2002).

Veevers & Powell (1987) descreveram a partir de ciclotemas Euramericanos, um grande evento de glaciação generalizado que cobria grande parte do Gondwana, do Mesopensilvaniano ao Eopermiano, atingindo seu pico no Neopensilvaniano. Isbell *et al.* (2003) definiram três períodos distintos de glaciação, dois no Carbonífero e o último no Eopermiano (Sakmarian), separados por períodos de não glaciação. Fielding *et al.* (2008), com base no trabalho desenvolvido no leste da Austrália, dividiram a glaciação em oito períodos glaciais, quatro no Carbonífero e quatro no Permiano, cada um com duração de 1-8 Ma, separados por intervalos não glaciais de igual duração. Os ciclotemas descritos na Formação Piauí auxiliam no questionamento de que durante o Pensilvaniano a borda oeste do Gondwana passou por sucessivas transgressões, durante períodos interglaciais, restaurando a ligação do mar Panthalassa com o mar epicontinental. O carbonato do topo da Formação Piauí seria produto dos eventos mais retrogradantes e tardios do Pensilvaniano, devido à ausência de registros de depósitos carbonáticos nas sucessões superiores. Estes carbonatos são o registro mais interno da progressão da transgressão Moscoviana, com deposição no Desmoneisiano (Assis 1979).

Durante o período transgressivo na borda noroeste do Gondwana, um mar epicontinental, denominado neste trabalho de mar Piauí-Itaituba, conectava a Bacia do Parnaíba com as bacias brasileiras do Solimões e Amazonas, identificadas pelas formações Caruari e Itaituba, respectivamente (Harrington 1962). No Peru os grupos Tarma e Copacabana e a Formação Cerro Prieto, juntamente com as formações Canõ Índio e Sierra de Perija na Venezuela, de idade Pensilvaniana apresentam depósitos carbonáticos e assembleias faunísticas semelhantes às descritas na Formação Piauí, o que sugere uma conexão marinha entre os depósitos andinos marinhos proximais e os carbonatos marinhos mais retrogradantes que ocorrem nas bacias brasileiras (Thomas 1928, Newell *et al.* 1953, Benedetto 1980).

Movimentos precursores da agregação do supercontinente Pangea, durante o Pensilvaniano Superior, ligados à orogenia Apalachiana (300 Ma) e anteriormente a Herciniana ou Variscana (340 Ma) (Góes & feijó 1994), refletiram no arqueamento do Alto do Rio Parnaíba (Castelo Branco & Coimbra 1984), deslocando o depocentro da bacia para

noroeste e recuando o mar (Figura 26). O recuo do mar no Pensilvaniano Superior afetou primeiramente a porção mais central do Gondwana, modificando a circulação das correntes e formando grandes lagos internos, individualizados durante os processos de soerguimento, registrados nos depósitos correlatos ao carbonato Mocambo. Porém na borda oeste do paleocontinente existem evidências de influência marinha ainda no Permiano Inferior, descritos nas bacias andinas (Figura 26). Com o recuo do mar epicontinental e um novo ciclo de *icehouse*, as condições de aridez na porção central do Gondwana aumentaram, a qual é relacionada com a presença da esmectita nos depósitos de prodelta (Anexo 1).

A distribuição dos carbonatos Mocambo restrito na porção norte da Bacia do Parnaíba é uma consequência da antiga configuração do mar Piauí-Itaituba que não alcançava as porções mais ao sul da atual bacia. Esta paleogeografia explica o fato dos carbonatos nunca terem sido encontrados sobre os depósitos eólicos da Formação Piauí para a região sul da bacia, já que estes depósitos foram costeiros ao mar epicontinental Piauí-Itaituba.

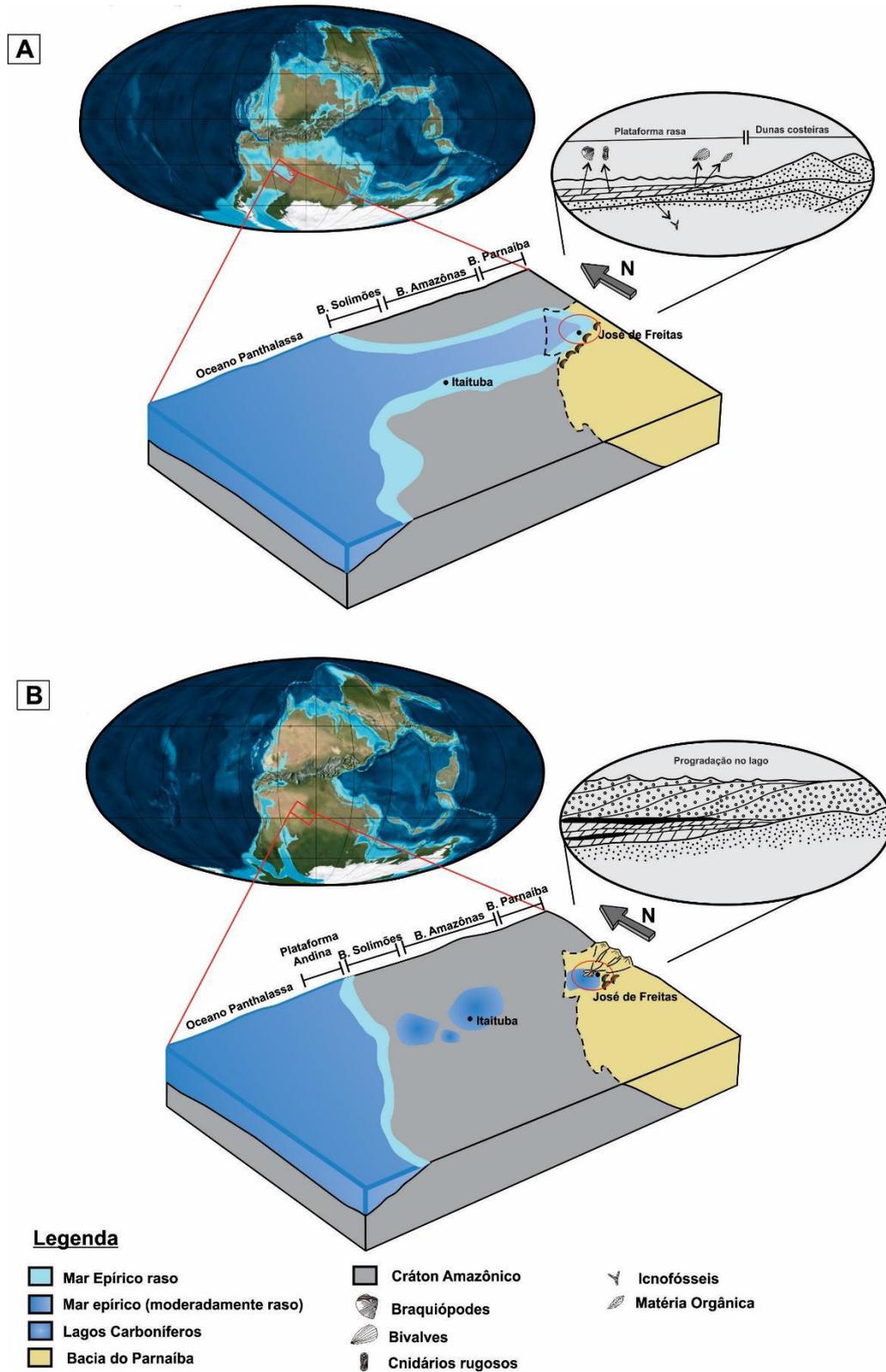


Figura 26 - Modelo paleogeográfico do noroeste do Gondwana durante o Carbonífero. **A)** Transgressão marinha na borda NW do Gondwana, durante o Mesopensilvaniano; **B)** Recuo do mar epicontinental e progradação de sistema deltáico, durante o Neopensilvaniano.

7 CONCLUSÃO

❖ O Mesopensilvaniano e Neopensilvaniano da Bacia do Parnaíba são marcados por progressivas transgressões, com posterior evento retrogradante, de uma plataforma carbonática epicontinental.

❖ Os dados de campo mostraram que a Formação Piauí apresenta 17 fácies. As quais foram agrupadas em quatro associações faciológicas: campo de dunas / interdunas (AF1), depósito de mar raso (AF2), prodelta (AF3) e frente deltaica (AF4).

❖ A AF1 é a representação dos depósitos eólicos continentais associados lateralmente e subjacente aos depósitos de plataforma carbonática epicontinental. Os *sets* delgados de arenito com laminação cruzada cavalgante e estratificação cruzada tabular indicam fornecimento de areia limitado.

❖ A AF2 é marcada por grandes áreas continentais cratônicas inundadas por milhares de quilômetros, com subsidência raramente uniforme, dominada por ciclos de raseamento ascendente (shallowing upwards).

❖ Na AF3, fluxos fluviais hipopicnais, adentraram porções mais distais da plataforma e deram origem a extensos espraamentos (sheetflow) no prodelta.

❖ Na AF4 os fluxos hiperpicnais provenientes de canais fluviais que desembocavam na plataforma, tinham os sedimentos transportados rapidamente desacelerados, gerando progradação de lobos de suspensão nas porções proximais.

❖ Durante o período transgressivo na borda noroeste do Gondwana, um mar epicontinental conectava a Bacia do Parnaíba com as bacias do Solimões e Amazonas (HARRINGTON, 1962) no Brasil. No Peru o Grupo Tarma de idade Pensilvaniana contém depósitos carbonáticos e assembleias faunísticas semelhantes às descritas na Formação Piauí, o que sugere uma conexão entre os depósitos andinos marinhos proximais e os carbonatos marinhos mais retrogradantes que ocorrem nas bacias brasileiras. O recuo do mar no Pensilvaniano Superior afetou primeiramente a porção mais central do Gondwana, porém na borda oeste do paleocontinente existem evidências de influência marinha ainda no Permiano Inferior, descritos no Grupo Copacabana.

REFERÊNCIA

- Aguiar G.A. de . 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. *In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo.* v. 3, p. 113-122.
- Ahr W. M. 1973. The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Ass. Geo.*, **23**: 221-225.
- Assis J. F. P. 1979. Uma fáunula de moluscos bivalves do calcário Mocambo, Formação Piauí, Carbonífero superior da Bacia do Maranhão – Município de José de Freitas, Estado do Piauí. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em geologia, UFRJ, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, 94p.
- Anelli L. E. 1994. Pelecípodes da Formação Piauí (Pensilvaniano Médio), Bacia do Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo: 148p.
- Anelli L. E. 1999. Invertebrados neocarboníferos das formações Piauí (Bacia do Parnaíba) e Itaituba (Bacia do Amazonas): Taxonomia; análise cladística das subfamílias Oriocrassatellinae (Crassatellacea, Bivalvia) e Neospiriferinae (Spiriferoidea, Brachiopoda). Unpublished Ph.D. dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, 184 p.
- Almeida F.F.M., Brito Neves, B. B. de & Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, v. 50, p. 77 – 111. Amsterdam.
- Anelli L. E, Simões M. G, González C. R, Souza P. A. 2012. A new Pennsylvanian Oriocrassatellinae from Brazil and the distribution of the genus Oriocrassatelle in space and time. Published by: *Muséum national d'histoire naturelle*, Paris. *Geodiversitas*, 34 (3): 489-504.
- Barbosa O. & Gomes F.A. 1957. Carvão mineral na Bacia do Tocantins-Araguaia. *In: DNPM, Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral*, n° 174, 35p.
- Bambach R. K. 1990. Late Paleozoic provinciality in the marine realm. Pp. 307–323 in McKerrow , W. S. and Scotese, C. S. (eds.) *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Geological Society Memoir 12, London.
- Baum S. K., Crowley T. J. 1991. Seasonal snowline instability in a climate model with realistic geography: Application to Carboniferous (300 Ma) glaciation, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1719 – 1722.
- Benedetto G. A. 1980. Bivalves pensilvanianos de la Formacion Canõ Indio. Sierra de Perijá, Venezuela. *Boletín Geológico de Caracas*, 14, 26:197-245. BOGGS, S.JR.; **1987**: *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, Merrill Publishing Company.
- Boggs S. 1987. Principles of sedimentology and stratigraphy. Columbus: Merrill Publishing Co., 784 p.

- Brand U, Tazawa J.I, Sano H, Azmy K, Lee X. 2009. Is mid-late Paleozoic ocean-water chemistry couple with epeiric seawater isotope record. *Geological Society of America. Geology*, September, V. 37; no. 9; p. 823–826.
- Brookfield M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, **24**(3):303-332.
- Brito I.M. 1981. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba II – As seqüências Sedimentares Superiores. *Anais Academia brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, n.9, p.529-549.
- Burchette T. P. 1993. Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: carbonate platform along a cratonic basin margin. *In: Cretaceous Carbonate Platforms* (Ed. By J.SIMO, R. W. SCOTT and J. P. MASSE), pp. 185-199. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 56, Tulsa. 9.3.1.
- Campanha V. & Rocha – Campos A.C, 1979. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. *Boletim do Instituto de Geociências*, 10:57-67.
- Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern basins of Brazil. University of California, Tese de Doutorado.
- Caputo M, Crowell J. 1985. Migration of glacial across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of American Bulletin*. 96, p. 1020-1036.
- Castelo Branco R.M.G. & Coimbra A.M. 1984. Contribuição ao conhecimento tectomagmático da borda sul da bacia do Parnaíba. XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, RJ, Resumos, p.94.
- Catuneanu O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier Ed. 375p.
- Caputo M.V., De Melo J.H.G., StreeL M., Isbell J.L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. *In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. GSA, Boulder, pp. 161–173.
- Carvalho I. S. 2011. Paleontologia. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2004. V.2.
- Cecil C. B. 1990. Paleoclimate controls on stratigraphic repetition chemical and siliciclastic rocks: *Geology*, v. 18, p. 533-536, doi: 10.1130 0091-7613(1990)018<0533:PCOSTRO>2.3.CO;2.
- CPRM. 2004. Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Teresina (SB-23). Ministério de minas e energia. Secretaria de minas e metalurgia.
- Cunha F. M. B. 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. 1986. Dissertação (Mestrado em geologia) - Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Cunha P. R. C; Gonzaga F. G, Coutinho L.F.C, Feijó F. J. 1994. Bacia do Amazonas, Boletim de Geociências. PETROBRÁS. 8. nl, p. 47-55.

- Cunha P, Melo J, Silva O. 2007. Bacia do Amazonas, *Boletim de Geociências*. Manaus. PETROBRÁS, 15. N 2, p. 227-254.
- Demicco R.V., Hardie L.A. 1994. Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonates. SEPM Atlas Series 1, Society of Sedimentary Geology, Tulsa, OK, p. 75-77.
- Dias R, Schimitt R. 2012. Evolução tectônica da Gondwana durante o Paleozóico; Um processo crucial na evolução da terra. Anais do 46° Congresso de Geologia do Brasil e 1° Congresso de Geologia de Países de Língua Portuguesa.
- Droste H. 1990. Depositional cycles and source rock development in an epeiric intraplateau basin: the Hanifa Formation of the Arabian Peninsula. *Sedim. Geol.*, 69,281-296.
- Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *In*: HAM, W.E. (Ed.). Classification of carbonate rocks. Am. Ass. Petrol. Geol., p. 108-121.
- Embry A. F, Klovan J. E. 1971. Late Devonian reef tracts on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Canadian Petrology and Geology Bulletin*, v.19,p.730-781.
- Fielding C.R., Frank T.D, Birgenheier L.P, Rygel M.C, Jones A.T, Roberts J. 2008. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (NewSouth Wales and Queensland). *In*: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. GSA, Boulder, pp. 41–57.
- Folk R.L. 1962. Classification of limestone. A symposium. –Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1. 279 pp.
- Folk R.L. 1992. Petrografía Básica: textura, clasificación y nomenclatura de rocas. Editora Paranino Madri.
- Frakes L.A, Francis J.E, Skytue J.I. 1992. Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press, New York, NY . 274 pp.
- Fryberger S. G, Ahlbrandt T. S, Andrews S. 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3), 440-460.
- Flügel E. 2004. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. London. Springer Verlag. p. 66/ 101-110 / 185-192.
- Galloway W.E.,1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In*: Broussard, M.L. (ed.), Deltas Models for Exploration. Houston Geological Society, p. 87-98.
- Ginsburg R.N. 1957. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. Regional aspects of carbonate deposition. *In*: a symposium sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists/ edited by Rufus J. Le Blanc, Julia G. Breeding. – Tulsa: p. 80-99.

- Giannini P.C.F, Assine M.L, Sowakuchi A.O. 2008. Ambientes eólicos. *In: Silva A.J.C.L.P., Aragão M.A.N.F., Magalhães A.J.C. (orgs.) Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Ed. Beca-BALL. São Paulo, p.73-101.
- Góes A. M, Feijó F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, Bol. Geoc. PETROBRÁS. *Rel. interno. v. 8, n. 1.*
- Góes A. M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. 171 p. Tese (Doutorado em geociências). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Góes A. M, Travassos W. A, Nunes K. C. 1992. Projeto Parnaíba: Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias.PETROBRÁS (relatório interno), Belém.
- Goldstein S.J, Jacobsen S.B. 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material—implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 87 (3), 249–265.
- Golonka J. & Ford D. 2002. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161:1-34.
- Gulbranson E, Montañez I, Schmitz M, Limarino C, Isbell J, Marensi S, Crowley J. 2010. High-precision U–Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group.
- Harrington H.J. 1962 . Paleogeographic Development of South American. *BULLETIN of the American Association of Petroleum Geologists*. Vol. 46. Number 10, p. 1773-1826.
- Hallam A., 1992. Phanerozoic Sea-level Changes. New York: Columbia University Press, 266pp.
- Harries P. J. 2009. Epeiric Seas: a continental extension of shelf biotas. *EARTH SYSTEM HISTORY AND NATURAL VARIABILITY*, vol IV.
- Horton B.K, SCHMITT J.G. 1996. Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, **43**(1). p. 133-155.
- Howell J.A. & Mountney N.P. 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. *In: Ziegler K., Turner P., Dalnes S.R. (eds.) Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. Geological Society, London, Special Publication, 123:63-86.
- Holmden C.E, Creaser R.A, Muehlenbachs K, Leslie S.A, Bergström S.M. 1998. Isotopic evidence for geochemical decoupling between ancient epeiric seas and bordering oceans: Implications for secular curves: *Geology*, v. 26, p. 567–570, doi: 10.1130/00917613(1998)026< 0567:IEFGDB>2.3.CO;2. HUNTER R.E. 1977. Basic type of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**(3):361-367.
- Hunter E.R. 1977. Basic types of stratification in small dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.

- Immenhauser A, Della Porta G, Kenter J.A.M, Bahamonde J.R.. 2003. An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$: *Sedimentology*, v. 50, p. 953–959.
- Isbell J.L, Lenaker P.A, Askin R.A, Miller M.F, Babcock L.E. 2003. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: role of the Transantarctic Mountains. *Geology*. 31 (11), 977–980.
- Isozaki Y, Kawahata H, Ota A. 2007. A unique carbon isotope record across the Guadalupian-Lopingian (middle-Upper Permian) boundary in midoceanic paleo-atoll carbonates: The high-productivity “Kamura event” and its collapse in Panthalassa: *Global and Planetary Change*, v. 55, p. 21–38.
- Kani T, Fukui M, Isozaki Y, Nohda S. 2008. The Paleozoic minimum of $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratio in the Capitanian (Permian) mid-oceanic carbonates: A critical turning point in the late Paleozoic: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 32, p. 22–33, doi: 0.1016/j.jseas.2007.10.007.
- Kegel W. 1951. Sobre alguns trilobitas carboníferos do Piauí e do Amazonas. Divisão de geologia e Mineralogia, Boletim, Rio de Janeiro, n. 135, p. 1-38.
- Kegel W. 1954. Lamelibrânquios da Formação Poti (Carbonífero Inferior) do Piauí. Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, 88:1-14.
- Kegel W, Costa M. T. 1951. Espécies neopaleozóicas do Brasil, da família Aviculopectinidae, ornamentadas com costelas fasciculadas. Divisão de Geologia de Mineralogia., Boletim, Rio de Janeiro, n. 137, p. 1-48.
- Krynine P. D. 1948. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *Jour. Geol.*, 56: 130-165.
- Kröner A. & Cordani U.G. 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology: *Tectonophysics*, v.375, p.325-252.
- Lima E.A.M. & Leite J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. DNPM-CPRM, Etapa III, Recife, *Relatório Final*, 16:212.
- Lima E. A M, Nahass S. 1978. Novos conceitos sobre a estratigrafia e evolução paleoambiental da Bacia do Meio Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Recife. Roteiro das excursões. SBG. P. 59-68. (Boletim, 2).
- Loczy L. 1966. Contribuições à paleogeografia e história do desenvolvimento da bacia do Amazonas. Rio de Janeiro. *Boletim da Divisão de geologia e Mineralogia*, n.223. 96p.
- Mchargue T. R, Price R. C. 1982: Dolomite from Clay in Argillaceous or Shale-Associated Marine Carbonates, *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 873-886.
- Mckee M.D & Weir G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64(4):381-390.

- Mckee E.D. 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparasion with strcutures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, 7(1):3-69.
- Mckerrow W.S, & Scotese C.R. 1990. Palaeozoic Biogeography and Paleogeography, Geological Society of London, Memoir 12, 435 pp.
- Mesner J. G, Wooldridge L. C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *Bol. Téc. PETROBRÁS*. 7 (2): 137 - 164.
- Mendes J. C. 1966. Moluscos da Formação Itaituba (Neocarbonífero), Estado do Pará, Brasil. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. *Cadernos da Amazônia*, 9:1-56.
- Mendes J.C. 1992. Elementos de estratigrafia. 1. Ed. São Paulo, SP: *Biblioteca de ciências naturais*, v.12. p. 43-51.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-river deposicional environment. *EarthScience Review*, 13(1):1-62.
- Miall A. D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. *In*: Miall, A. D. & Tyler, N. (Editors). The threedimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hidrocarbon discovery and recovery. Society for Sedimentary Geology/SEPM, p. 6-12.
- Miall A. D. 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research* B64: 146-158.
- Miall A.D. 2010. The geology of stratigraphic sequences. Seconde edition. Springer Heidelberg Dordrecht, London – New York.
- Moutinho L. P. 2006. Assinatura dos invertebrados da Formação Itaituba – Aplicação como ferramenta de análise estatigráfica e paleoecológica na secção Pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Tese de doutorado.
- Murphy J.B, Keppie J.D, Nance D.R, Dostal J. 2010. Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a North America perspective. *Gondwana Research* 17, 482–499.
- Nascimento M. S & GÓES A. M. 2006. Petrografia de arenitos e texturas de minerais pesados e quartzo: uma contribuição ao estudo da proveniência de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú. *In*: Boletim do Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. UNESP, São Paulo.
- Nance R.D, Miller B.V, Keppie J.D, Murphy J.B, Dostal J. 2007. Vestige of the Rheic Ocean in North America: the Acatlán Complex of southern México. *Special Papers-GSA* 423, 437–452.
- Naidoo T, Zimmermann U, Chemale F. 2013. The evolution of Gondwana: U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and geochemical data from Neoproterozoic to Early Palaeozoic successions of the Kango Inlier (Saldania Belt, South Africa). *Sedimentary Geology*, v. 294, p. 164-178.

- Newell N.D, Chronic J & Roberts T. C. 1953. Upper Paleozoic of Peru. *Memoir Geological of America*, 58:1 – 276.
- Nichols G. 2009. *Sedimentary and Stratigraphy*. 2º ed., Wiley-Blackwel, p. 179 198.
- Oliveira A. I, Leonardo O. H. 1940. *Geologia do Brasil*. 1º edição. XXXVI Estampas, 472 p.
- Patterson W.P & Walter L.M. 1994. Depletion of ^{13}C in seawater CO_2 on modern carbonate platforms: Significance for the carbon isotopic record of carbonates: *Geology*, v. 22, p. 885–888.
- Panchuk K.M, Holmden C.E, Leslie S.A. 2006. Local controls on carbon cycling in the Ordovician Midcontinent region of North America, with implications for carbon isotope secular curves: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 200–211
- Pfaltzgraff P. A. S, Brandao R. L, Torres F. S. M. 2010. Geodiversidade: Adequabilidades/Potencialidades e Limitações frente ao Uso e Ocupação. In: Pedro Augusto dos Santos Pfaltzgraff; Fernanda Soares de Miranda Torres; Ricardo de Lima Brandão. (Org.). *Geodiversidade do Estado do Piauí*. 1ed.Rio de janeiro: CPRM, v. , p. 111-136.
- Postma G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella, A & Prior, D. B. (eds.). *Coarser-grained deltas*. Special Publication n° 10 of *International Association of Sedimentologists*. Oxford, Blackwell Scientific Publication. p. 29-74.
- Pratt B. R & James N. P. 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of Western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, 33, 313-343.9.3.1,9.4.1.
- Raaf J. F. M, Boerma J. R & Van Gelder A. 1977. Wave generated strutures an sequences from a shallow marine asuccession. Lower Carboniferous. Country Cork. Ireland. *Sedimentary*, 24, 451-483.
- Reineck H. E. & Singh I. B. 1980. *Deposicional Sedimentary Environments*. New York, *Springer-Verlag*. 551p.
- Reading H.G. 1996. *Sedimentary Enviroments: Process, Facies and stratigraphy*. Department of Earth Science, Universsity of Oxford. *Blackwell Science*, third Edition.
- Renaut R.W, Gierlowski-Kordesch E.H. 2010. Lakes. In: James. N.P. & Dalrymple R.W. (eds.) *Facies Models 4*. Geol. Ass. Canada, p.541-575.
- Ross C. A, Ross J. R. P. 1985. Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and wordwide. *Geology*, v. 13, p. 194-197.
- Rowley D.B, Raymond A, Parrish J.T, Lottes A.L, Scotese C.R, Ziegler A.M. 1985. Carboniferous paleogeographic, phytogeographic, and paleoclimatic reconstructions. *International Journal of Coal Geology*, v.5, p.7-42.
- Ribeiro H.J.P.S (org.). 2001. *Estratigrafia de Sequência - fundamentos e aplicações*. Editora Unisinos, São Leopoldo (RS), p. 9-27/71-135.

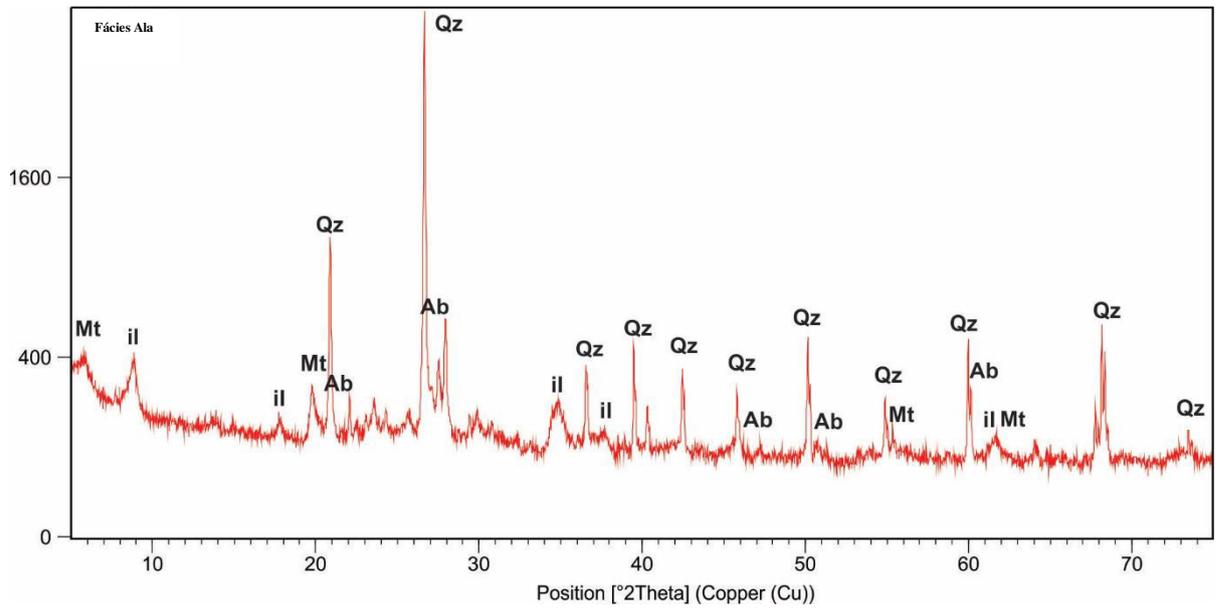
- Rø S. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage planebed origin from a Late PreCambrian fluvial sandstone, northern Norway. *Sedimentology*, **34**: 89-101.
- Rudwick M. J. S. Living and fossil brachiopods. London: Hutchinson and Co., 1970. 199 p.
- Santos E. J, Coutinho M. G. N, Costa M. P. A & Ramalho R. 1984. A região de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. *In*: Schobbenhaus C, Campos D. A, Derze G. R & Asmus H. E (Eds.). *Geologia do Brasil*. DNPM, 5, Brasília, p. 131–189.
- Santos M.E.C. & Carvalho M.S.S. 2004. Paleontologia das Bacias do Parnaíba e São Luís. Rio de Janeiro, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. CPRM – Serviço Geológico do Brasil/ DIEDIG/DEPAT.CDRM – Livro eletrônico em formato pdf., p. 77-85.
- Saunders W.B, Ramsbottom W.C.H., 1986. The Mid-Carboniferous eustatic event. *Geology* 14 (3), 208–212.
- Scotese C.R, Mckerrow W.S, 1990. Revised world maps and introduction. *In*: McKerrow, W.S., Scotese, C.R. (Eds.), *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*: Geological Society Memoir, pp. 1–21.
- Scotese C. R., Boucot A. J, Mckerrow W. S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, **28**(1):99-114.
- Scotese C.R., 2002, PALEOMAP Project: <http://www.scotese.com>.
- Scomazzon A. K, Koester E, Kawashita K, Mizusaki A.M, Lemos V. B. 2006. Sr and Nd isotopic signature of carbonate, conodonts and brachiopods of Carboniferous age (Morrowan-Atokan) of Amazon Basin, Brazil: paleoseawater and paleotectonic constrain. *Journal of South American Earth Science*.
- Slingerland R. 1986. Numerical computation of co-oscillating palaeotides in the Catskill epeiric Sea of eastern North America. *Sedimentology*, 33, 487-497. 9. 3. 1.
- Small H. L. 1914. Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Rio de Janeiro. 146p. (Brasil, insp. obr. Contra-secas, 1.D. publ. 32).
- Shinn E.A. & Robbin D.M. 1983. Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones.– *J. Sed. Petrol.*, 53, 595–618.
- Silva A. J. P, Lopes R. C, Vasconcelos A. M, Bahia R. B. C. 2003. “Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozóicas Interiores”. *In*: Bizzi L. A, Schobbenhaus C, Vidotti R. M, Gonçalves J. H. G. (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, capítulo 2, Brasília, CPRM.
- Silva A. J. C. L. P, Aragao A. N. F, Magalhaes A. J. C. 2008. Ambiente de sedimentação siliclástica do Brasil. São Paulo. Ed, Beca, p. 72 – 101.

- Simo J. A, Emerson N. R, Byers C. W, Ludvigson G. A. 2003. Anatomy of an embayment in an Ordovician epeiric sea, Upper Mississippi Valley, USA. Geological Society of America. For permission to copy, contact Copyright Permissions, GSA, or editing@geosociety.org. *Geology*; June 2003; v. 31; no. 6; p. 545–548.
- Speyer S. E. & Brett C. nE. 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples. *Palaeogeog. Palaeocl. Palaeoec.*, 63:222-262.
- Stollhofen H, Werner M, Stanistreet I. G, Armstrong R. A, 2008. Single-zircon U–Pb dating of Carboniferous–Permian tuffs, Namibia, and the intercontinental deglaciation cycle framework. *In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*, pp. 83–96.
- Summerhayes C. P. 1990. Paleoclimate. *Journal of the Geological Society of London*, v 147, p. 315-320.
- Thomas H. D. 1928. An Upper Carboniferous fauna from the Amotape Mountains, northwestern Peru. *Geological Magazine*, 65:146-152, 215-223, 289-300.
- Torsvik T. H & Cocks L. R. M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*. ISSN 1342-937X. 24(3-4), s 999- 1030.
- Tucker M.E, Wright V.P. 1990. Carbonate sedimentology. *Blackwell Scientific*, Oxford. 482p. Best textbook on science of carbonate deposition and cementation.
- Tucker M. 1992. Sedimentary Petrology: na introduction. 2a ed. London: *Blackwell Scienti Publications*.
- Tucker M.E. 2003. Sedimentary rocks in the field: the geological field guide series, 3^a ed., Chichester, Wiley, p. 131-133.
- Tucker M.E. (4th ed) 2011. Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide. *Wiley-Blackwell*, England, 276p.
- Vail P. R, Mitchum J. R, R. M, Todd R. G, Wilmier J. M, Thompson III. S, SANGREE, J. B, Bubb J. N, Hatleid W. G. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of sea Level, *In: Payton, C. E. (ed.). Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, (Memor, n. 26, p. 49-212.
- Vail P. R, Audermard F, Bowman S. A, Eisner P. N, Perez-Cruz C. 1991. The stratigraphic signatures os tectonic, eutasy and sedimentology – na overview. *In: Einsele G. H, Ricken W & Seilacker A. (eds.). Cycles and events in stratigraphy*, Berlim: Springer Verlag, p. 617-659.
- Vaz P. T, Rezende N. G. A. M, Wanderley Filho J. R. 2007. A Bacia do Parnaíba, *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.15, n.2, pp. 253-263.
- Veevers J.J, Powell C.M. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica:Geological. *Society of America Bulletin*, v. 98, p. 475–487.

- Walker R. G. 1990. Facies modelling and sequence stratigraphy. *J. Sedimen. Petro.* **60**:777-786.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In*: Walker, R.G. & James N.P. (eds.) *Facies models - response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p. 1-14.
- Wilson I. G. 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geographical Journal*, 137(1): 180-199.
- Wilzevic M.C. 1991. Photomosaic of outcrops: useful photomographic techniques. *In*: Miall A.D. & Tyler N. (eds). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. SEPM, Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, U.S.A. p.22-24.
- Williams, K.E. 1995. Tectonic subsidence analysis and Paleozoic paleogeography of Gondwana. *In*: Tankard A. J., Suárez Soruco R., Welsink H. J. (eds.) *Petroleum basins of South America*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. p. 79-100. (Memoir 62).
- Wright V. P. 1992. A revised classification of limestone. *Sed. Geol.*, **76**: 177-186.
- Wright V.P., Vanstone S.D. 2001. Onset of Late Palaeozoic glacio-eustasy and the evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding. *Journal of the Geological Society* **158**: 579–582.
- Woodard S.C, Thomas D. J, Grossman E.L, Olszewsky T. D, Yancey T. E, Miller B. V, Raymond A. 2012. Radiogenic isotope composition of carboniferous seawater from North American epicontinental seas. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370 p.51–63

ANEXOS

ANEXO A - DIFRATOGRAMA DE RAIO-X MOSTRANDO PICOS DE MONTMORILONITA (Mt), ILITA (il), QUARTZO (Qz), ALBITA (Ab).



ANEXO B – TABELA DE CONTAGEM DE ELEMENTOS PETROGRÁFICOS.

(Continua)

<u>Amostras</u>	<u>Constituintes</u>													<u>Cimento</u>				<u>Porosidade</u>						<u>Matriz</u>		<u>Classificação</u>				
	Quartzo monocristalino	Quartzo policristalino	K-Feldspato	Plagioclásio	Matéria orgânica	Fragmento de rocha	Pseudomatriz	Pelóides	Muscovita	Relicto de calcita	Bioclastos				Dolomita microcristalina	Dolomita espática	Sílica microcristalina	Óxido-Hidróxido de ferro	Sulfeto de ferro	Dissolução (vugs)	Fratura	Moldica	Interparticular	Intraparticular	Intercristalina		Agigantado	Micrítica	Argilosa	Associação de fácies
											Indiferenciável	Foraminíferos	Bivalves	Gastrópodes																
MO-01-03	251	7	23	10											8	7							20							Subarcóseo
MO-01-06					33	10		56			6	7	22	9	164	2	3	6				2	3	1						<i>Dolograinstone</i>
MO-01-07					29		72			15	5	18	1	153	4		9				4	5	2						<i>Dolograinstone</i>	
MO-02-01	21													257			18		11	7									Dolomito fino	
MO-04-03	33				26								8	278				21	5							22			Dolomito fino	
MO-04-04	29				13			12						261			10		16							14			Dolomito fino	
MO-04-05	25				22			8						211				14	13	5									Dolomito fino	

Amostr stras	Constituintes													Cimento				Porosidade						Matriz		Associação de fácies	Classificação							
	Quartzo monocristalino	Quartzo policristalino	K-Feldspato	Plagioclásio	Matéria orgânica	Fragmento de rocha	Pseudomatríz	Pelóides	Muscovita	Relicto de calcita	Bioclastos				Dolomita microcristalina	Dolomita espática	Sílica microcristalina	Óxido-Hidróxido de ferro	Sulfeto de ferro	Dissolução (vugs)	Fratura	Moldica	Interparticular	Intraparticular	Intercristalina			Agigantado	Micrítica	Argilosa				
											Indiferenciável	Foraminíferos	Bivalves	Gastropódes																	Fantasma			
MO-04-07	21				24										265			15		11								13						Dolomito fino
MO-04-08	37				20										283				5	9														Dolomito fino
MO-04-09	23				17										254				4	7														Dolomito fino
MO-04-10	25				11										289				6	10														Dolomito fino
MO-04-11	36			7	22										285		3			15														Dolomito fino
MO-04-14	27				13										272		13			4														Dolomito fino
MO-04-17	131	4		3				5							61		8					1					3	2						Quartzo arenito