



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº513

**A SUCESSÃO SILICICLÁSTICA
PALEOPROTEROZOICA ASSOCIADA AO DEPÓSITO DE
MANGANÊS DO AZUL DA SERRA DOS CARAJÁS**

Dissertação apresentada por:

FRANCO FELIPE OLIVEIRA DA COSTA

Orientador: Prof. Dr. Afonso Cesar Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2017**

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

Costa, Franco Felipe Oliveira da, 1991-

A sucessão siliciclástica Paleoproterozóica associada ao depósito de manganês do Azul da Serra dos Carajás / Franco Felipe Oliveira da Costa. – 2017.

xix, 62 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso Cesar Rodrigues Nogueira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2017.

1. Geologia estratigráfica - Pré-cambriano. 2. Formações (Geologia) – Carajás, Serra dos (PA). 3. Manganês – Carajás, Serra dos (PA). I. Título.

CDD 22. ed.: 551.71

Elaborado por
Hélio Braga Martins
CRB-2/698



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

**A SUCESSÃO SILICICLÁSTICA PALEOPROTEROZOICA
ASSOCIADA AO DEPÓSITO DE MANGANÊS DO AZUL DA
SERRA DOS CARAJÁS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

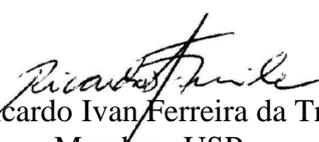
FRANCO FELIPE OLIVEIRA DA COSTA

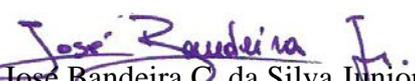
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data de Aprovação: 21 / 11 / 2017

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César R. Nogueira
Orientador - UFPA


Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade
Membro- USP


Prof. Dr. José Bandeira C. da Silva Junior
Membro - UFPA

*À minha mãe,
por todo esforço e dedicação para minha educação*

AGRADECIMENTOS

À Deus por toda fidelidade, sempre comigo, guiando e protegendo.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) e ao Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) por toda infraestrutura oferecida.

Aos geólogos Fernando Martins Vieira Matos e Sérgio Roberto Bacelar Huhn da empresa Vale S.A., pelo incentivo, concessão dos testemunhos e amostras essenciais para execução desta pesquisa. Obrigado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao meu orientador Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira por sua paciência, ensinamentos e acima de tudo pela confiança no desenvolvimento deste trabalho. Meus sinceros agradecimentos pela oportunidade.

Ao professor Dr. Joelson Lima Soares e ao Dr. Guilherme Rafaelli pela contribuição com seus conhecimentos e experiências.

Ao Laboratório de Geoquímica Orgânica e Inorgânica (LGQM) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), em especial ao Dr. René Rodrigues, pela realização das análises de Carbono Orgânico Total (COT).

Aos técnicos e estudantes atuantes no Laboratório de Raios-X, coordenado pelo Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica, pela preparação e análise das amostras. Ao Laboratório de Laminação da UFPA, em nome da técnica Joelma Lobo, por sempre se disponibilizar na confecção das lâminas petrográficas. Obrigado.

Aos meus amigos e companheiros de sala 8, especialmente aos Doutores Kamilla Borges e Francisco Abrantes, e futuros doutores Hudson Santos, Isaac Salém, Luiz Saturnino, Cléber Neri, Jhon Afonso e Pedro Augusto, obrigado pelas discussões, críticas, sugestões, amizade, cafés e momentos de descontração.

Aos colegas e amigos do curso de Pós-Graduação que me acompanharam nesta jornada, Arthur Aragão, Dayane Coelho, Ailton Brito, Sebastian Calderón, Quézia Alencar, Helder Oliveira, Rafael Guimarães, Leonardo Negrão, Romulo Amaral, Reinaldo Junior, Edson Batista, Ramon Carvalho e Pablio Henrique, agradeço pela companhia, apoio e risadas.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram de alguma forma para o andamento e conclusão desta dissertação de mestrado.

“Suba o primeiro degrau com fé. Não é necessário que veja toda a escada. Apenas dê o primeiro passo”

(Martin Luther King)

RESUMO

Os depósitos de Manganês pré-cambrianos da Serra dos Carajás têm sido estudados sob enfoque da geoquímica e de recursos minerais na única exposição da Mina do Igarapé Azul. Do ponto de vista estratigráfico trabalhos prévios têm incluído esses depósitos no Grupo Grão Pará que encerra rochas vulcânicas e formações ferríferas bandadas arqueanas ou nos depósitos siliciclásticos finos paleoproterozoicos do Membro Inferior da Formação Águas Claras. A análise faciológica e estratigráfica desta sucessão pelítica incluiu exposições da Mina do Igarapé Azul e a sucessão de 11 testemunhos de sondagem com destaque para a seção do furo 706 do Projeto Manganês do Azul, datado em 2,1 Ga (datação em piritita diagenética), confirmou a Formação Águas Claras como hospedeira do minério de Manganês. A sucessão foi estudada numa seção SE-NW, que inclui testemunhos distribuídos desde a porção do platô N4 (Domínio N4), passando pela Mina do Igarapé Azul (Domínio Azul) até as ocorrências no Igarapé Águas Claras (Domínio Águas Claras), perfazendo 25 km de extensão. Em relação aos demais segmentos, o Domínio Azul encontra-se encaixado na Falha Carajás, interpretado previamente como um bloco alçado. Apesar das descontinuidades estruturais, hidrotermalismo e/ou baixo grau de metamorfismo (?), as fácies deposicionais não foram alteradas, permitindo avaliar os processos sedimentares, interpretar o paleoambiente. Foram identificadas duas sucessões deposicionais em contato discordante erosivo. A Sucessão inferior corresponde aos depósitos de plataforma marinha que consiste em duas associações (AF): 1) *offshore* (AF1), caracterizada por intercalações de arenitos finos com pelitos maciços e laminados com base escavada ou plana, formando ciclos granodecrescentes ascendentes de escala centimétrica, interpretados como turbiditos distais de baixa densidade ligados as fases finais de desaceleração de fluxos turbulentos; e 2) *offshore-transition a shoreface* (AF2), representados por arenitos finos e siltitos manganésíferos maciços e laminados; silito com laminações cruzadas, onduladas, truncamento de baixo ângulo e laminação *pinch-and-swell* indicando fluxos oscilatório e combinado (tempestades). O conteúdo de carbono orgânico total (COT) de até 1% dos pelitos carbonosos indicam condições de deposição predominantemente anaeróbicas no *offshore*. Os arenitos médios a grossos maciços da Sucessão superior (AF3) exibem estratificação cruzada tabular e plano-paralela e representam a migração de formas de leito durante incisão de canais entrelaçados sobre os depósitos de plataforma marinha, evidenciado por vários seixos de pelito nos *foresets* e base dos sets das estratificações cruzadas. A precipitação primária de Mn está associada a forma de óxido-

hidróxidos através da oxidação de Mn^{+2} acima da interface redox em condições favoráveis de oxigenação na zona de *offshore-transition* a *shoreface*, simultaneamente a deposição das fácies influenciadas por ondas. Ciclos granocrescentes ascendentes de escala métrica formados por siltito manganésíferos/lâmina de óxido de Mn e siltito/arenito com estruturas produzidas por ondas sugerem recorrência da precipitação de Mn durante a deposição da Formação Águas Claras. É possível que o modelo mais coerente para deposição primária de Mn da Mina do Azul esteja relacionado à precipitação dominante de óxidos-hidróxidos em plataforma marinha rasa na zona de *offshore-transition* a *shoreface*, e uma fase carbonática subordinada relacionada ao *offshore*. Isto fornece uma nova perspectiva para o entendimento evolutivo dos mares pré-cambrianos sem correlação com análogos modernos, no Cráton Amazônico.

Palavras-chave: Formação Águas Claras. Depósitos de Manganês. Paleoproterozoico. Serra dos Carajás.

ABSTRACT

The Precambrian Manganese deposits of the Serra dos Carajás have been studied only in the Igarapé Azul Mine, mainly under geochemistry and mineral resources point view. Stratigraphically, previous work has included these deposits in the Archean Grão Pará Group that include volcanic rocks and banded iron formations or in the fine siliciclastics deposits of the Lower Member of the Paleoproterozoic Águas Claras Formation. Facies and stratigraphic analysis of this pelitic succession carried out in the Igarapé Azul Mine exposures and eleven cores that include the core number 706 of the Azul Manganese Project, dating to 2.1 Ga (age obtained by diagenetic pyrite), confirmed the Águas Claras Formation as host of the Manganese ore. Cores were distributed in a 25 km long SE-NW oriented section, which includes the plateau N4 (N4 Domain), the Azul Igarapé Mine (Azul Domain) and the outcrops in the Águas Claras River (Águas Claras Domain). In relation to the other segments, the Azul Domain is beheaded in the Carajás Fault, previously interpreted as an uplifted block. Despite the structural discontinuities, hydrothermalism and / or low degree of metamorphism (?), the sedimentary facies are preserved allowing the sedimentary processes and the paleoenvironmental interpretations. Two depositional successions were identified, separated by an unconformity. The lower succession include two facies associations (AF) representatives of marine platform settings: 1) offshore (AF1), characterized by intercalations of very fine sandstones with massive to laminated pelites, forming small-scale (a few cm) fining upward cycles, with scoured to flat base, interpreted as distal low density turbidite linked to the deceleration of turbulent flows; and 2) offshore-transition to shoreface (AF2) consisting in fine sandstone and manganeseiferous siltstone with even parallel lamination and massive bedding, cross- and undulated laminated siltstones, low-angle truncated and pinch-and-swell laminations indicative of oscillatory and combined flows (storms). Carbonaceous pelite with total organic carbon content (TOC) up to 1% indicates predominantly anaerobic conditions. The medium- to coarse-grained sandstones of the upper succession (AF3) exhibit tabular (planar) and even parallel cross stratifications, with pelite and quartz pebbles in the foresets and bottomsets, represent the migration of bed forms during incision of braided channels on the marine platform. The primary Mn precipitation is associated with the oxide-hydroxide form through the oxidation of Mn^{+2} above the redox interface under favorable oxygenation conditions in the offshore transition-shoreface zone, simultaneously deposition of facies influenced by waves. Meter-scale coarsening upward cycles formed by

Manganesiferous siltstone/Mn oxide laminae and siltstone/sandstone with wave structures suggest recurrence of Mn precipitation during the deposition of the Águas Claras Formation. It is possible that more consistent model for primary deposition of Mn in the Igarapé Azul Mine is related to the dominant precipitation of oxides-hydroxides on shallow marine platform at the offshore transition-shoreface zone, and a carbonate phase subordinate related to offshore zone. This provides a new perspective for the evolutionary understanding for Precambrian seas without correlation with modern analogues, in the Amazon Craton.

Key-words: Águas Claras Formation. Manganese deposits. Paleoproterozoic. Serra dos Carajás.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 -	Mapa de localização da área de estudo, região da Serra dos Carajás, com indicação dos principais testemunhos de sondagem analisados.....	3
Figura 3.1 -	Contexto geotectônico do Cráton Amazônico e suas províncias tectônicas ou geocronológicas.....	8
Figura 3.2 -	Contexto geológico regional denotando a estruturação geral do Domínio Carajás, suas principais unidades litoestratigráficas, localidades e jazidas minerais. A) Configuração do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas compostos pelos Sistemas Transcorrentes Cinzento e Carajás; B) Região central da PMC, localizando os testemunhos de sondagem estudados com destaque para a área-tipo da Formação Águas Claras. Abreviações: A – ITA-GT58-FD0002, B – MNA-01289, C – MNA-01336, D – FD-706, E–PDI-RECA-FD003, F – PDI-RECA-FD001, G – PMC-AN10-DH0002, H – PMC-AN10-DH0001, I – PKC-AGCL-DH00001, J – PDI-RECA-FD008 e K – ALV6-FD002.....	10
Figura 4.1 -	Seção geológica entre o Núcleo Urbano N4 até o Vale do Igarapé Águas Claras com base em testemunhos de sondagem. A correlação direta da sucessão dos testemunhos com a seção da Mina do Igarapé permitiu indicar duas sequências deposicionais separadas por discordância erosiva (S1). Sill de vulcânicas intrudem a sucessão deslocada por falhas normais obliquas relacionadas possivelmente ao <i>splay</i> da Falha Carajás.....	18
Figura 4.2 -	Perfis litoestratigráficos PMC-AN10-DH0001 e PMC-AN10-DH0002, correspondentes a associação de fácies 1 (AF1).....	21
Figura 4.3 -	Perfis litoestratigráficos representativos da associação de fácies 2 (AF2) localizados nos Domínio Azul.....	22

- Figura 4.4 - Perfis litoestratigráficos representativos da associação de fácies 3 (AF3) atribuídos a Sucessão superior da Formação Águas Claras..... 23
- Figura 4.5 - Aspectos faciológicos de AF1. A) Ciclos granodecrescentes ascendentes (seta vermelha) formados por arenitos finos que se intercalam com ritmitos arenito/pelito e pelito (cor escura); intervalos com predominância de arenitos finos ocorrem com frequência (setas amarelas); B) e C) ciclos granodecrescentes ascendentes de escala centimétrica; D) Intercalação rítmica das fácies Amp e Pm dominantes na associação; E) Pelitos cinza escuros maciços (Pm) e laminados (Pl); F) Arenitos finos com topo plano e base com estrutura de carga na fácies Amp G) Detalhe da estrutura de sobrecarga em chama da fácies Amp..... 26
- Figura 4.6 - Associação de lobos turbidíticos distais (AF1). A, B e C) Arenitos fino com laminação cruzada cavalgante similar ao modelo de acamamento turbidítico (intervalo C de Bouma) caracterizado por *climbing ripples*, laminação convoluta e *ripped-up clasts*. D) e E) laminações cruzadas cavalgantes da fácies Alc intercaladas com pelitos e arenitos maciços; F) Fluidificação em prato da fácies Ad caracterizada por discretas lâminas côncavas voltadas para cima (destaque)..... 27
- Figura 4.7 - Aspectos texturais e faciológicos da AF1. A) e B) Arenito fino com laminação cruzada (Alcz) e plano-paralela (Apb) em AF1; C) e D) Estratos planos da fácies Apb truncam os estratos acanalados da fácies Alcz; E), F), G) e H) destacam os *foresets* curvados da laminação cruzada. Fraturas preenchidas por pirita ocorrem frequentemente (ilustrações A e G)..... 28
- Figura 4.8 - Sequência de Bouma e sua relação com as fontes dos sedimentos com destaque para a sucessão mais distal caracterizada pelas divisões Tc, Tb e Te..... 29
- Figura 4.9 - Características de uma plataforma dominada por tempestades. A zona de *offshore transition* e *shoreface* são os sítios de posicionais para a AF2..... 31

- Figura 4.10 - Aspectos faciológicos de AF2. A) Afloramentos situados em bancadas e frentes de lavra na Mina de manganês do Azul, observar a disposição irregular da mineralização de manganês (cor escura); B) Testemunho de sondagem com amostragem da fácies PSpMn; C) e D) Pelito/siltito cinza escuro da fácies PSpMn com laminação plano-paralela destacadas por lâminas de siltito descontínuas impregnadas por óxido-hidróxido de Mn; E) Detalhe do mineral criptomelana em hábito botroidal. F) Camadas manganíferas com fraturas pós-deposicionais preenchidas por caulinita..... 32
- Figura 4.11 - Fácies distinguidas para os depósitos de *offshore-transition* a shoreface da AF2. A) e B) Pelito/siltito rítmico com laminação *pinch & swell* (fácies Pps) caracterizada por fina laminação de espessamento e adelgaçamento lateral e laminação quasi-planar (Fácies Pq); C) e D) Fácies Alp e Ab referentes a arenitos com laminação cruzada de baixo ângulo (Ab) e plano-paralela (Alp)..... 33
- Figura 4.12 - Aspectos texturais e faciológicos dos depósitos fluviais entrelaçados de AF3. A) e B) Perspectiva dos testemunhos de sondagem analisados, os quais denotam espessos pacotes de arenitos seixosos/conglomerado avermelhados; C) Relação vertical das fácies App no topo dos arenitos com estratificação cruzada tabular de Act apresentando segregação granulométrica nos foresets; D) Detalhe da gradação normal nos foresets da estratificação cruzada da fácies Act; E), E') e F) Destaque para litoclastos presentes no arcabouço semelhante às intercalações arenito/pelito de AF1..... 35
- Figura 4.13 - Difrátogramas evidenciando os picos das principais fases minerais e as assembleias mineralógicas das sucessões estudadas. Coluna da esquerda referente a Sucessão inferior (1), e direita correspondente a superior (2). Abreviações: Qz - quartzo, Ms - muscovita, Chl - clorita, Kln - caulinita, e Hem - hematita..... 37

- Figura 4.14 - Aspectos petrográficos dos quartzos-arenitos finos da AF1. A) e B) Textura principal do arcabouço sedimentar sustentado por grãos e cimento micáceo; C) e D) Grãos de quartzo e muscovita cimentados por finas lamelas de clorita, destaque (setas) para a deformação dos clastos dúcteis; E) Laminações no âmbito microscópico marcados por lamelas de clorita; e F) Grãos subarredondados a subangulosos de quartzo e plagioclásio em destaque (setas). Nicóis paralelos (N //) em A, C e E; e nicóis cruzados (N X) em B, D e F..... 39
- Figura 4.15 - Fotomicrografia dos principais aspectos petrográficos dos pelitos. A) e B) Arcabouço sustentado por matriz argilosa e grãos de quartzo e matéria orgânica (M.o) dispersos (destaque); C) e D) Laminação plano-paralela inerente a fácies Pl. Nicóis paralelos (N //) em A e C; e nicóis cruzados (N X) em B e D..... 40
- Figura 4.16 - Aspectos petrográficos dos quartzos-arenitos médios a grossos. A) e B) Textura do arcabouço sedimentar sustentado predominantemente por grãos de quartzo com películas de óxido-hidróxido de ferro recobrando a superfície dos grãos.; C) e D) Grãos monocristalinos de quartzo (Qzm) e cimentos coexistentes de quartzo(Qz) e sericita (Ser); E) Detalhe dos clastos policristalinos de quartzo (Qzp) e fragmentos de rocha (Fr) subangulosos em cimento de sericita, destaque em amarelo para contato suturado; e F) Gradação normal observado em âmbito microscópico. Nicóis paralelos (N //) em A e C; e nicóis cruzados (N X) em B, D, E e F..... 41

- Figura 4.17 - Fotomicrografia das relevantes feições petrográficas dos quartzarenitos médios a grossos. A) Fragmentos de rocha pelíticos e destaque para a superfície erosiva inerente ao depósito fluvial interpretado; B) Litoclasto pelítico deformado originando pseudomatriz (Pm); C) e D) Grãos de minerais opacos (Opq) e chert (Chr) cimentados por sericita, destaque para contato côncavo-convexo; E) e F) Detalhe da cimentação quartzosa em sobrecrecimento sintaxial em grãos de quartzo (Qzm) originando contatos do tipo grão-não-grão (destaque), e a coexistência do cimento de sericita (Ser). Nicóis paralelos (N //) em A,B,C e E; e nicóis cruzados (N X) em D e F..... 42
- Figura 4.18 - Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura (MEV), dos principais aspectos morfológicos e texturais da matéria orgânica amorfa. A) Conteúdo orgânico disseminado disposto intersticialmente na matriz dos pelitos e B) na forma semelhante a filamentos; C) e D) Detalhe do material particulado, sem estrutura, muito fino; E) e F) Feições texturais da MOA exibindo aspecto liso e amorfo, levemente floccular..... 46
- Figura 5.1 - Modelo deposicional da sucessão siliciclástica paleoproterozóica na região da Serra dos Carajás. A) Instalação de ambientes de águas rasas plataformais hospedeiros da deposição de óxidos-hidróxidos de Mn na porção offshore-transition a shoreface, e concomitante deposição de turbiditos na porção distal (offshore) da bacia; B) Após provável período e exposição parcial da plataforma, ocorreu extensiva progradação fluvial (AF3), erodindo parcialmente os depósitos marinhos (AF1 e AF2), caracterizando a superfície erosiva S1 que separa as duas sucessões; C) Desenho esquemático da configuração dos paleoceanos estratificados no Paleoproterozóico, denotando zonas óxicas superficiais, de oxigênio mínimo, e anóxicas mais profundas..... 48

- Figura 5.2 - Modelo esquemático para precipitação primária de manganês na forma de óxido-hidróxidos para Mina do Azul. Águas ressurgentes carregam íons de Mn^{+2} concentrados para região mais rasa da bacia, onde por oxidação precipitam óxidos-hidróxidos ao ultrapassar (acima) a interface redox. Eventualmente na parte mais profunda, sobre condições redutoras, carbonato de Mn originam-se por reações eo-diagenéticas abaixo da interface redox..... 50
- Figura 5.3 - Evolução do oxigênio atmosférico através do tempo..... 51

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Compilação dos significantes depósitos de minério de manganês no mundo, suas reservas e idades estimadas.....	15
Tabela 4.1 - Associações de fácies da Formação Águas Claras.....	17
Tabela 4.2 - Fácies e processos deposicionais da sucessão siliciclástica da Formação Águas Claras.....	19
Tabela 4.3 - Valores de Carbono orgânico total (COT) em porcentagem de peso.....	44
Tabela 4.4 - Classificação do potencial petrolífero de rochas geradoras em função do COT.....	45

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	IV
AGRADECIMENTOS	V
EPÍGRAFE	VI
RESUMO	VII
ABSTRACT	IX
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	XI
LISTA DE TABELAS	XVII
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO	2
1.3 OBJETIVOS	3
CAPÍTULO 2 MATERIAIS E METÓDOS	4
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE TESTEMUNHO DE SONDAGEM.....	4
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA	4
2.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X.....	5
2.4 GEOQUÍMICA ORGÂNICA - CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)	5
2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E ERE	6
CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
3.1 CRÁTON AMAZÔNICO E A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PMC).....	7
3.2 FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS.....	11
3.3 DEPÓSITOS DE MANGANÊS DA MINA DO IGARAPÉ AZUL	14
CAPÍTULO 4 RESULTADOS	17
4.1 ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA	17
4.1.1 Sucessão inferior	24
4.1.1.1 AF1 – Lobos turbidíticos distais.....	24
4.1.1.2 AF2 – <i>Offshore transition a shoreface</i>	30

4.1.2 Sucessão superior	34
4.1.2.1 AF3 – Depósitos fluviais	34
4.2 MINERALOGIA	37
4.3 CARACTERIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA	43
CAPÍTULO 5 MODELO DEPOSICIONAL E PRECIPITAÇÃO DO Mn	47
CAPÍTULO 6 CONCLUSÕES	52
REFERÊNCIAS	54

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC) é considerada uma das maiores províncias metalogenéticas do mundo, portadora de importantes jazidas de ferro, cobre, ouro e manganês, associadas a rochas vulcânicas, formações ferríferas e depósitos siliciclásticos (Beisegel *et al.* 1973, Docegeo 1988). Apesar do avanço na interpretação metalogenética ainda é incipiente o entendimento faciológico e paleoambiental das rochas hospedeiras, em sua maioria sedimentar ou metassedimentar. Os depósitos sedimentares da região da Serra dos Carajás ou Bloco Carajás (BC), apesar da diversidade de litotipos, representados por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, formações ferríferas bandadas, rochas siliciclásticas hospedeiras de mineralizações primárias (manganês) e secundárias já foram incluídos em uma única bacia sedimentar (Docegeo 1988). As diversas propostas estratigráficas calcadas apenas na litologia associada com uma proliferação de nomes tem impedido o entendimento evolutivo do BC e, principalmente, a possibilidade de correlação com outras áreas adjacentes. Outros fatores complicadores são a escassez de afloramentos, a intensa alteração intempérica e hidrotermal que mascarar as estruturas primárias, bem como o deslocamento das unidades por falhas e a deformação heterogênea (Almeida *et al.* 1981, Docegeo 1988). Desta forma, para se fazer uma leitura dos ambientes sedimentares Pré-cambrianos do BC é necessária uma leitura precisa da análise faciológica e estratigráfica, haja visto que, muitos dos paleoambientes desta idade apresenta particularidades (velocidade da tectônica de placas, crosta primitiva, atmosfera em formação, ausência de vegetação, entre outros) sem análogos modernos.

A sucessão siliciclástica fina associada aos depósitos de Mn do BC, objeto deste estudo, foi analisada com base no estudo de fácies e estratigráfico, principalmente em testemunhos de sondagem e exposições da Mina do Igarapé Azul e região do Igarapé Águas Claras (Figura 1.1). Embora estes depósitos de Mn tenham sido atribuídos, por alguns autores, de mesma fase de precipitação química do Grupo Grão-Pará, de idade arqueana (Macambira *et al.* 1990), são atualmente considerados como parte da sequência sedimentar pré-cambriana da Formação Águas Claras (Araújo *et al.* 1988, Nogueira *et al.* 1995). Na Mina do Azul, o manganês primário encontra-se hospedado nos folhelhos negros descritos como carbonosos e carbonáticos (com rodocrosita), considerados paleoproterozóicos (Anderson *et al.* 1974,

Valarelli *et al.* 1978, Bernardelli & Beisiegel 1978, Fabre *et al.* 2011). O minério propriamente dito está relacionado ao remobilizado em ambiente supergênico, no qual a criptomelana é o principal mineral de Mn (Costa *et al.* 2005).

Nesta dissertação pretende-se reconstituir o paleoambiente deposicional das rochas hospedeiras dos depósitos de manganês, na região da Mina do Azul, Serra dos Carajás, propondo um modelo evolutivo sedimentar e sua relação estratigráfica na bacia Carajás. Neste modelo faz-se uma tentativa para explicar o modo de precipitação de Mn e a preservação da matéria orgânica que caracteriza os pelitos carbonosos hospedeiros deste minério. Além disso, pretende-se verificar a relação estratigráfica dos depósitos manganíferos com os depósitos siliciclásticos da Formação Águas Claras considerada também como paleoproterozóica (Fabre *et al.* 2011), exposta na região do prospecto Águas Claras (Figura 1.1).

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo encontra-se localizada na região norte do Brasil, sudeste do estado do Pará, porção central da Serra do Carajás. As sequencias estudadas provém de testemunhos de sondagem das proximidades da Mina do Azul, sul do platô N1, sudoeste da mina N4, e oeste do granito central (Figura 1.1). Está disposta geologicamente na compartimentação crustal do cráton amazônico de Santos (2003), Domínio Carajás, da Província Carajás, com enfoque nas sequencias sedimentares Pré-cambrianas da bacia Carajás.

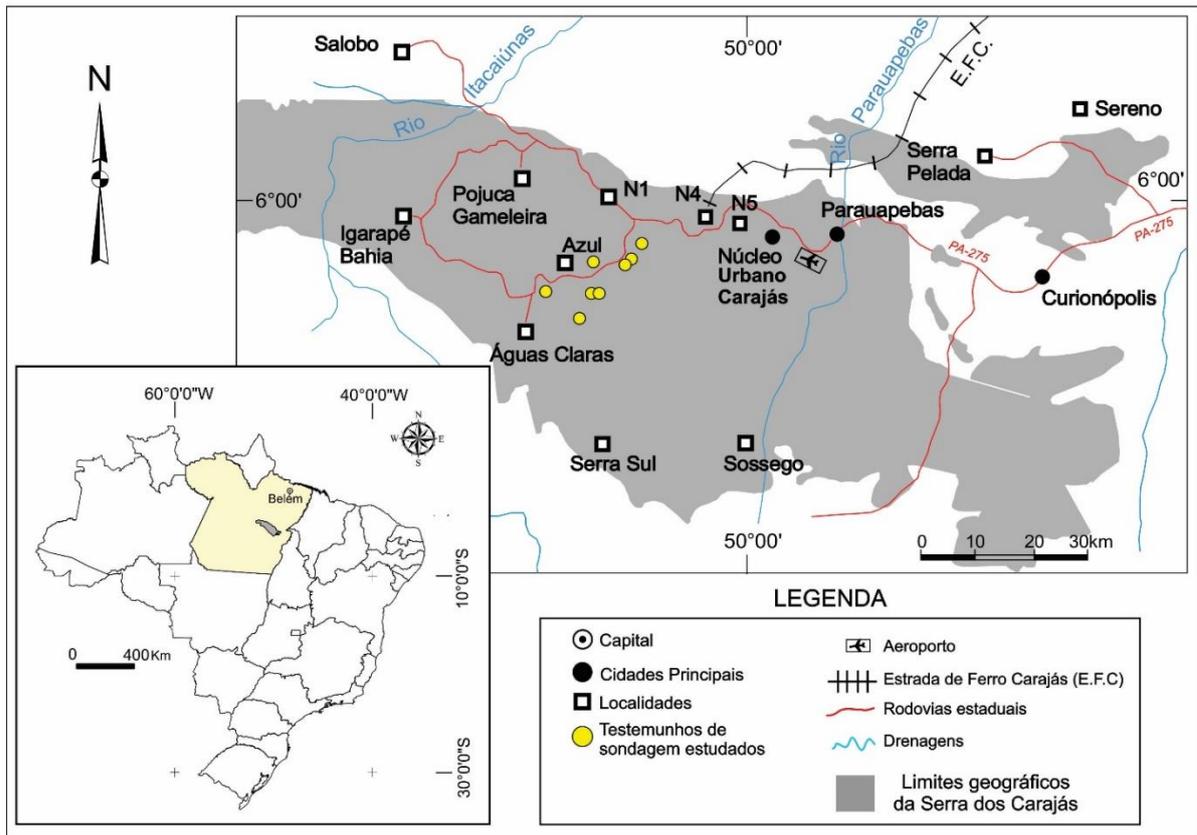


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo, região da Serra dos Carajás, com indicação dos principais testemunhos de sondagem analisados.

1.3 OBJETIVOS

Os objetivos específicos desta pesquisa englobam:

- i) reconstituição paleoambiental dos depósitos siliciclásticos finos intercalados com depósitos hospedeiros de Mn na Mina do Azul, com base em testemunhos de sondagem e afloramentos da área-tipo da Formação Águas Claras;
- ii) contextualização estratigráfica dos depósitos da Mina do Azul na sucessão Paleoproterozoica da Formação Águas Claras;
- iii) determinação do material carbonoso (matéria orgânica) presente nos pelitos negros dos testemunhos de sondagem.

CAPÍTULO 2 MATERIAIS E METÓDOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE TESTEMUNHO DE SONDAGEM

A descrição e análise de testemunhos de sondagem das adjacências da Mina do Azul, da empresa Vale S.A, região central da Serra dos Carajás, será auxiliada pela confecção de perfis estratigráficos, os quais são perfurados aleatoriamente seguindo aproximadamente o mergulho das camadas ou seguindo a ocorrência de mineralização.

A necessidade de analisar precisamente as estruturas sedimentares para inferir o processo deposicional é básico na composição das associações de fácies e interpretação paleoambiental (Walker 1992, Walker 2006). De forma geral o método almejará a individualização e descrição de fácies, caracterizando principalmente texturas e estruturas sedimentares, com a compreensão dos processos deposicionais, além da associação e agrupamento de fácies contemporâneas e cogenéticas, gerando desta maneira o reconhecimento de ambientes e sistemas deposicionais organizados em modelos deposicionais diagramados em blocos.

A identificação de superfícies estratigráficas por meios da definição de ciclos na sucessão será ferramenta importante para correlações regionais na bacia (Einsele & Seilacher 1982). A interpretação paleoambiental, somada ao significado dos ciclos nos depósitos contendo manganês fornecerão uma estimativa da frequência das camadas manganesíferas na sucessão e uma definição mais precisa sobre o arranjo geométrico das fácies e sua distribuição lateral. Conjuntamente, a verificação da ocorrência de depósitos influenciados por tempestades, descritos por Nogueira *et al.* (1995), será também outra poderosa ferramenta para correlação e posicionamento estratigráfico, visto que, representam registros isócronos e episódicos a serem utilizado como marco cronoestratigráfico. Os dados disponíveis sobre a sucessão aflorante na área-tipo da Formação Águas Claras serão adicionados a descrição e interpretação de fácies.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Para a análise petrográfica foram confeccionadas e descritas 38 seções delgadas a partir de intervalos-chaves de amostragem nos testemunhos, com intuito de caracterizar as variações e componentes faciológicos, atentando-se para composição mineralógica e aspectos texturais. As amostras foram sistematicamente descritas, catalogadas e armazenadas no

Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA). As seções delgadas foram confeccionadas nas dependências do laboratório de laminação também do Instituto de Geociências da UFPA.

Para a descrição e obtenção dos dados, foi utilizado o laboratório de petrografia do Grupo de Geologia Sedimentar (GSED), do Instituto de Geociências equipado com o microscópio petrográfico Axioskop polarizador e acessórios Zeiss, acoplado a uma câmera digital Sony CYBERSHOT, MPEG MOVIE EX, com 3.3 *megapixels* e zoom de 6.0x em modo de cena, onde foram obtidas as fotomicrografias. A caracterização petrográfica, composição mineralógica e avaliação dos produtos diagenéticos de cada lâmina petrográfica foi obtida após a contagem de pelo menos 300 pontos. Para a classificação dos arenitos utilizou-se a classificação de Folk (1974), baseada na quantidade dos grãos de quartzo, feldspato e fragmento de rocha.

2.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

De forma a revelar as principais fases minerais das rochas estudadas, utilizou-se a análise por difratometria de raios-X pelo método do pó em 28 amostras selecionadas, pulverizadas em grau de ágata e submetidas ao difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), pertencente ao Laboratório de Raios-X, do Instituto de Geociências da UFPA. Os dados foram tratados 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), sendo efetuadas a identificação as fases minerais e os mesmos diagramados em difratogramas.

2.4 GEOQUÍMICA ORGÂNICA - CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)

A análise de Carbono Orgânico Total (COT) foi realizada em seis amostras com o intuito de quantificar o conteúdo de carbono descritos nesses depósitos pelíticos. A técnica consiste basicamente na quantificação de carbono orgânico representado tanto pela matéria orgânica solúvel (betume) quanto pela insolúvel (querogênio) presente nas rochas sedimentares. A determinação do COT é efetuada a partir da separação da matéria orgânica presente nas rochas pulverizadas, por meio de tratamentos ácidos (clorídrico e fluorídrico), com eliminação dos constituintes carbonáticos e siliciclásticos. Após acidificação o resíduo insolúvel é submetido a altas temperaturas (até 1200° C) para liberação de dióxido de carbono (CO₂), no qual será medido por um detector de condutividade térmica. Por fim o teor de carbono orgânico total presente na amostra será calculado pela fórmula $RI (\%) = (\text{massa do}$

insolúvel x 100) /massa inicial da amostra, onde o resíduo insolúvel (RI) corresponde à fração de amostra não eliminada pelo tratamento ácido. As análises foram efetuadas no Laboratório de Geoquímica Orgânica e Inorgânica da UERJ.

2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E ERE

A análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e as imagens de elétrons retroespalhados (ERE) foram feitas em quatro seções polidas, a fim de caracterizar a matéria orgânica presente nos pelitos negros e obtenção de dados geoquímicos básicos através análise pontual por elétrons retroespalhados (ERE). As análises foram realizadas no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências (IG) da UFPA. O equipamento utilizado foi um MEV Zeiss modelo SIGMAVP pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para a UFPA. O material foi metalizado com ouro, e as condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 8,5 mm.

CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 CRÁTON AMAZÔNICO E A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PMC)

O Cráton Amazônico representa uma grande placa litosférica da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981) constituído pelos escudos das Guianas e Brasil Central (Figura 3.1). É constituído por províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozóica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Brito Neves & Cordani 1991). Para melhor entendimento do arranjo tectônico do cráton, várias propostas de compartimentação em províncias tectônicas ou geocronológicas foram discutidas e sugeridas por estudos pioneiros a partir da década de 70 (Amaral 1974, Cordani *et al.* 1979, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari *et al.* 2000) até os modelos mais recentes, com destaque para proposta de Santos (2003) adotado neste trabalho. Tais propostas são similares, adaptadas e aperfeiçoadas ao longo do tempo, diferem-se, sobretudo em relação aos limites das províncias e, conseqüentemente, a evolução geológica particular. Entretanto, em linhas gerais, estas propostas admitem a evolução do Cráton Amazônico como fruto de acreção crustal em sucessivos episódios ocorridos no Paleo e Mesoproterozóico, em torno de núcleo estabilizado no final do Arqueano. Neste trabalho, adota-se a proposta de Santos (2003), que divide o cráton em sete províncias tectônicas ou geocronológicas, a saber: Carajás, Transamazonas, Tapajós – Parima, Amazônia – Central, Rondônia – Juruena, Rio Negro e Sunsás (Figura 3.1).

A área de estudo concentra-se na porção central da grande Província Mineral de Carajás (PMC), corresponde à porção crustal melhor preservada do Cráton Amazônico, considerada uma das maiores províncias metalogenéticas do planeta, por sua abundância em recursos minerais principalmente em Fe, Cu, Mn, Au, Al, entre outros. Está disposta geologicamente na Província Carajás, limitada no eixo norte-sul pela Província Transamazonas conforme critérios geocronológicos, litológicos e estruturais (Cordani *et al.* 1984, Macambira *et al.* 2003, Macambira *et al.* 2004, Macambira *et al.* 2007, Monteiro 2006, Ricci *et al.* 2003), em contato setentrional com o Domínio Bacajá e limite meridional com o Domínio Santana do Araguaia (Vasquez *et al.* 2008); ao leste faz contato com o Cinturão de Araguaia da Província Tocantins; e por fim, a oeste pelas rochas ígneas e sedimentares paleoproterozóicas da Província Amazônia Central (Figura 3.1).

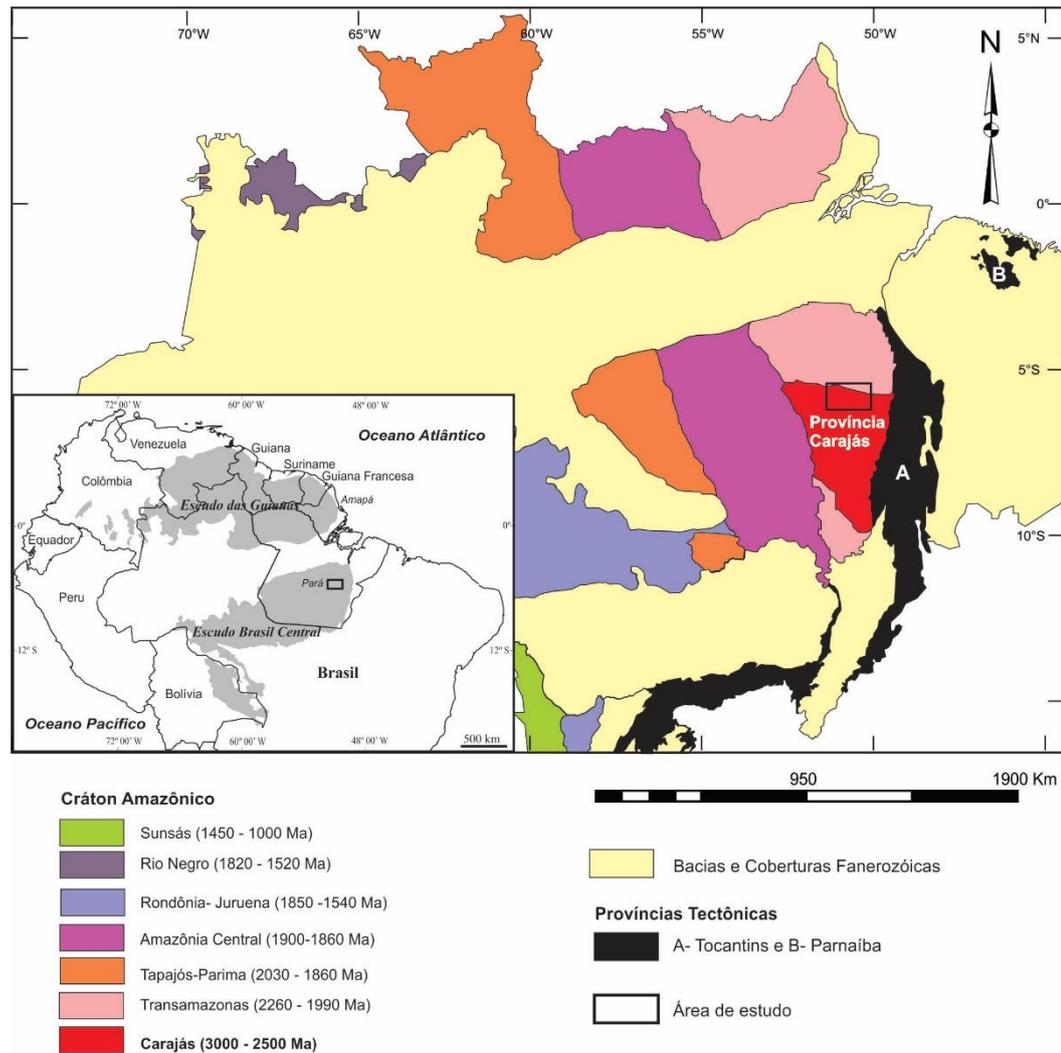


Figura 3.1 – Contexto geotectônico do Cráton Amazônico e suas províncias tectônicas ou geocronológicas. Fonte: Baseado em Almeida *et al.* (1981), Santos (2003) e Vasquez *et al.* (2008).

Estudos pretéritos sugeriram várias divisões da província em domínios e associações litotectônicas (Costa *et al.* 1995, Macambira & Lafon 1995, Souza *et al.* 1996, Althoff *et al.* 2000, Dall’Agnol *et al.* 2000), no entanto, Santos (2003) admite a divisão desta em Domínio Rio Maria e Domínio Carajás, limitados com base em anomalias magnetométricas e contatos geológicos distintos.

O Domínio Carajás, que engloba a PMC, consiste num conjunto de rochas de alto grau associadas, representantes do embasamento arqueano, caracterizadas por complexos máfico-ultramáficos e sequências metavulcano-sedimentares (greenstone belts) neoarqueanas, com granitos contemporâneos composicionalmente evoluídos, além de depósitos siliciclásticos arqueanos e paleoproterozóicos desenvolvidos em plataforma continental recobrando estas

sequencias (Vasquez *et al.* 2008). Ademais corpos máfico-ultramáficos siderianos e granitos tipo A orosirianos correspondem a associações tectônicas paleoproterozóicas.

A estruturação geral deste domínio exhibe feixes de estruturas com direção E-W e WNW-ESE, configurando o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, instituído ainda no Mesoarqueno. Intenso tectonismo posterior, com reativações regionais rúpteis foi responsável pelo desenvolvimento dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento na porção norte do Domínio Carajás (Pinheiro & Holdsworth 2000), enquanto a porção sul foi controlada por um sistema compressivo, com leques imbricados de cavalgamentos oblíquos dúcteis (Araújo & Maia 1991, Costa *et al.* 1995).

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas inclui dois blocos tectônicos distintos em que uma grande zona de cisalhamento separa a porção norte, denominado Sistema Transcorrente Cinzento, do bloco sul, identificado por Sistema Transcorrente Carajás (Figura 3.2). O limite entre os sistemas é distinguido pela aba norte da grande estrutura geomorfológica sigmoidal da Serra dos Carajás (Figura 3.2).

Pesquisas de cunho estratigráfico e econômico, relacionadas à prospecção mineral tem sido efetuada nesta área desde a década de 60 (Barbosa *et al.* 1966, Beisiegel *et al.* 1973, Hirata *et al.* 1982, Meireles *et al.* 1984, Docegeo 1988) com o desbravamento e ocupação da Amazônia legal, que proporcionou a distinção das várias unidades estratigráficas que o compõe. As unidades estratigráficas mais antigas são descritas como Complexos Pium e Xingu (Silva *et al.* 1974), respectivamente rochas granulíticas e gnáissicas ocasionalmente migmatizadas; e os granitóides deformados e lenticularizados da Suíte Plaquê (Araújo *et al.* 1988). As três unidades constituem a Assembléia do Embasamento (Figura 3.2) do arranjo litoestratigráfico definido por Pinheiro (1997). As unidades sobrepostas correspondem a Assembleia de Cobertura composta pelo Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988), representado por todas sequencias metavulcano-sedimentares arqueanas dos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará, Igarapé Bahia e Buritirama, os quais possuem diferentes graus metamórficos e deformacionais; os granitóides sintectônicos do Complexo Granítico Estrela (Barros 1997); os depósitos siliciclásticos da Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1994, Nogueira *et al.* 1995); os variados corpos básicos e ultrabásicos com destaque para o Complexo Luanga (Jorge João *et al.* 1982), a intrusão Vermelho e o Gabro Santa Inês (Meireles *et al.* 1984, Docegeo 1988); além dos granitóides pós-tectônicos e/ou anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra dos Carajás de Dall'Agnol *et al.* (2005) nos quais destacam-se o Granito Cigano e Serra dos Carajás.

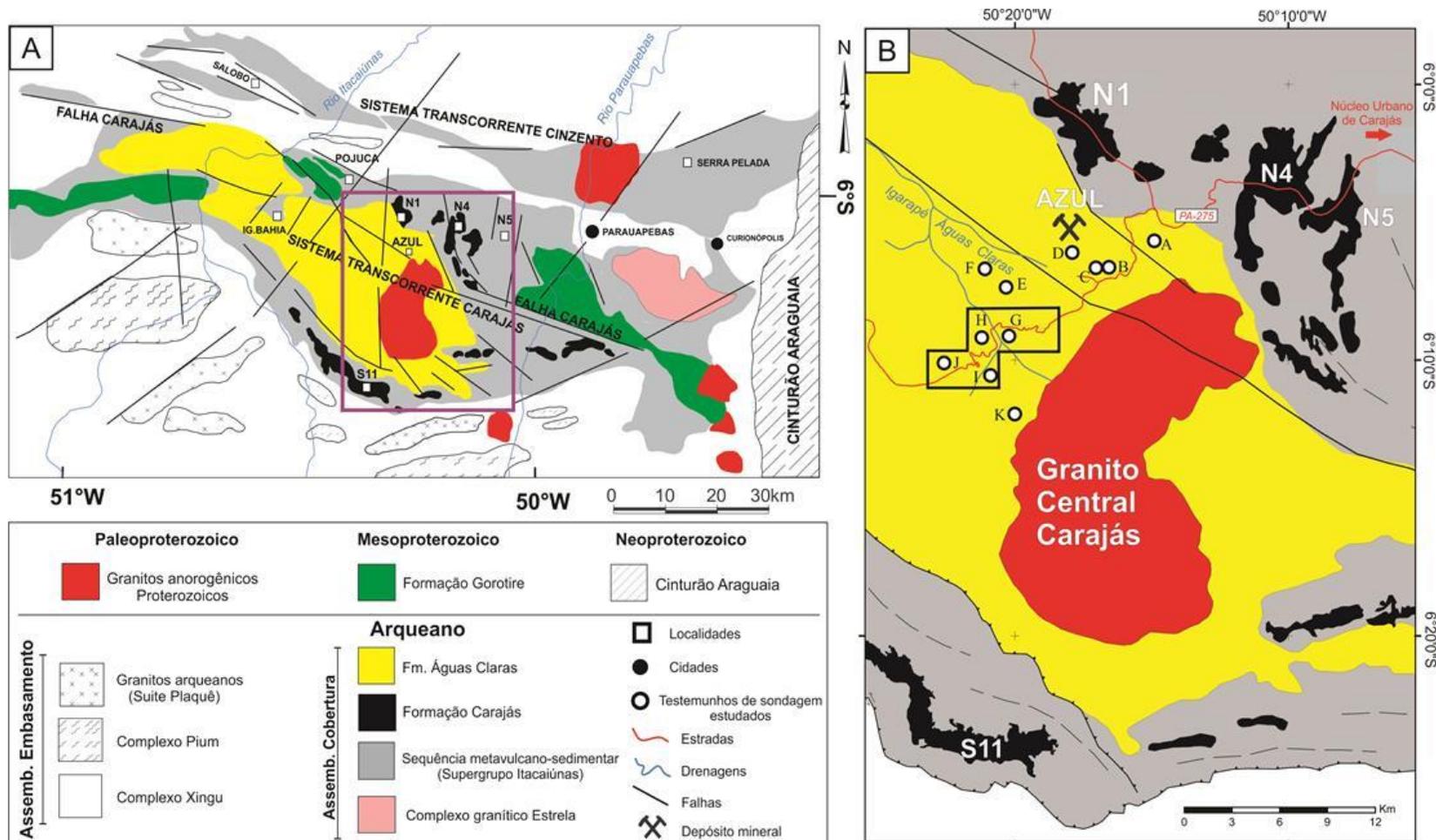


Figura 3.2 - Contexto geológico regional denotando a estruturação geral do Domínio Carajás, suas principais unidades litoestratigráficas, localidades e jazidas minerais. A) Configuração do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas compostos pelos Sistemas Transcorrentes Cinzento e Carajás; B) Região central da PMC, localizando os testemunhos de sondagem estudados com destaque para a área-tipo da Formação Águas Claras. Abreviações: A – ITA-GT58-FD0002, B – MNA-01289, C – MNA-01336, D – FD-706, E – PDI-RECA-FD003, F – PDI-RECA-FD001, G – PMC-AN10-DH0002, H – PMC-AN10-DH0001, I – PKC-AGCL-DH00001, J – PDI-RECA-FD008 e K – ALV6-FD002.

Fonte: A - Modificado de Pinheiro & Holdsworth 2000.

3.2 FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS

A Formação Águas Claras representa uma unidade siliciclástica pré-cambriana, não metamorfizada, distribuída na porção central da estrutura sigmoidal da Serra dos Carajás, dispõe-se em contato discordante angular sobre as sequências vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia (Beisiegel *et al.* 1973, Siqueira *et al.* 2001). Esta unidade foi definida inicialmente por Araújo *et al.* (1988) e posteriormente redefinida por Nogueira *et al.* (1995) que a subdividiu nos membros inferior e superior.

A história evolutiva sobre o conhecimento das rochas desta unidade avançou paralelamente com o desbravamento da Amazônia e a chegada dos grandes projetos de mineração na PMC. Na trajetória do entendimento dessas rochas tiveram diversas definições inadequadas e incoerentes, mal comprovadas, com posicionamento estratigráfico equivocado, correlações e interpretações errôneas acerca de seu ambiente deposicional devido à falta de detalhamento sedimentológico e estratigráfico.

Citadas primeiramente por Rego (1933), as rochas da Formação Águas Claras foram consideradas pertencentes ao Grupo Grão-Pará. Por sua vez Tolbert *et al.* (1968) denominou estas rochas como sequências clásticas pré-silurianas correlatadas a Formação Gorotire, baseando-se na similaridade com os depósitos descritos por Barbosa *et al.* (1966). Knup (1971) admitiu esta correlação com a Formação Gorotire, a qual, juntamente com a Formação Rio Fresco, faziam parte de rochas pré-cambrianas a Eopaleozóicas. Liandrat (1974) com semelhante raciocínio subdividiu a unidade de Knup (1971) nas formações Igarapé do Ouro e Zé Gladstone, incluindo ainda a Formação Cubencráquem (Barbosa *et al.* 1966) em outra unidade Eopaleozóica. Estudos de cunho sedimentológico e petrográfico realizados por Ramos *et al.* (1983), Figueiras & Villas (1984) e Figueiras *et al.* (1987), sugeriram um ambiente deposicional flúvio-lacustre e depósitos eólicos pontuais para o pacote sedimentar aflorante na Serra dos Carajás. Docegeo (1988) considerou todas unidades sedimentares da PMC como Grupo Rio Fresco atribuída ao Proterozóico inferior. Todavia Macambira *et al.* (1990) propôs uma subdivisão estratigráfica inadequada para unidade considerando a Formação Igarapé Boa Sorte, equivalente ao membro inferior de Nogueira *et al.* (1995), atribuída novamente ao Grupo Grão-Pará do Arqueano; e a Formação Igarapé Azul correspondente ao membro superior, tido como do Proterozóico inferior.

O sistema deposicional da unidade já fora considerado como marinho transgressivo (Silva *et al.* 1974, Hirata *et al.* 1982, Ferreira Filho & Danni 1985), lagunar (Meireles *et al.* 1984, Araújo & Maia 1991), deltaico (Araújo & Maia 1991) e fluvial de rios entrelaçados

com contribuição eólica (Ramos *et al.* 1984, Figueiras & Villas 1984, Figueiras *et al.* 1987, Araújo & Maia 1991), onde todos estes, com exceção do fluvial, não foram devidamente comprovados.

A denominação Águas Claras é introduzida a partir dos trabalhos baseados em mapeamento regional de Araújo *et al.* (1988) e Araújo & Maia (1991), que a definiram como unidade tectonoestratigráfica de gênese flúvio-lacustre depositada em bacia *pull apart*, estruturada em forma de flor positiva, ao longo do Sistema Transcorrente Carajás (STC). Contudo, fundamentado em estudos sedimentológicos e estruturais detalhados Nogueira *et al.* (1992), Nogueira *et al.* (1994), Nogueira *et al.* (1995), Nogueira & Truckenbrodt (1994) e Nogueira (1995), formalizaram a Formação Águas Claras como unidade arqueana depositadas em bacia intracratônica plataformal dominada por processos de tempestades, maré e fluviais que refletem uma sucessão de raseamento ascendente produzida pela progradação de sistema fluvial sobre uma linha de costa e plataforma marinha, descartando o modelo deposicional de Araújo *et al.* (1988) e Araújo & Maia (1991) controlado por transtensão.

Conforme Nogueira *et al.* (1995) o Membro Inferior da Formação Águas Claras consiste em siltitos, pelitos e arenitos muito finos subordinados, com estruturas tipo laminação plano-paralela, estratificação cruzada *hummocky*, marcas onduladas e de sobrecarga, interpretados como plataforma marinha influenciada por tempestades. Enquanto o membro superior é caracterizado por arenitos finos a grossos e subordinados, ortoconglomerados e pelitos com estratificação do tipo plano-paralela, cruzada acanalada, *hummocky* e tabular, interpretadas como depósitos litorâneos (parte inferior) e fluviais entrelaçados (parte superior), sendo o contanto entre os membros litoestratigráficos gradacional.

A área-tipo da Formação Águas Claras encontra-se na porção central do Sistema Transcorrente Carajás, onde as melhores exposições dispõem-se ao longo da estrada que liga o Platô N4 (Domínio N4) à Mina do Igarapé Bahia (Figuras 1.1 e 3.2). Os afloramentos mais importantes encontram-se em cortes de estrada nas proximidades do igarapé Águas Claras, homônimo da unidade, que divide a área-tipo.

Ressalta-se que a formação se encontra dobrada e falhada nas regiões adjacentes ao segmento da Falha Carajás, de direção NW-SE, pela reativação da mesma durante um evento regional ocorrido entre 2,6 Ga e 1,9 Ga (Pinheiro & Holdsworth 1997). As rochas da Formação Águas Claras exibem um arranjo rúptil-dúctil de blocos romboedrais na área-tipo,

seccionados e delimitados por falhas normais e oblíquas, com orientação NW-SE e NE-SW, com espaçamento entre 1-2 km, e deslocamento vertical aparente de até 200 metros. A organização geométrica em blocos, formada por transtensão ou extensão regional, desloca as associações faciológicas que se tornam descontínuas lateralmente (Nogueira 1995). Zonas dobradas e falhadas dominadas por tectônica transpressiva ocorrem associadas a falhas secundárias. Diques e *sills* cortam esta unidade e foram relacionados ao Mesoproterozoico.

Os estudos tectônicos de Pinheiro & Nogueira (2003), juntamente com dados de paleocorrentes apontam área fonte dos sedimentos a NE e depocentro a SW, indicando uma bacia mais ampla do que a exposta atualmente, além dos domínios da estrutura sigmoidal de Carajás, o que descarta em definitivo a estrutura de Bacia tipo *pull-apart*.

A idade da Formação Águas Claras é problemática devido a um histórico conturbado de interpretações dos dados geocronológicos obtidos ao longo do tempo, sendo ora considerada arqueana e outrora seus membros de idade paleoproterozóica. No geral admite-se uma idade máxima arqueana de 2,7 Ga dada pela Assembleia do Embasamento, enquanto que a idade mínima de 1,8 Ga dar-se pela intrusão do Granito Carajás (Machado *et al.* 1991) nas assembleias do embasamento e cobertura.

Idades mínimas de deposição foram obtidas a partir da análise das intrusões gabróicas que cortam amplamente a unidade na forma de diques e *sills*, onde Dias *et al.* (1996) através da análise de zircões pelo método discutível de evaporação Pb-Pb propôs a idade de 2,6 Ga; já Mougeot *et al.* (1996a) pelo método U-Pb em zircão obteve a idade de 2708 ± 37 Ma para unidade. Trendall *et al.* (1998) determinaram uma idade de 2681 ± 5 Ma para grãos de zircão supostamente relacionado a um evento vulcânico sin-sedimentar registrado no membro inferior da Formação Águas Claras. Estes autores utilizaram apenas uma amostra do que se chamou “seqüência sedimentar principalmente epiclástica”, para fazer inferências geocronológicas para toda sucessão e não apresenta dados que demonstrem um evento de natureza vulcânica sincrônico à deposição da sucessão Águas Claras. A datação Pb-Pb, apesar de ser pouco precisa em zircões, já que não discrimina idades de borda e núcleo do cristal, foi bem sucedida em sulfetos disseminados em arenitos nesta unidade, fornecendo idade de 2,06 Ga por Mougeot *et al.* (1996b).

3.3 DEPÓSITOS DE MANGANÊS DA MINA DO IGARAPÉ AZUL

O manganês é um dos elementos mais abundantes da crosta terrestre, considerado um metal de suma importância na indústria e valor comercial considerável dado à irregularidade de sua distribuição pela face da Terra. Diante do cenário mundial, as jazidas de manganês são limitadas e pouco conhecidas, situadas principalmente na Austrália, África (Gana e Gabão), México, Ucrânia, China, Índia e Brasil (Tabela 3.1). Nesse contexto, o Brasil detentor dos principais depósitos manganíferos, atualmente conta com apenas a Mina do Azul localizada na PMC, visto o esgotamento das principais jazidas da Serra do Navio e Conselheiro Lafaiete, nos estados do Amapá e Minas Gerais respectivamente, além das pequenas reservas e operações no Mato Grosso (Urucum) e Bahia.

A Mina de Mn do Azul, em alusão ao igarapé homônimo adjacente, situa-se na parte central da Bacia Carajás, localizado cerca de 5 km a sul do depósito ferrífero N1, com altitude média de 600 metros, estruturado como um pequeno anticlinal assimétrico de eixo E-W e mergulho suave para oeste (Anderson *et al.* 1974). Este dobramento encontra-se seccionado por diversas falhas resultando em uma estruturação em *horst* e *graben*, o qual provoca deslocamento das camadas manganíferas e consequente descontinuidade do depósito, sendo neste trabalho denominado de Domínio Azul (Pinheiro 1997).

O depósito fora descoberto durante o programa de reconhecimento geológico do Projeto Ferro Carajás, no término de 1971, no entanto, somente em 1977 as investigações de viabilidade econômica foram concluídas (Anderson *et al.* 1974, Beisegel *et al.* 1973, Bernadelli & Beisegel 1978, Bernadelli 1982). A mineralização primária, ou o protominério de Mn, é frequentemente associada à sequência sedimentar pré-cambriana da Formação Águas Claras. Ocorre como duas unidades manganíferas hospedadas na sucessão pelítica do Membro Inferior da Formação Águas Claras, em folhelhos negros descritos como carbonosos e carbonáticos, constituídos por rodocrosita (30-50%), quartzo (15-30%), filossilicatos (15-25%), feldspato (0-10%) e matéria orgânica. Já a mineralização secundária, o minério propriamente dito, é de origem laterítica desenvolvida por remobilização e enriquecimento supergênico de Mn, composto principalmente por criptomelana, tanto herdada como neoformada, e também pelos minerais hollandita, todorokita, pirolusita e nsutita, concentrados preferencialmente em zonas de falhas (Pinheiro 1997, Costa *et al.* 2005). O perfil laterítico possui espessura inferior a 100 m, é bem desenvolvido, com espesso horizonte argiloso sobreposto ao domínio das lentes manganíferas contidas nos siltitos.

Tabela 3.1 – Compilação dos significantes depósitos de minério de manganês no mundo, suas reservas e idades estimadas.

Depósito/Local	Volume (Mt)	Idade estimada (Ma.)	Referência
Nikopol, Ucrânia	1000	28	Varentsov & Grasselly (1976)
Groote Eylandt, Austrália	400	123	Pracejus & Bolton (1992)
Molango, México	200	155	Martino (1986)
Xialei, China + Atsu, Cazaquistão	200	370	Varentsov & Grasselly (1976); Fan & Yang (1999)
Usinsk, Siberia	150	520	Varentsov & Grasselly (1976)
Corumbá (MS), Brasil	686	625	Urban <i>et al.</i> (1992)
Woodie-Woodie, Austrália	65	1100-950	Jones <i>et al.</i> (2013)
Wafangzi, China	38	1200	Rodionov <i>et al.</i> (2004)
Gp. Sausar, Índia + Gp. Postmasburg, África do Sul	115	2000	Dasgupta <i>et al.</i> (1991); Gutzmer & Beukes (1996a); Cairncross & Beukes (2013)
Moanda, Gabão	400	2150	National Materials Advisory Board (1981); Gauthier-Lafaye <i>et al.</i> (1996)
Super Gp. Birimian, Oeste África	49	2200	National Materials Advisory Board (1981); Davis <i>et al.</i> (1994)
Fm. Hotazel, Kalahari, África do Sul	1350	2220	Gutzmer & Beukes (1996b); Taljaardt (1982)
Minas Gerais, Brasil	30	2400	Maxwell (1972); Babinski <i>et al.</i> (1995); DNPM (2010)
Super Gp. Koegas, África do Sul	200	2420	Cairncross & Beukes (2013)
Mina do Azul, Carajás, Brasil	23,6	2060/ 68	Fabre <i>et al.</i> (2011); DNPM (2010); Costa <i>et al.</i> (2005)

Fonte: Modificado de Johnson *et al.* (2016).

A unidade manganésifera inferior enriquecida por concentração supergênica representa o material explorado na lavra, classificado segundo Dardenne & Schobbenhaus (2003) em duas categorias: i) depósitos subsuperficiais compreendidos por camadas de pelitos manganésiferos (20-30% Mn) de espessura entre 20-60 metros, e bióxidos de manganês com teor médio de 46%, tendo nsutita como mineral principal; e ii) depósitos superficiais constituídos por pisólitos, plaquetas, brechas e blocos manganésiferos. Blocos e plaquetas correspondem ao material detrítico mais rico da Mina do Azul, no qual o teor alcança 45%. Quanto ao material pisolítico pode atingir valores de até 20 metros de espessura e exibir teores de 14% e 18% de Mn após retirada da lama agregada.

Os depósitos da mina do Azul, já foram atribuídos a mesma fase de precipitação química do Grupo Grão-Pará, de idade Arqueana, no entanto, são considerados atualmente de

idade paleoproterozóica (Fabre *et al.* 2011) confirmando inferências prévias (Anderson *et al.* 1974, Bernardelli & Beisiegel 1978). Segundo Costa *et al.* (2005) o processo de laterização iniciou-se a há 68 Ma. afetando as camadas portadoras do Mn primário, originando oxihidróxidos de Mn em consequente decomposição da rodocrosita e demais minerais de manganês. Teve maior desenvolvimento entre 45-36 Ma, e foi afetada por intenso intemperismo químico e posteriormente físico-erosivo a partir de 26 Ma. Um fato intrigante, apesar da rodocrosita ser citada nas interpretações sobre a origem do Mn por diversos autores, ela só foi descrita em um único testemunho (MNA-FD005) que alcançou 330 m de espessura (Beisiegel *et al.* 1973, Bernardelli 1982). Bernardelli & Beisiegel (1978) reportam que o minério detrítico, pelítico e granuloso possuíam recursos totais, respectivos, de 26,1 Mt com 42,6% Mn; 27,6 Mt com 28,5% Mn; e 11,5 Mt com 46,3% Mn. Em fevereiro de 1996, as reservas constavam de 13,4 Mt de material detrítico, 31,06 Mt de material pelítico e 9,9 Mt de bióxido de manganês totalizando 54,36 Mt (Dardenne & Schobbenhaus 2003). Em 2007 foi atingida uma produção de 945 mil toneladas (Mártires & Santana 2008), e a reserva medida em 2010 atingiu o valor de 23,6 Mt de minério (DNPM 2010).

A falta de material apropriado para datação como rochas vulcânicas-vulcanoclásticas sin-sedimentares na Sucessão Águas Claras para se obter uma datação mais confiável abriu espaço para inferências de idade por métodos não tradicionais. Entretanto, a idade de Fabre *et al.* (2011) parece ter um certo grau de confiança, pois o baixo grau de intemperismo, metamorfismo e hidrotermalismo desta sucessão com Mn, ainda com matéria orgânica preservada, sugerem que o sistema isotópico do enxofre permaneceu fechado mesmo após submetido aos eventos tectôno-hidrotermal posteriores. A idade de proveniência Neoarqueana foi por muito tempo considerada como sendo deposicional por décadas, dificultando o entendimento evolutivo da sucessão estratigráfica da Serra dos Carajás. O novo posicionamento da Formação Águas Claras no Paleoproterozoico e, conseqüentemente, do depósito de manganês do Azul, permitiu relacioná-los aos demais depósitos hospedeiros de manganês no mundo, como aqueles da África do Sul e do Gabão (Barley *et al.* 2005, Maynard 2010, Gauthier-Lafaye *et al.* 1996, Lyons *et al.* 2014). Neste período, as condições atmosféricas como o aumento do oxigênio e o aparecimento das primeiras formas de vida contribuíram para a deposição massiva de manganês em diversos crátons do mundo.

CAPÍTULO 4 RESULTADOS

4.1 ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA

O registro sedimentar siliciclástico da Formação Águas Claras estudado em onze testemunhos de sondagem advindos da porção central da Serra dos Carajás, proximidades da Mina do Azul, permitiu o reconhecimento de um sistema marinho formado por depósitos de plataforma marinha *offshore* (Associação de Fácies 1), *offshore-transition* a *shoreface* (Associação de Fácies 2) e depósitos fluviais (Associação de Fácies 3), mediante o agrupamento de quinze fácies sedimentares (Figura 4.1, Tabelas 4.1 e 4.2).

A correlação dos testemunhos de sondagem dispostos em seção composta NE-SW, distribuídos desde a porção sudeste do platô N4 (Domínio N4), passando pela Mina do Azul (Domínio Azul) até o Igarapé Águas Claras (Domínio Águas Claras), com cerca de 25 km de extensão (Figura 4.1), permitiu organizar a sucessão estudada em duas sequências deposicionais siliciclásticas distintas em contato discordante erosivo, denominadas Sucessão inferior e superior. A Sucessão inferior corresponde aos depósitos de plataforma marinha onde as fácies de *offshore* consistem em lobos turbidíticos distais (AF1) e depósitos influenciados por ondas relacionados à zona de *offshore-transition* a *shoreface* (AF2). Os depósitos de Mn ocorrem associados à Sucessão inferior e encontram-se em uma estruturação de *horst* e *graben* associado ao *splay* da Falha Carajás (Figura 4.1). A Sucessão superior está disposta discordantemente sob a Sucessão inferior e caracteriza-se por rochas siliciclásticas grossas, interpretadas como depósitos fluviais de rios entrelaçados (AF3).

Tabela 4.1 – Associações de fácies da Formação Águas Claras.

Unidade litoestratigráfica	Associação de fácies	Fácies	Interpretação	
Fm. Águas Claras	AF1	Amp, Ad, Alc, Alcz, Apb, Pl, Pm	Lobos turbidíticos distais	Sucessão Inferior
	AF2	Ab, Alp, Pq, PSpMn, Pps	<i>Offshore transition</i> a <i>shoreface</i>	
	AF3	ACm, Act, App	Depósitos fluviais (entrelaçado)	Sucessão Superior

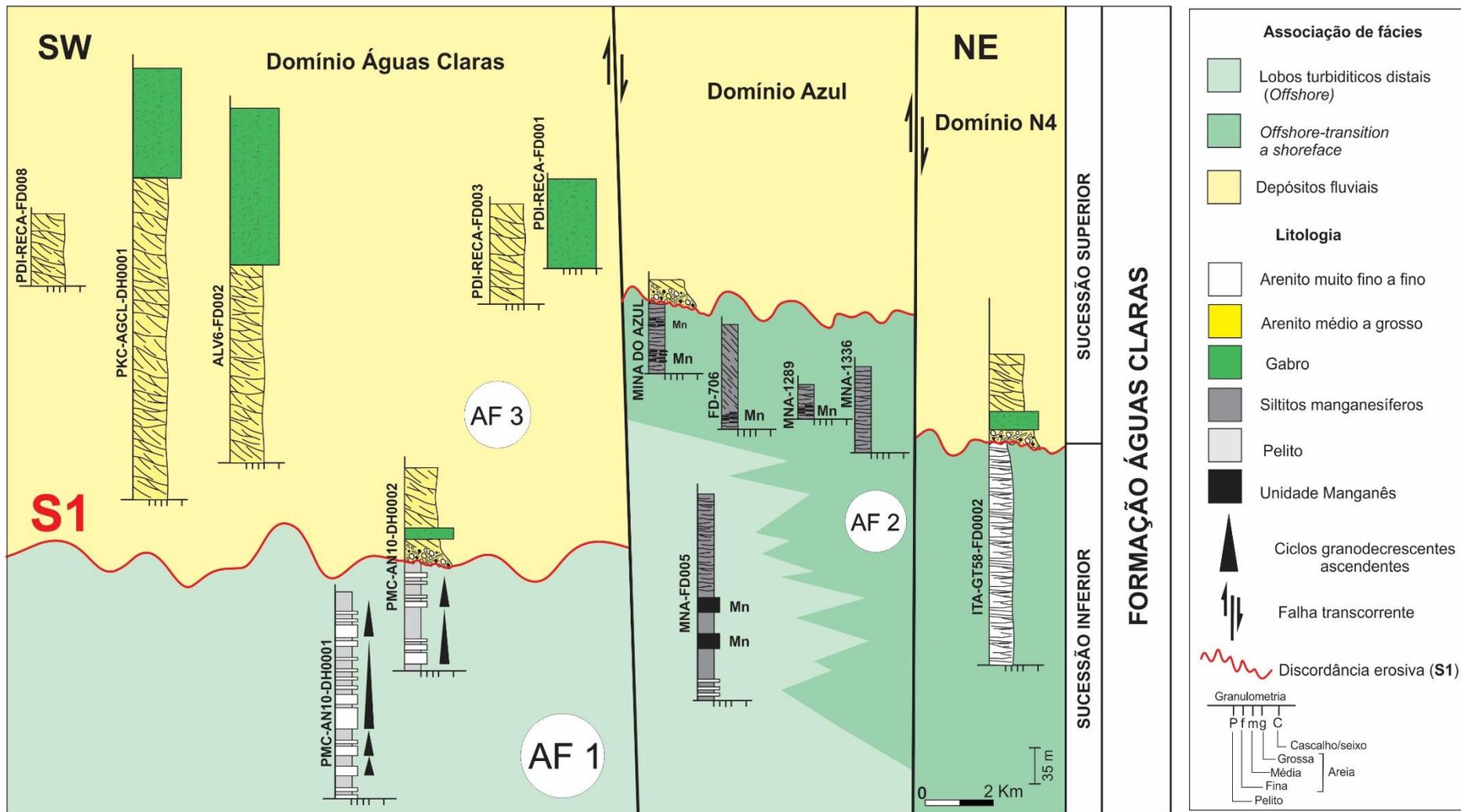


Figura 4.1 – Seção geológica entre o Núcleo Urbano N4 até o Vale do Igarapé Águas Claras com base em testemunhos de sondagem. A correlação direta da sucessão dos testemunhos com a seção da Mina do Igarapé permitiu indicar duas sequências deposicionais separadas por discordância erosiva (S1). *Sill* de vulcânicas intrudem a sucessão deslocada por falhas normais oblíquas relacionadas possivelmente ao *splay* da Falha Carajás.

Tabela 4.2 – Fácies e processos deposicionais da sucessão siliciclástica da Formação Águas Claras.

Fácies	Descrição	Processo	Fácies relacionada
Pelito maciço (Pm)	Pelito de coloração cinza escuro com acamamento maciço, contato com outras fácies irregular, camadas com espessura de 1 a 1,5 cm.	Deposição a partir de suspensão. Contatos modificados por compactação.	F9 Mutti <i>et al.</i> (1999) Te Bouma (1962)
Pelito laminado (Pl)	Pelito laminado, topo e base planos, espessura variando entre 0,8-1,5cm, comumente intercalado com delgadas laminas da fácies Afm.	Deposição por decantação alternado esporadicamente por fluxo trativo de baixa intensidade.	F9 Mutti <i>et al.</i> (1999) Td/Te Bouma (1962)
Pelito/siltito com laminação plana a maciça com Mn (PspMn)	Pelitos/siltitos de coloração cinza escuro com laminação plana a maciça, dispostos em camadas tabulares com espessura média de 5 até 8 m de espessura. Ocorrência de até 3% de óxido/hidróxido de Mn impregnando a laminação.	Deposição a partir de suspensão associada à precipitação ou percolação de óxido/hidróxido de Mn.	Litotipo M1a (De Raaf <i>et al.</i> 1977)
Pelito/siltito com laminação <i>pinch & swell</i> (Pps)	Pelitos/siltitos rosa esbranquiçados dispostos em camadas onduladas, com espessura de 6-9 centímetros, com laminações de espessamento e adelgaçamento (<i>pinch-and-swell</i>).	Deposição por fluxo combinado, predominantemente oscilatório.	Litotipo M1b (De Raaf <i>et al.</i> 1977)
Pelito/siltito com laminação quasi-planar (Pq)	Corresponde a delgadas camadas de pelitos/siltitos cinza e rosas esbranquiçados com laminação plano-paralela a quasi-planar. Geometria tabular, com espessura entre 8 a 10 centímetros.	Deposição por fluxo combinado, predominantemente oscilatório em lâmina de água rasa.	Arnott (1993) Litotipo M1b (De Raaf <i>et al.</i> 1977)
Arenito com laminação plano-paralela a baixo ângulo (Apb)	Arenito de granulometria areia fina com laminação plano-paralela e de baixo ângulo. Topo e base planos. Encontra-se associado a base da fácies Alcz . Representa o <i>topset/bottomset</i> das laminações cruzadas	Deposição por fluxo trativo, passagem de regime de fluxo superior para inferior.	F9 Mutti <i>et al.</i> (1999) Tc Bouma (1962)
Arenito com estrutura em prato (Ad)	Arenito fino com estrutura de fluidificação em prato (dish structure) finas lâminas com concavidade para cima	Fluidificação durante camada parcialmente liquefeita mediante compactação.	F9 Mutti <i>et al.</i> (1999) Tc Bouma (1962)
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc)	Arenito fino com laminações cruzadas cavalgante (climbing current ripples), base levemente erosiva e topo ondulado camadas com espessura de 0,5 a 1 cm.	Migração de marcas onduladas por fluxo trativo concomitante com deposição por suspensão.	F9 Mutti <i>et al.</i> (1999) Tc Bouma (1962)

Tabela 4.2 – Fácies e processos deposicionais da sucessão siliciclástica da Formação Águas Claras (Continuação).

Arenito com laminação cruzada (Alcz)	Arenito fino a muito fino com laminação cruzada de corrente <i>foresets</i> curvados, e camadas com espessura de 3 a 9 cm.	Migração de marcas onduladas por fluxo trativo unidirecional.	F9 Mutti <i>et al.</i> (1999) Tc Bouma (1962)
Arenito com laminação de baixo ângulo (Ab)	Arenitos finos a muito finos, de coloração cinza esbranquiçados, com laminação cruzada de baixo ângulo, dispostos em arranjos de lâminas truncadas.	Deposição por fluxo e refluxo de ondas (swash and backwash processe)	Litotipo S1 a e b (De Raaf <i>et al.</i> 1977)
Arenito maciço e com laminação plana incipiente (Amp)	Arenito de fino a muito fino, acamamento maciço, gradação normal, base e topo ondulado e com estrutura de sobrecarga. Laminação plana incipiente.	Deposição por decantação de grãos finos suspensos por correntes de turbidez de baixa densidade. Ajustamento plástico por liquefação.	F9 Mutti <i>et al.</i> (1999) Td Bouma (1962)
Arenito com laminação plano-paralela (Alp)	Arenitos cinza esbranquiçados de granulometria areia fina a muito fina, com laminação plano-paralela, de espessura média de 2cm. Geralmente associado aos depósitos da fácies Apb .	Deposição por fluxo oscilatório com componente unidirecional predominante gerando camadas planas.	Litotipo S1, a e b (De Raaf <i>et al.</i> 1977)
Arenito com estratificação cruzada tabular (Act)	Arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular, gradação normal e seixos de sílex e pelitos de cor cinza, dispostos nos <i>foresets</i> . Base erosiva e topo plano.	Migração de forma de leito 2D sob regime de fluxo inferior. Segregação granulométrica durante a migração da forma de leito.	Miall, (1996)
Arenito com estratificação plano-paralela (App)	Arenito médio a grosso com estratificação plano-paralela	Deposição durante a transição de regime de fluxo superior para inferior	Miall, (1996)
Arenito/conglomerado maciço (ACm)	Arenito médio a grosso seixoso e conglomerado, com acamamento maciço, base e topo plano, espessura variando de 2 a 5cm. Seixos de arenitos, quartzo e pelito.	Rápida deposição e estrutura modificada por liquefação.	Miall, (1996)

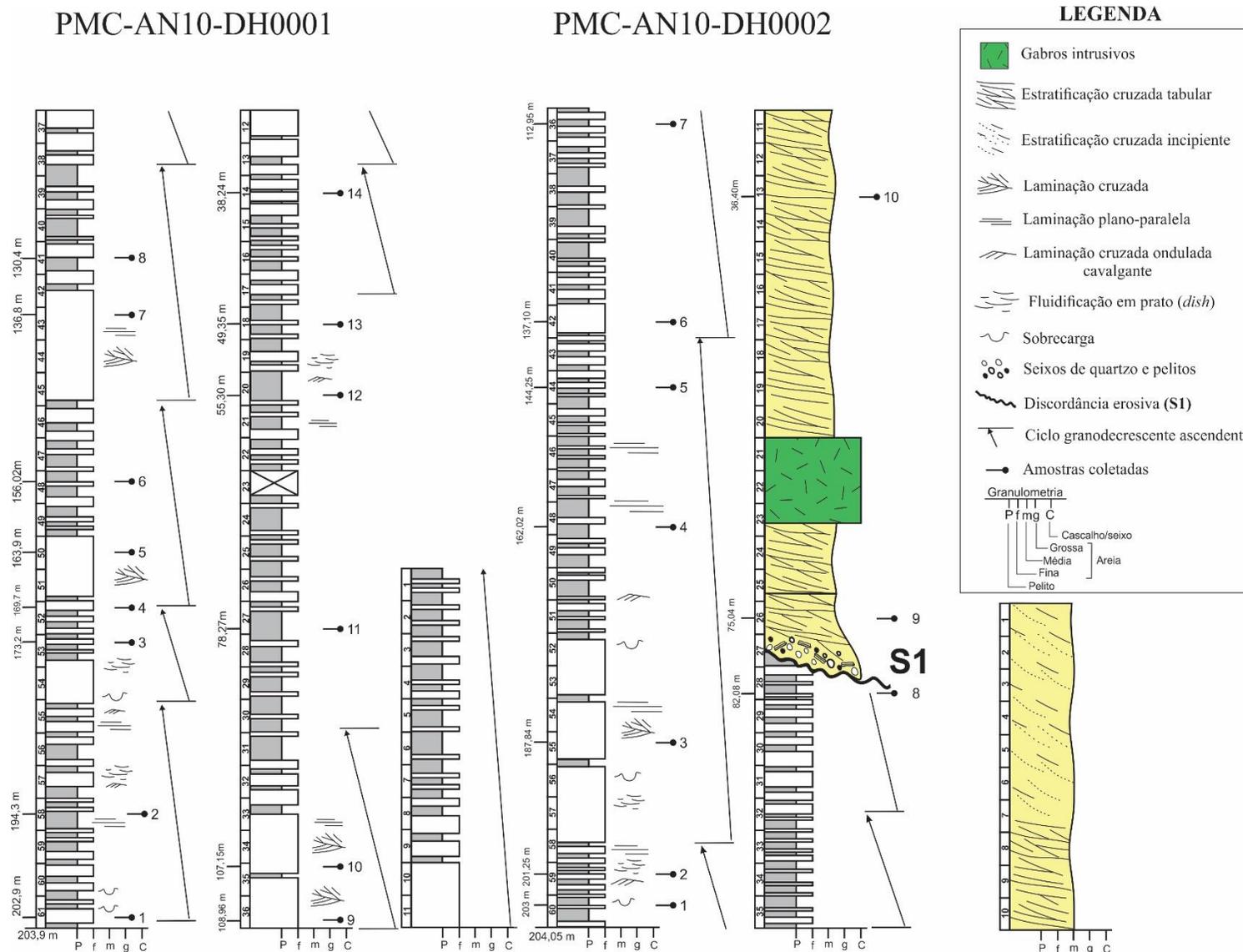


Figura 4.2 – Perfis litoestratigráficos PMC-AN10-DH0001 e PMC-AN10-DH0002, correspondentes a associação de fácies 1 (AF1).

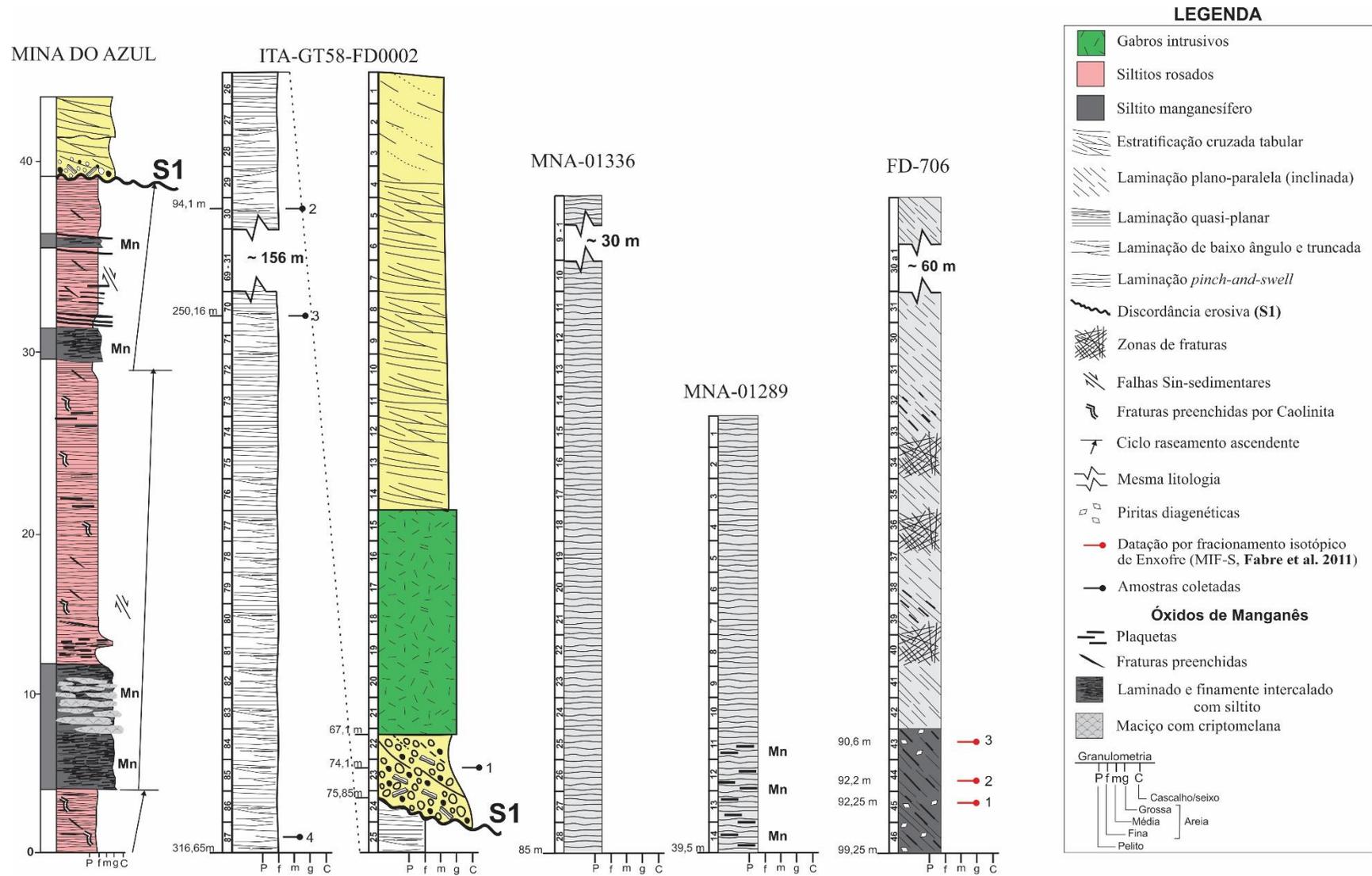


Figura 4.3 – Perfis litoestratigráficos representativos da associação de fácies 2 (AF2) localizados nos Domínio Azul.

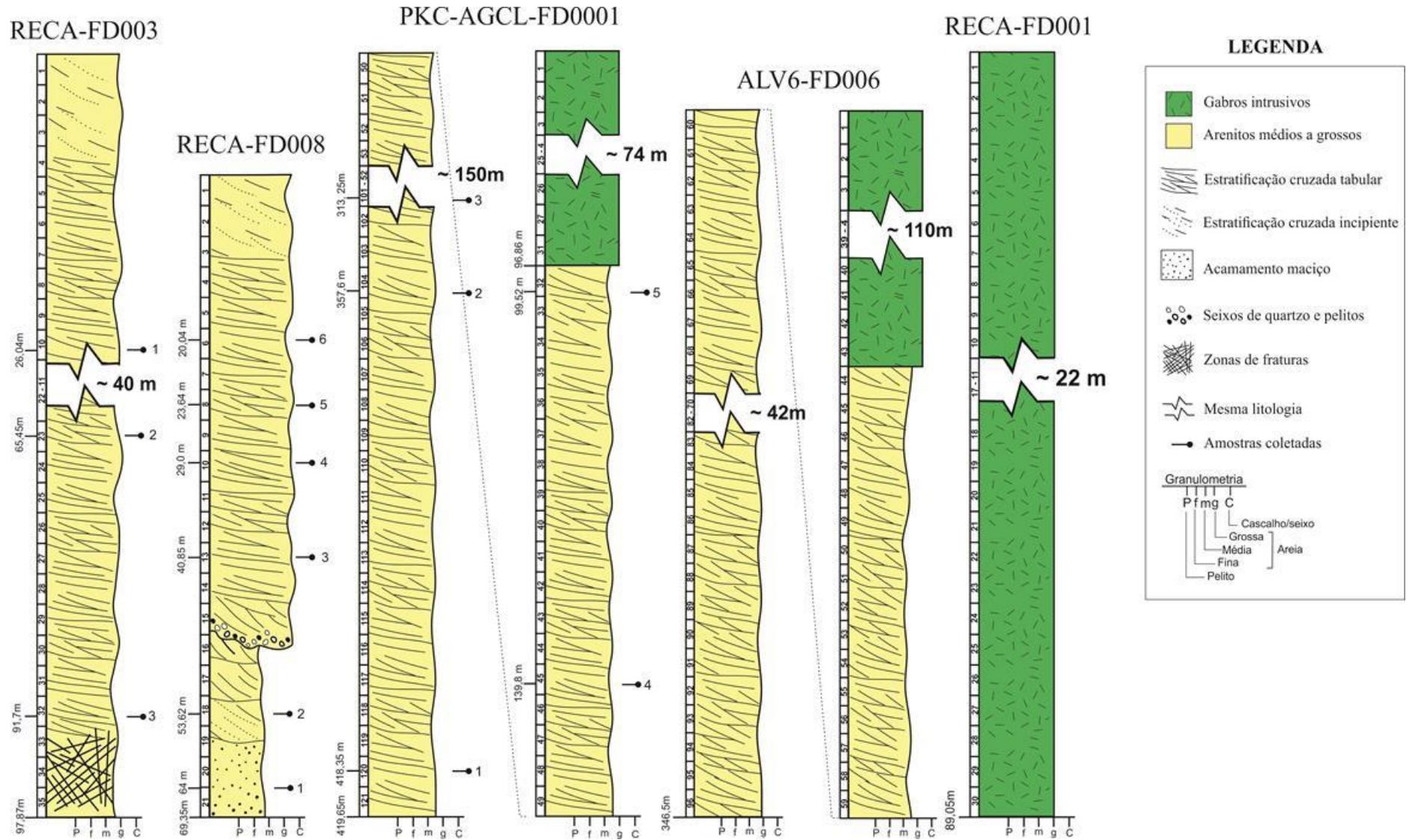


Figura 4.4 – Perfis litoestratigráficos representativos da associação de fácies 3 (AF3) atribuídos a Sucessão superior da Formação Águas Claras.

4.1.1 Sucessão inferior

4.1.1.1 AF1 – Lobos turbidíticos distais

Descrição

A AF1 é representada pelas fácies arenito maciço e com laminação plana incipiente (Amp), arenito com laminação plano-paralela a baixo-ângulo (Apb), arenito com estrutura em prato (Ad), arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc), arenito com laminação cruzada (Alcz), pelito laminado (Pl) e pelito maciço (Pm). A AF1 foi observada nos perfis correspondentes aos testemunhos de sondagem PMC-AN10-DH00001 e PMC-AN10-DH00002, no qual abrange sucessões métricas com mais de 200m de espessura (Figura 4.2) disposta em camadas tabulares com rítmica e ampla frequência de fácies arenosas e pelíticas, intercalando-se em intervalos predominantemente mais arenosos e outros mais argilosos, configurando ciclos granodecrescentes ascendentes de escala centimétrica a métrica (Figura 4.2, 4.5A, 4.5B e 4.5C).

Esta associação consiste basicamente por litotipos de arenitos finos esbranquiçados e pelitos de coloração escura maciços ou laminados. A fácies Amp e Pm são dominantes nesta associação, intercalando-se por dezenas de metros conferindo uma sucessão monótona dentro da unidade estudada (Figura 4.5B, 4.5C e 4.5D)

A fácies Amp exhibe arenitos finos a muito finos maciços e com laminação plana incipiente, gradação normal, base e topo ondulado, com espessura que variam de poucos centímetros até pacotes com 3 metros (Figura 4.5 D e E). As camadas de arenitos finos com topo plano e na base ocorrem pacotes com estrutura de sobrecarga no contato com a fácies Pm (Figura 4.5F e 4.5G).

A fácies Ad compreende pacotes de arenitos finos com estrutura de fluidificação em prato (dish structure) caracterizada por discretas lâminas côncavas voltadas para cima (Figura 4.6F).

A fácies Alc corresponde a camadas centimétricas de arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes (climbing current ripples), onde a forma de leito encontra-se preservada (Figura 4.6B, 4.6C, 4.6D e 4.6E). As camadas com a fácies Alc apresenta-se quase sempre sotoposta as camadas com as fácies Ad e Pl.

Arenitos finos com laminação cruzada caracterizam a fácies Alcz, com espessura média de 3 a 9 centímetros, apresentam *foresets* curvados e encontram-se comumente

associados a fácies Apb e intercala-se com arenitos com laminação plano-paralela a baixo-ângulo (Figura 4.7).

A fácies Pl compreende pelito cinza escuro laminado, camadas de espessura entre 0,8 a 1,5 cm, de topo e base planos, por vezes, irregular. Já a fácies Pm representa pacotes de pelito cinza escuro maciço, com espessura entre 1-1,5 centímetros. As fácies Pl e Pm encontram-se geralmente intercaladas com as fácies arenosas Amp e Ad (Figura 4.5E e 4.5F).

A sucessão apresenta ciclos granodecrescentes ascendentes com espessura variando entre 2 a 20 metros, embora internamente observa-se microciclos, com espessura média de 2,5 centímetros (Figura 4.5A, 4.5B e 4.5C). Na base dos ciclos ocorrem predominantemente arenitos maciços (Amp), com tendência de espessamento ascendente das camadas, gradando para os pelitos cinza escuros das fácies Pl e Pm, os quais representam o topo dos ciclos. Contudo, camadas da fácies Ad podem marcar a base dos ciclos granodecrescentes e também gradativamente passar para as fácies de granulometria mais fina (Pm e Pl). A base dos ciclos é geralmente plana a suavemente irregular.

Interpretação

O espesso pacote rítmico da AF1, com recorrência de ciclos granodecrescentes ascendentes nas diferentes escalas compatíveis com os intervalos mais finos da sequência clássica de Bouma (1962) corroboram com a interpretação de lobos turbidíticos distais produto de sucessivas correntes de turbidez de baixa densidade recorrentes ao longo de uma plataforma marinha (Figura 4.8). Correntes de turbidez na forma de lobos desacelerantes na zona de *offshore* perdiam viscosidade na medida em que fluíam pela plataforma, até a zona de acumulação do sistema turbidítico (Mutti & Normack 1991). A região mais distal do sistema compreende as franjas dos lobos, constituídas pelas delgadas camadas de areia fina a muito fina e pelíticas depositadas no estágio mais diluído das correntes de turbidez evidenciadas na sucessão. A habilidade da corrente em carregar o aporte sedimentar gradiente abaixo na plataforma e segregar diferentes populações granulométricas no fluxo turbulento, reflete a diversidade faciológica da associação. Os intervalos arenosos na sucessão refletem maior densidade e viscosidade da corrente de turbidez cuja desaceleração segrega material cada vez mais fino até a fase final de acumulação.

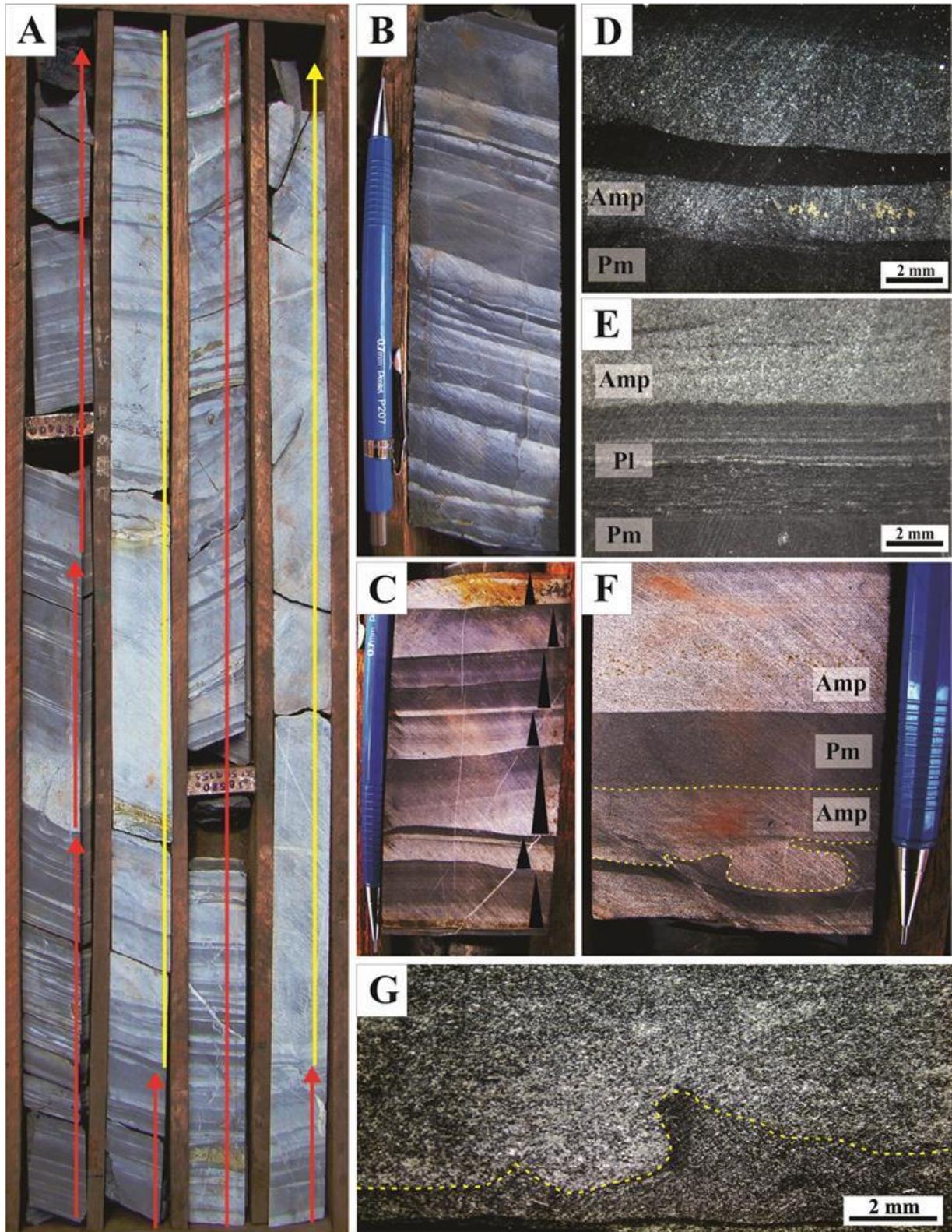


Figura 4.5 – Aspectos faciológicos de AF1. A) Ciclos granodrecrescentes ascendentes (seta vermelha) formados por arenitos finos que se intercalam com ritmitos arenito/pelito e pelito (cor escura); intervalos com predominância de arenitos finos ocorrem com frequência (setas amarelas); B) e C) ciclos granodrecrescentes ascendentes de escala centimétrica; D) Intercalação rítmica das fácies Amp e Pm dominantes na associação; E) Pelitos cinza escuros maciços (Pm) e laminados (Pl); F) Arenitos finos com topo plano e base com estrutura de carga na fácies Amp G) Detalhe da estrutura de sobrecarga em chama da fácies Amp.

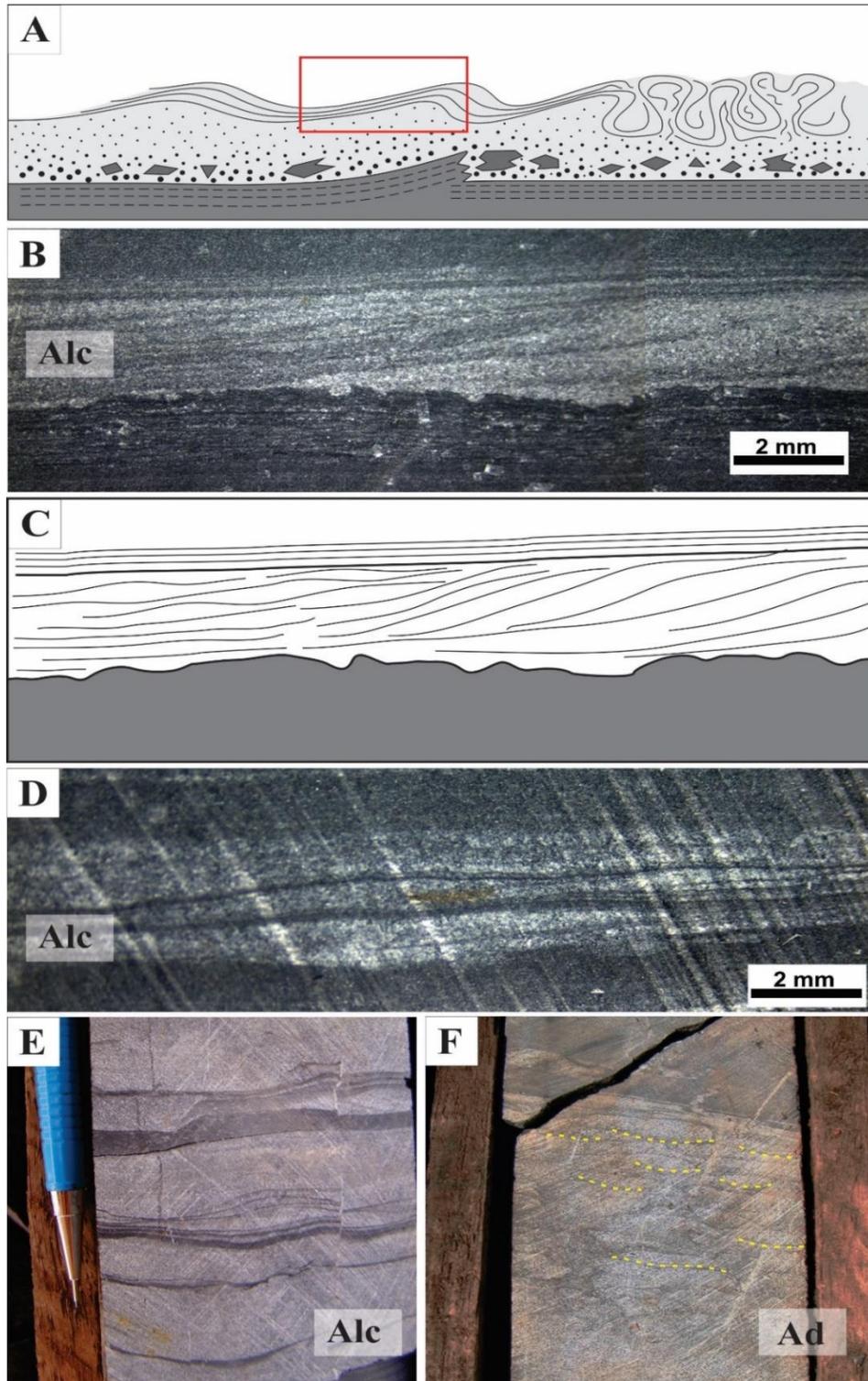


Figura 4.6 – Associação de lobos turbidíticos distais (AF1). A, B e C) Arenitos fino com laminação cruzada cavalgante similar ao modelo de acamamento turbidítico (intervalo C de Bouma) caracterizado por *climbing ripples*, laminação convoluta e *ripped-up clasts*. D) e E) laminações cruzadas cavalgantes da fácies Alc intercaladas com pelitos e arenitos maciços; F) Fluidificação em prato da fácies Ad caracterizada por discretas lâminas côncavas voltadas para cima (destaque).

Fonte: A- Baseado em Walker 1985

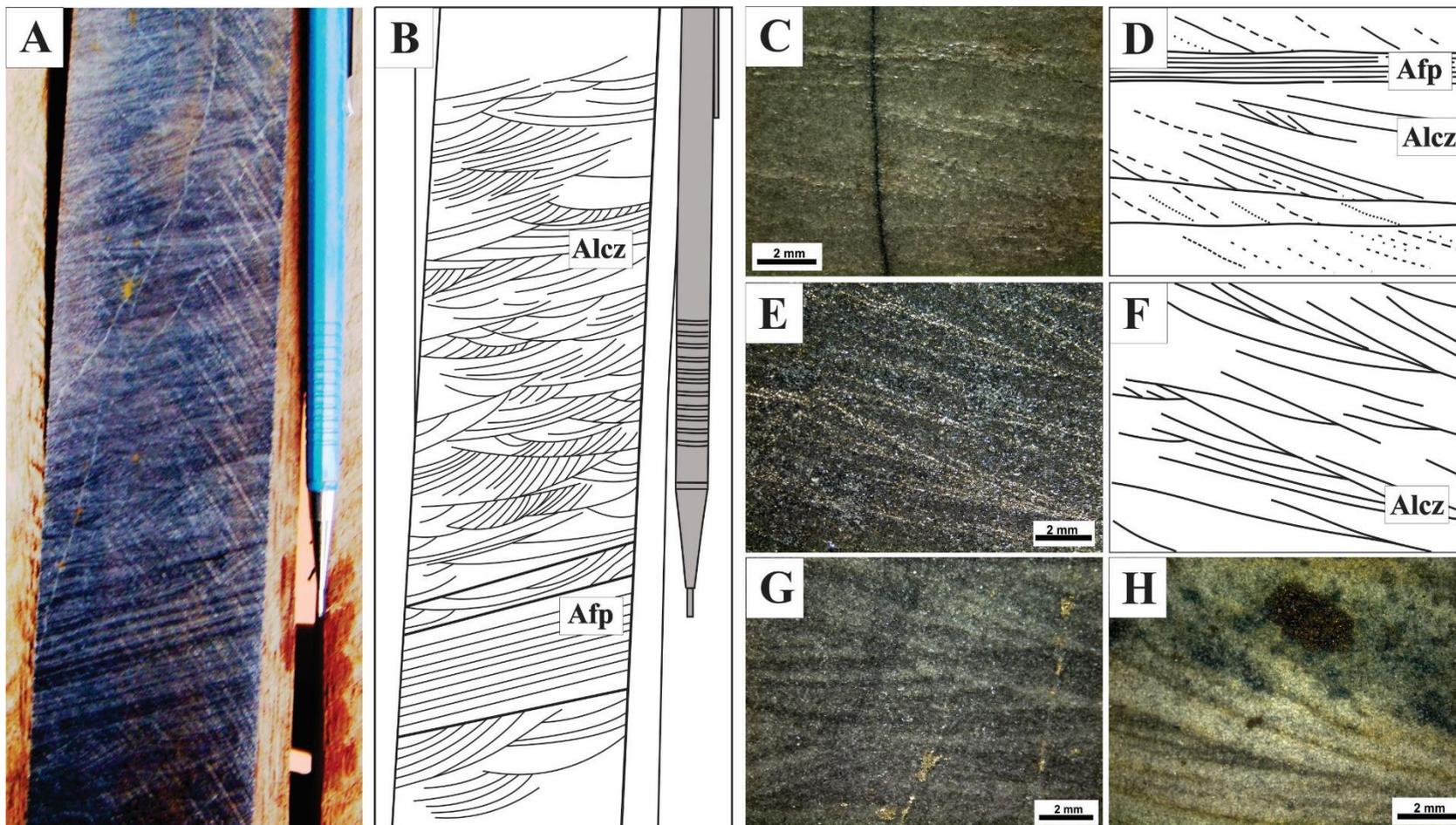


Figura 4.7 - Aspectos texturais e faciológicos da AF1. A) e B) Arenito fino com laminação cruzada (Alcz) e plano-paralela (Afp) em AF1; C) e D) Estratos planos da fácies Afp truncam os estratos acanalados da fácies Alcz; E), F), G) e H) destacam os *foresets* curvados da laminação cruzada. Fraturas preenchidas por pirita ocorrem frequentemente (ilustrações A e G).

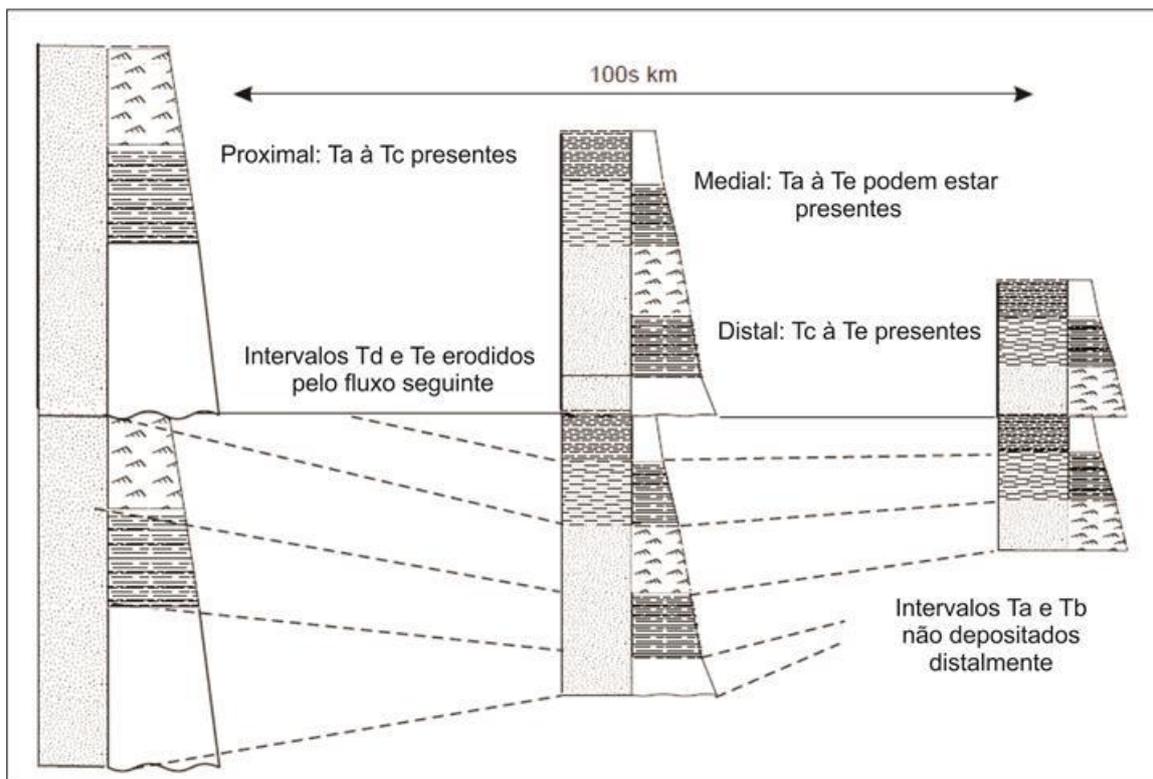


Figura 4.8 - Sequência de Bouma e sua relação com as fontes dos sedimentos com destaque para a sucessão mais distal caracterizada pelas divisões Tc, Tb e Te.

Fonte: Nichols 2009.

As divisões Ta e Tb de Bouma não são depositadas nas porções distais da plataforma (Figura 4.8). A fácies Alc_z, correspondente ao intervalo Tc depositada pelo processo fluxo tratativo desacelerante em regime energético inferior com migração de marcas onduladas, assim como da fácies Alc induzida também por suspensão. Ajustamentos plásticos nos sedimentos foram associados a processos de liquefação/fluidificação gerando a fácies Ad. As fácies Amp, Pl e Pm correspondem ao intervalo Td-Te de Bouma, depositado na fase final da passagem do fluxo turbulento, onde juntamente com decantação tem-se a componente tracional gerando laminação nos pelitos, e após a passagem da corrente de turbidez e consequente redução na de energia, os sedimentos suspensos depositam-se formando acamamento maciço.

Os depósitos de arenitos finos a pelitos laminados a maciços, da AF1 (fácies Amp, Apb, Ad, Alc, Alc_z, Pl e Pm) equivalentes aos intervalos Tc a Te de Bouma são relacionadas ao intervalo F9 de Mutti *et al.* (1999) os quais correspondem a porção mais distal do sistema turbidítico, gerado por fluxos residuais finais e desacelerantes das correntes de turbidez, tendo predomínio de processos de tração e decantação. As correntes tratativas move o material terrígeno como lobos turbidíticos, e a consequente redução na energia da corrente favorece a deposição por decantação dos sedimentos finos suspensos.

4.1.1.2 AF2 – *Offshore transition a shoreface*

Descrição

Esta associação ocorre lateralmente a AF1 e constitui-se pelas fácies pelito/siltito com laminação plana a maciça com Mn (P_{Sp}Mn), pelito/siltito com laminação *pinch & swell* (Pps), pelito/siltito com laminação quasi-planar (Pq), arenito com laminação de baixo ângulo (Ab) e arenito com laminação plano-paralela (Alp). Corresponde a uma sucessão composta por pelito/siltito rosado esbranquiçado e cinza hospedeiro de óxidos e hidróxidos de Mn, com aproximadamente 240 metros de espessura e ampla variação lateral (Figura 4.1), distinguida a partir da descrição das bancadas de frente de lavra na Mina manganésifera do Azul juntamente com testemunhos de sondagem nas áreas do Domínio Azul e N4 (ITA-GT58-FD0002, MNA-01289, MNA-01336 e FD-706; Figuras 4.3, 4.10A e 4.10B). Notou-se que a sucessão é amplamente truncada por falhas sin-sedimentares e fraturas preenchidas por caulinita (Figura 4.10F). Os óxidos e hidróxidos de Mn ocorrem preenchendo camadas permeáveis (siltitos) e distribuem-se de maneira irregular na sucessão. Plaquetas de óxidos-hidróxidos de manganês ocorrem intercrescidas na laminação do pelito/siltito. Horizontes maciços com minerais de Mn secundários, criptomelana e psilomelana, com hábito botroidal ocorrem frequentemente na sucessão (Figura 4.10E).

A fácies P_{Sp}Mn exhibe pelitos/siltitos cinza escuros com laminação plana a maciça, dispostos em camadas tabulares com espessura média de 5 a 8 centímetros, hospedeira óxidos-hidróxidos de manganês (Figura 4.10C e 4.10D). Já fácies Pps corresponde a um pacote de pelito/siltito rítmico com finas laminações que se espessam e se adelgaçam lateralmente (*pinch & swell structure*), dispostos em camadas onduladas de 6 a 9 centímetros (Figura 4.11A e 4.11B). A fácies Pq compreende delgadas camadas de pelito/siltito com laminação quasi-planar, de coloração cinza e rosa esbranquiçada, com espessura que varia de 8 a 10 centímetro e geometria tabular (Figura 4.11A e 4.11B). Arenitos finos a muito finos, cinza esbranquiçados com laminação cruzada de baixo ângulo, com truncamentos de baixo-ângulo caracterizam a fácies Ab. A fácies Alp corresponde a um conjunto de arenitos finos a muito finos com laminação plano-paralela, com camadas de 2 metros de espessura média, verticalmente associados à fácies Ab (Figura 4.11C e 4.11D).

Ademais nos perfis estudados fora observados ciclos de raseamento ascendente e granodecrescência ascendente, com espessura que variam de 8 a 24 metros, e são representados da base para o topo pelas fácies Pq num intervalo mais siltoso concentrado de

minerais óxidos de manganês, gradando verticalmente para as fácies PSpMn, Pps e Pq num intervalo mais argiloso (Figura 4.2).

Interpretação

A AF2 consiste em depósitos de plataforma marinha influenciados por ondas que compreende o intervalo ambiental de *offshore transition* a *shoreface* distribuídos lateralmente nos domínios Azul e N4 da seção estudada. O registro interpretado como *offshore transition* concentra-se no Domínio Azul, observados principalmente nos perfis da Mina do Azul e nos testemunhos de sondagem das áreas adjacentes (Figura 4.1). As fácies Pq, Pps e PSpMn da AF2 foram geradas por fluxo oscilatório e combinado acima da base da onda de tempestade (storm wave base) e abaixo da ação das ondas de bom tempo (fairweather wave base), dentro da zona de *offshore transition* (Figura 4.9). Fluxos oscilatórios de ondas moldam a laminação plana de modo a espessar e adelgaçar gerando padrão *pinch & swell* da fácies Pps e laminação quasi-plana da fácies Pq. Apesar da deposição na zona de *offshore transition* ser dominada por ondas de tempestades altamente energéticas, pelitos e siltitos podem ser depositados em períodos de bom tempo (Nichols 2009). De fato, Nogueira *et al.* (1995) descreve localmente estratificação cruzada *hummocky* gerada por ondas de tempestade na sucessão da Mina do Igarapé Azul, sugerindo que as estruturas observadas também poderiam ser geradas durante o declínio de tempestades (storm waning). A fácies PSpMn resulta da deposição por suspensão associado com óxidos-hidróxidos de Mn, compatível com a zona de transição para o *offshore*. A precipitação química de óxidos-hidróxidos de Mn é comumente associada a carbonatos abaixo da interface redox (*cf.* Roy 1992). Não foram encontrados carbonatos na sucessão estudada o que poderia sugerir a formação do Mn acima da zona redox junto com sedimentação siliciclástica.

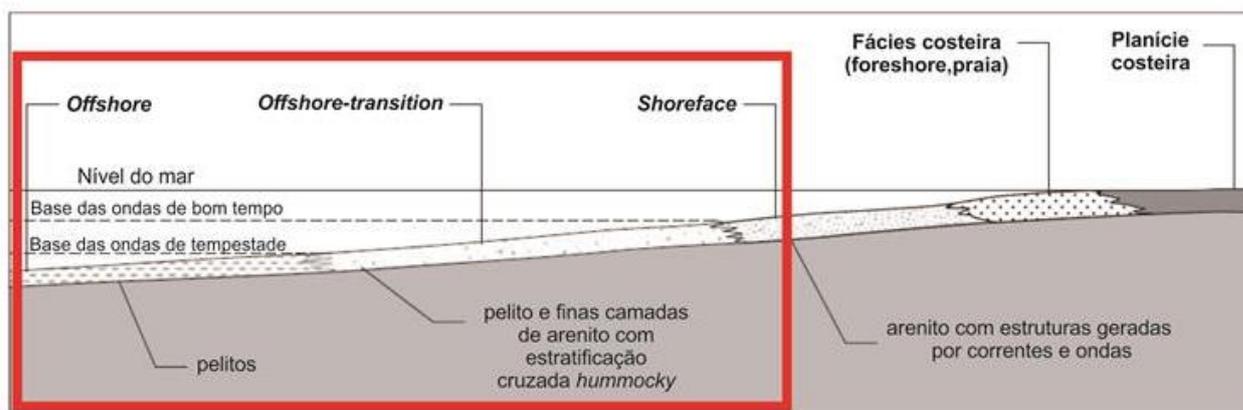


Figura 4.9 - Características de uma plataforma dominada por tempestades. A zona de *offshore transition* e *shoreface* são os sítios de posicionais para a AF2.

Fonte: Nichols 2009

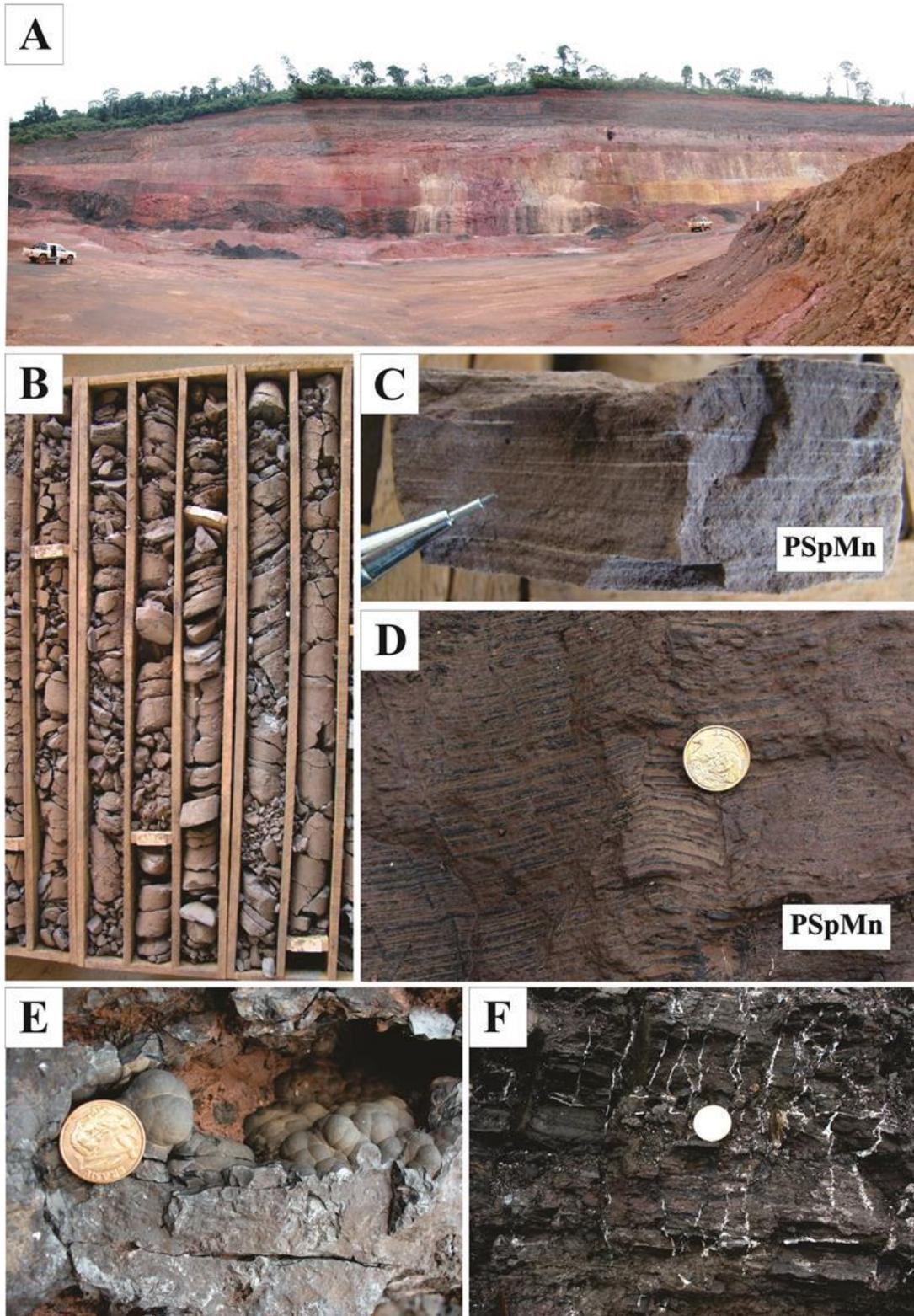


Figura 4.10 - Aspectos faciológicos de AF2. A) Afloramentos situados em bancadas e frentes de lavra na Mina de manganês do Azul, observar a disposição irregular da mineralização de manganês (cor escura); B) Testemunho de sondagem com amostragem da fácies PSpMn; C) e D) Pelito/siltito cinza escuro da fácies PSpMn com laminação plano- paralela destacadas por lâminas de siltito descontínuas impregnadas por óxido-hidróxido de Mn; E) Detalhe do mineral criptomelana em hábito botroidal. F) Camadas manganêsíferas com fraturas pós-deposicionais preenchidas por caulinita.

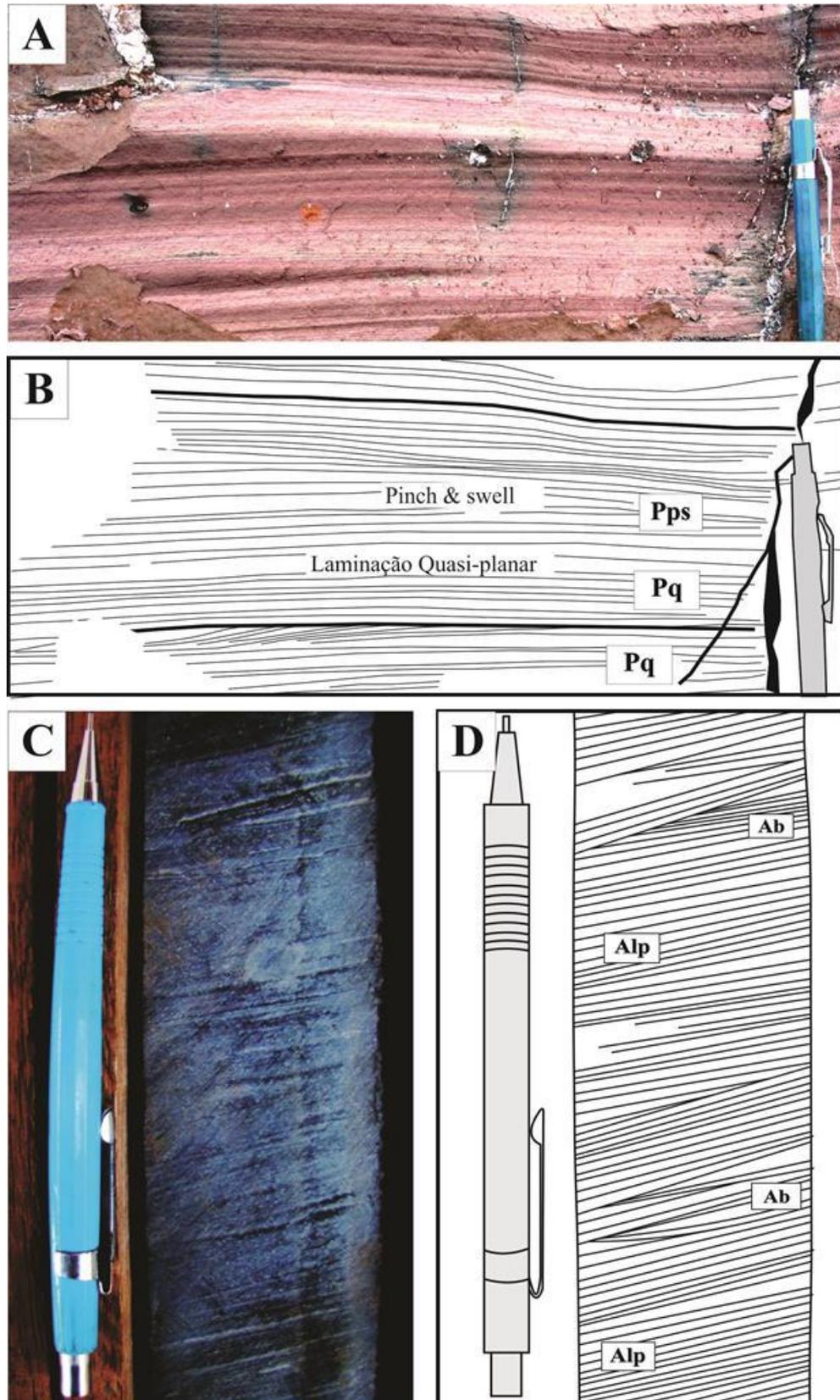


Figura 4.11 - Fácies distinguidas para os depósitos de *offshore-transition* a *shoreface* da AF2. A) e B) Pelito/silito rítmico com laminação *pinch & swell* (fácies Pps) caracterizada por fina laminação de espessamento e adelgaçamento lateral e laminação quasi-planar (Fácies Pq); C) e D) Fácies Alp e Ab referentes a arenitos com laminação cruzada de baixo ângulo (Ab) e plano-paralela (Alp).

Os depósitos de *shoreface* estão dispostos lateralmente aos de *offshore transition*, e encontram-se no Domínio N4, distinguidos pela análise do testemunho de sondagem ITA-GT58-FD002 (Figura 4.1). São expressos pelas fácies Afb e App onde a ação de ondas também é o agente principal condicionante, o qual retrabalha o substrato da plataforma marinha para deposição das mesmas. A deposição da fácies Ab se dá por tração e ação de fluxo e refluxo de ondas de espraiamento e retorno (swash and backswash), responsáveis pela geração de laminação truncada de baixo ângulo. A fácies Alp resulta do processo de deposição por fluxo oscilatório com componente unidirecional gerando laminação plana.

4.1.2 Sucessão superior

4.1.2.1 AF3 – Depósitos fluviais

Descrição

A AF3 representa os maiores e mais expressivos depósitos da sucessão estudada, ocorrendo em todo Bloco Carajás, no entanto predominante no Domínio Águas Claras (Figura 4.1). Compreende uma sequência vertical com espessura média maior que 320 metros lateralmente contínua por dezenas de quilômetros (Figura 4.4). A análise dos testemunhos de sondagem PKC-AGCL-DH00001, ALV6-FD002, PDI-RECA-FD001, PDI-RECA-FD003, PDI-RECA-008, revelou que esta associação recobre discordantemente a Sucessão inferior. Esta superfície erosiva pode ser observada nos testemunhos de sondagem PMC-AN10-DH00002 e ITA-GT58-FD0002 e nos afloramentos da Mina do Azul, próximo ao mirante da usina de moagem de minério onde conglomerados com clastos de pelitos foram observados. A Sucessão superior é amplamente truncada por corpos gabróticos intrusivos, que chegam a atingir grandezas entre 89-140 metros de espessura (Figura 4.4). A AF3 é constituída pelas fácies arenito/conglomerado maciço (ACm), arenito com estratificação cruzada tabular (Act) e arenito com estratificação plano-paralela (App, Figura 4.12A, 4.12B e 4.12C).

A fácies ACm corresponde a arenito médio a grosso, de coloração vermelha esbranquiçada, com acamamento maciço. As camadas possuem base e topo planos, com espessura variando de 2 a 5 centímetros. A fácies Act consiste em arenito de granulometria areia média a grossa com estratificação cruzada tabular, apresentando gradação normal, segregação granulométrica nos *foresets* (Figura 4.12B, 4.12C e 4.12D) composta por grânulos e seixos cinza escuro de sílex e pelito (Figura 4.12E, 4.12E' e 4.12F). A fácies App compreende arenito vermelho esbranquiçado, com granulometria média, exibindo estratificação plano-paralela (Figura 4.12 C).

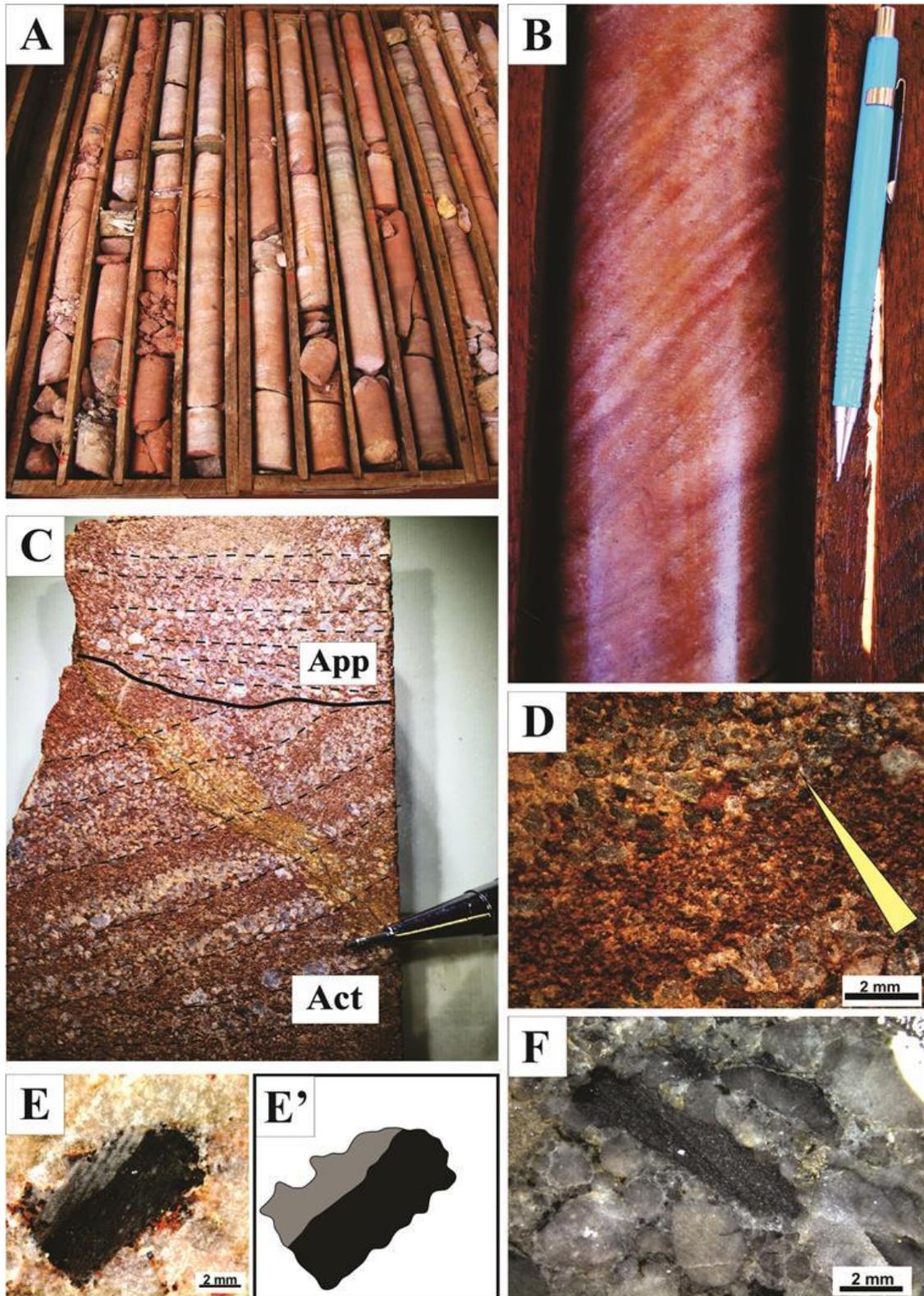


Figura 4.12 – Aspectos texturais e faciológicos dos depósitos fluviais entrelaçados de AF3. A) e B) Perspectiva dos testemunhos de sondagem analisados, os quais denotam espessos pacotes de arenitos seixosos/conglomerado avermelhados; C) Relação vertical das fácies App no topo dos arenitos com estratificação cruzada tabular de Act apresentando segregação granulométrica nos *foresets*; D) Detalhe da gradação normal nos *foresets* da estratificação cruzada da fácies Act; E), E') e F) Destaque para litoclastos presentes no arcabouço semelhante às intercalações arenito/pelito de AF1.

Interpretação

Esta associação faciológica é interpretada como depósitos fluviais com padrão de rios entrelaçados (*braided*) desenvolvidas em uma extensa planície, dentro de um sistema fluvio-costeiro. No Pré-cambriano estas seriam as características para este tipo de sistema, de padrão predominantemente entrelaçados, canais amplos desenvolvidos em enormes planícies (*braidplains*) com grande descarga e elevada migração, devido à instabilidade dos bancos nos canais referente à ausência de vegetação e solos pobremente desenvolvidos nesse período (Long 1978, Rainbird 1992, Eriksson *et al.* 1998, Long 2004). O fato dos testemunhos de sondagem analisados não estarem cerrados ao meio, aliado a homogeneidade granulométrica das fácies e a presença de poucas estruturas, com predominância da estratificação cruzada tabular (Act), foram fatores inibidores no reconhecimento de ciclicidade nos perfis, além da distinção mais apuradas de subambientes e elementos arquiteturais nessa sequência. Não foi possível a observação de ciclos bem definidos na AF3, os contatos entre as fácies são geralmente erosivos (Figura 4.12C) e indicam rápidas mudanças no regime energético do meio. A AF3 foi descrita e interpretada conforme a ótica do que foi redefinido e consolidado por Nogueira (1995) para Formação Águas Claras, compatíveis com padrão *braided* proposto pelo autor.

Os arenitos médios a grossos da fácies Act foram depositados por migração de formas de leito 2D sob regime de fluxo inferior são interpretados como barras transversais (Miall 1996). A presença de formas de leito menores sobre dunas, *sandwaves* e barras explicam a presença de segregação granulométrica na face de avalanche é responsável. O caráter erosivo durante a migração das barras é evidenciado pela presença de litoclastos e seixos de sílex composicionalmente semelhantes a AF1 (Figura 4.12E e 4.12F). A fácies Amp foi depositada em regime de fluxo superior condizente com processo de migração de formas de leito planas formando lençóis arenosos (*sheet flow*, Miall 1996). A fácies |ACm representa rápida deposição ou liquefação durante a migração de barras (Miall 1996). A ausência de canalizações e superfícies incisivas de canais observáveis nos perfis podem ser reflexo dos fluxos em lençóis durante estágios de enchentes nos rios (Long 1978), evidenciado pela fácies ACm e App, numa paisagem desprovida de vegetação, impedindo a estabilização das margens dos canais (Miall 1981).

4.2 MINERALOGIA

A partir da análise petrográfica das seções delgadas, foi possível a caracterização dos principais litotipos constituintes da Sucessão inferior e superior, considerando os aspectos texturais e composicionais das rochas, classificando-as segundo critérios de Folk (1974). Os principais litotipos são: quartzo-arenitos finos, pelitos e quartzo-arenitos médios a grossos. A difratometria de raio-x dos litotipos, as quais permitiu a distinção de duas assembleias mineralógicas semelhantes para as rochas da sucessão estudada (PMC-AN10-DH00001, PMC-AN10-DH00002 e ITA-GT58-FD0002). A Sucessão inferior revelou ser constituída pelas fases minerais de quartzo (Qz), muscovita (Ms), clorita (Chl), e caulinita (Kln, Figura 4.13), sendo condizente com os aspectos petrográficos texturais observados no arcabouço dos quartzo-arenitos finos e pelitos. No entanto, a Sucessão superior exhibe as fases de quartzo (Qz), muscovita (Ms), hematita (Hem) e caulinita (Kln, Figura 4.13). A ausência de clorita e presença de hematita é o que basicamente difere as sucessões, o que corrobora tanto na composição detrítica quanto nas feições texturais reconhecidas nos quartzo-arenitos médios a grossos, tal como as películas de hematita que recobrem a superfície dos grãos (Figura 4.16A e 4.16B).

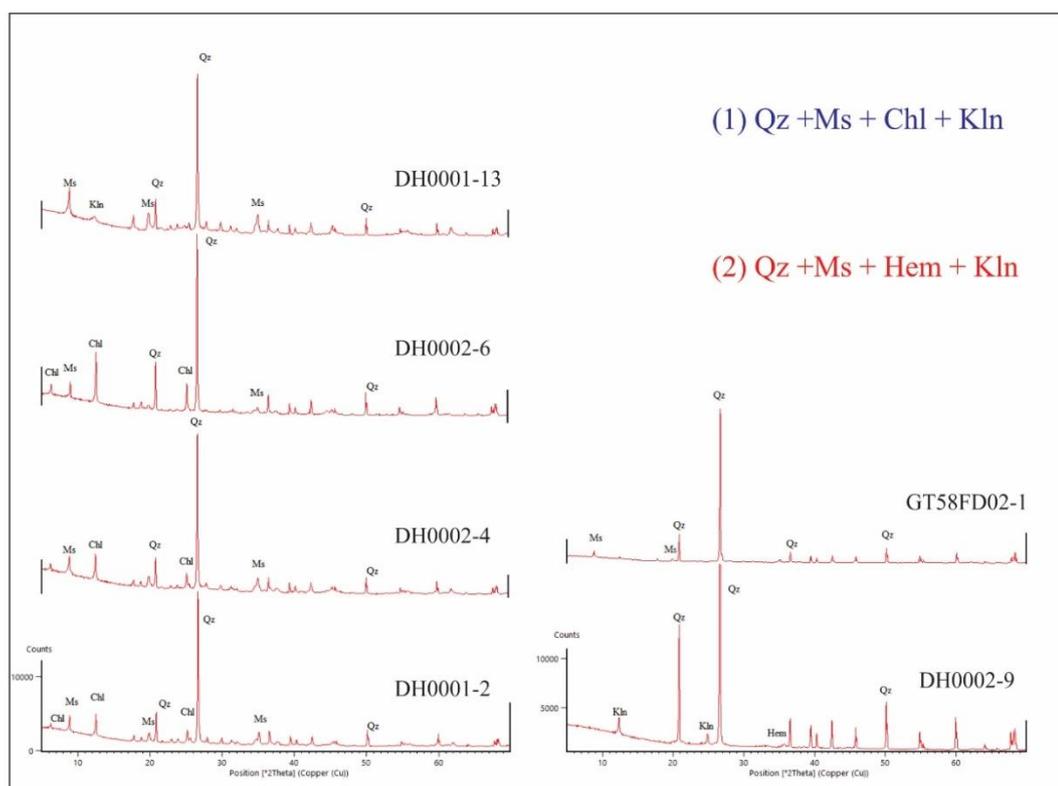


Figura 4.13 – Difractogramas evidenciando os picos das principais fases minerais e as assembleias mineralógicas das sucessões estudadas. Coluna da esquerda referente a Sucessão inferior (1), e direita correspondente a superior (2). Abreviações: Qz - quartzo, Ms – muscovita, Chl – clorita, Kln – caulinita, e Hem – hematita.

Petrograficamente, os quartzos-arenitos finos correspondem aos litotipos das fácies Amp, Apb, Ad, Alc e Alcz, tratam-se de rochas siliciclásticas texturalmente suportadas por grãos terrígenos (82%) e cimento micáceo (18%). É constituído mineralogicamente por quartzo (74%), clorita (18%), muscovita (4%), plagioclásio (3%), e opacos (1%). Apresenta em sua trama textural grãos de areia fina a muito fina, subarredondados a subangulosos, bem selecionados e moderada esfericidade (Figura 4.14A e 4.14B). O quartzo dispõe-se de maneira essencial na forma de grãos monocristalinos, cerca de 74%, incolores e forte extinção ondulante. A clorita ocupa os interstícios da rocha como finas lamelas, inferiores a 20 µm, de cimento micáceo e também na forma detrítica marcando os *foresets* das laminações (Figura 4.14C, 4.14D e 4.14E). Clastos de muscovita encontram-se esmagados e deformados em consequência da sua ductibilidade frente ao processo de rearranjo textural da compactação mecânica (Figura 4.14C e 4.14D). Grãos de plagioclásio são secundários, perfazem apenas 3%, exibem-se com planos de geminação (maclamento) tipo albita (Figura 4.14F). Quanto aos clastos de minerais opacos possui a coloração negra, comportando-se como acessórios com cerca de 1%.

Pelitos representam os litotipos das fácies Pm e Pl referentes a Sucessão inferior. São caracterizados como rochas siliciclásticas finas com arcabouço sustentado predominantemente por matriz argilosa (94%) contendo grãos terrígenos (6%) dispersos em meio a trama textural. A composição mineralógica do arcabouço é dada por argilominerais (94%), quartzo (6%) e matéria orgânica (>1%).

A matriz condiz com a componente majoritária da rocha, cerca de 94%, e consiste em material acastanhado, moderadamente translúcido, distribuído uniformemente nas seções. É composta por argilominerais, menores que 20 µm, irreconhecíveis no âmbito petrográfico. Exibe acamamento maciço e fina laminação plano-paralela inerentes as fácies da sucessão (Figura 4.15).

Grãos de quartzo detrítico perfazem 6% do litotipo, encontram-se dispersos aleatoriamente na matriz. Dispõem-se na forma monocristalina com contornos subangulosos a subarredondados, mal selecionados, moderada esfericidade e forte extinção ondulante. A matéria orgânica dar-se como acessório na textura, constituindo fração menor que 1%, é caracterizada como massa de coloração negra irregular, fracamente translúcida, distribuída pontualmente na seção (Figura 4.15 A e 4.15B).

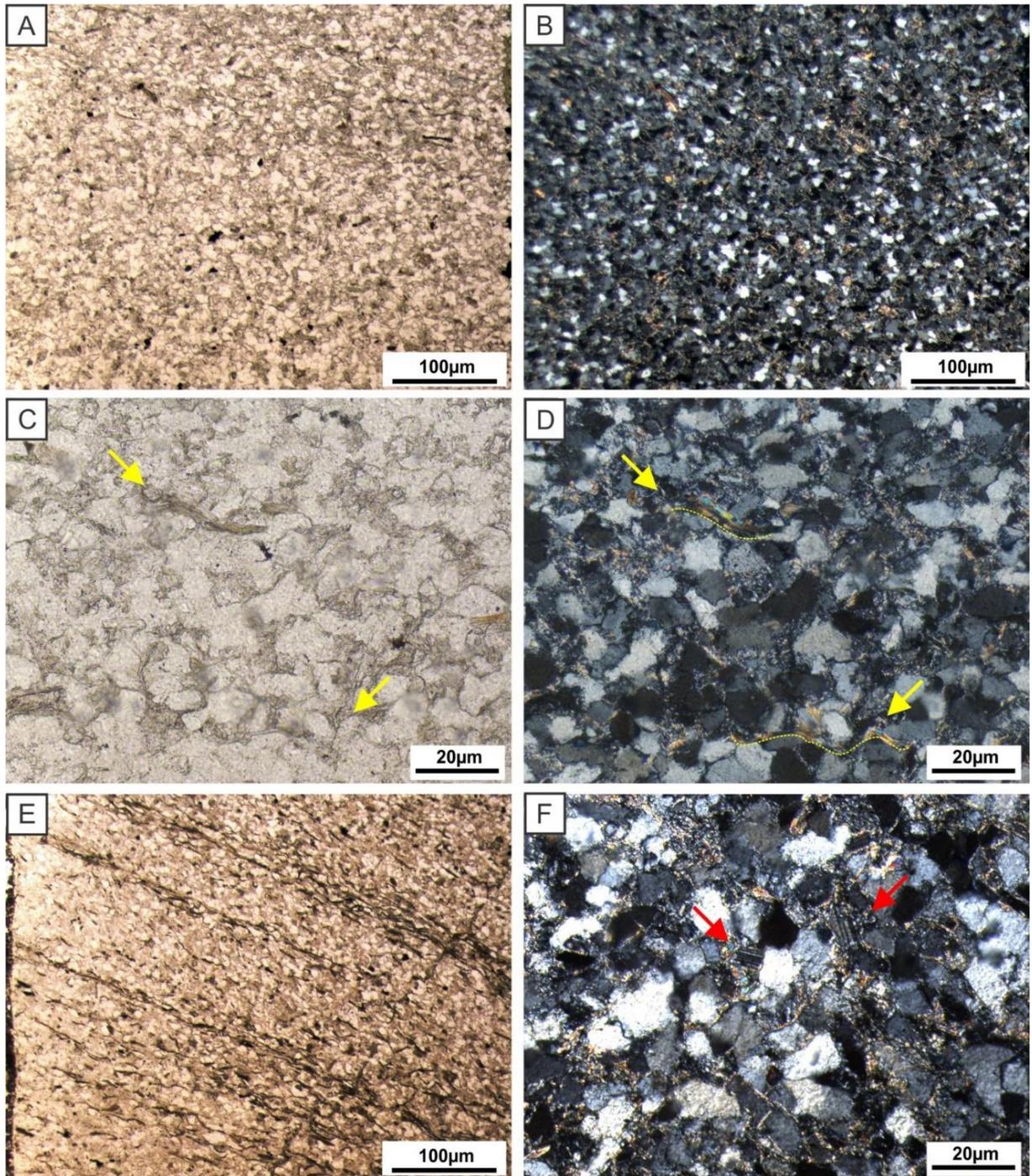


Figura 4.14 - Aspectos petrográficos dos quartzos-arenitos finos da AF1. A) e B) Textura principal do arcabouço sedimentar sustentado por grãos e cimento micáceo; C) e D) Grãos de quartzo e muscovita cimentados por finas lamelas de clorita, destaque (setas) para a deformação dos clastos dúcteis; E) Laminações no âmbito microscópico marcados por lamelas de clorita; e F) Grãos subarredondados a subangulosos de quartzo e plagioclásio em destaque (setas). Nicóis paralelos (N //) em A, C e E; e nicóis cruzados (N X) em B, D e F.

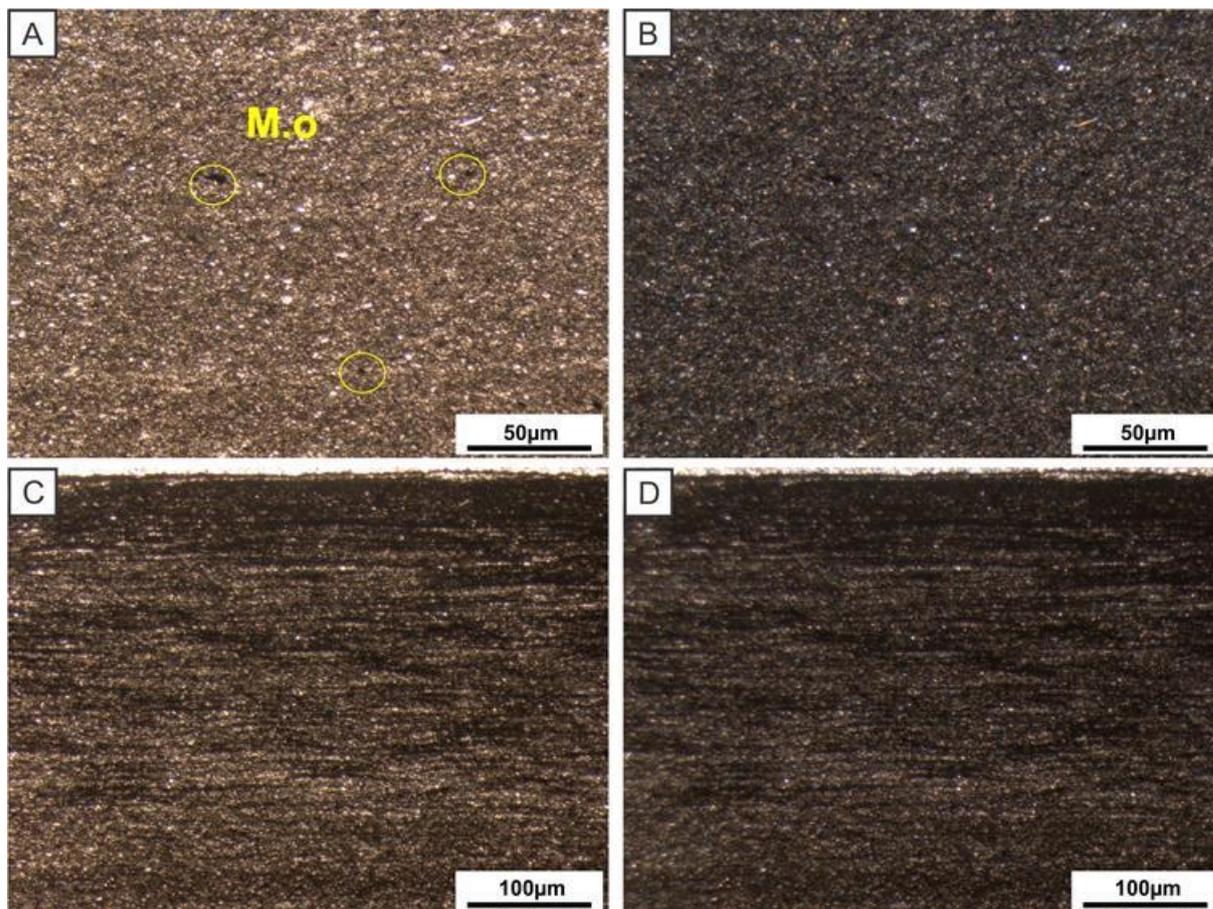


Figura 4.15 - Fotomicrografia dos principais aspectos petrográficos dos pelitos. A) e B) Arcabouço sustentado por matriz argilosa e grãos de quartzo e matéria orgânica (M.o) dispersos (destaque); C) e D) Laminação plano-paralela inerente a fácies Pl. Nicóis paralelos (N //) em A e C; e nicóis cruzados (N X) em B e D.

Ao microscópio os litotipos da fácies Am, Act e App consistem em quartzo-arenitos médios a grossos, arcabouço suportado por grãos subarredondados a subangulosos, moderadamente selecionados, e média esfericidade (Figura 4.16A e 4.16B). Texturalmente os clastos (81%) encontram-se cimentados por quartzo (12%) e sericita (7%) coexistentes (Figura 4.16C e 4.16D). A composição detrítica do arcabouço é dado por grãos de quartzo (77%), fragmento de rocha (3%), *chert* (1%) e opacos (>1%).

Os clastos de quartzo detrítico dispõem-se predominantemente na forma monocristalina (74%) e policristalina (3%), incolores, forte extinção ondulante, com contornos subarredondados a subangulosos (Figura 4.16C, 4.16D e 4.16E), tamanho variando entre 350 a 500 µm, gradação normal inerente (Figura 4.16F) a estruturação das fácies e delgadas películas (coating) de óxido-hidróxido de ferro recobrando a superfície dos grãos (Figura 4.16A e 4.16B).

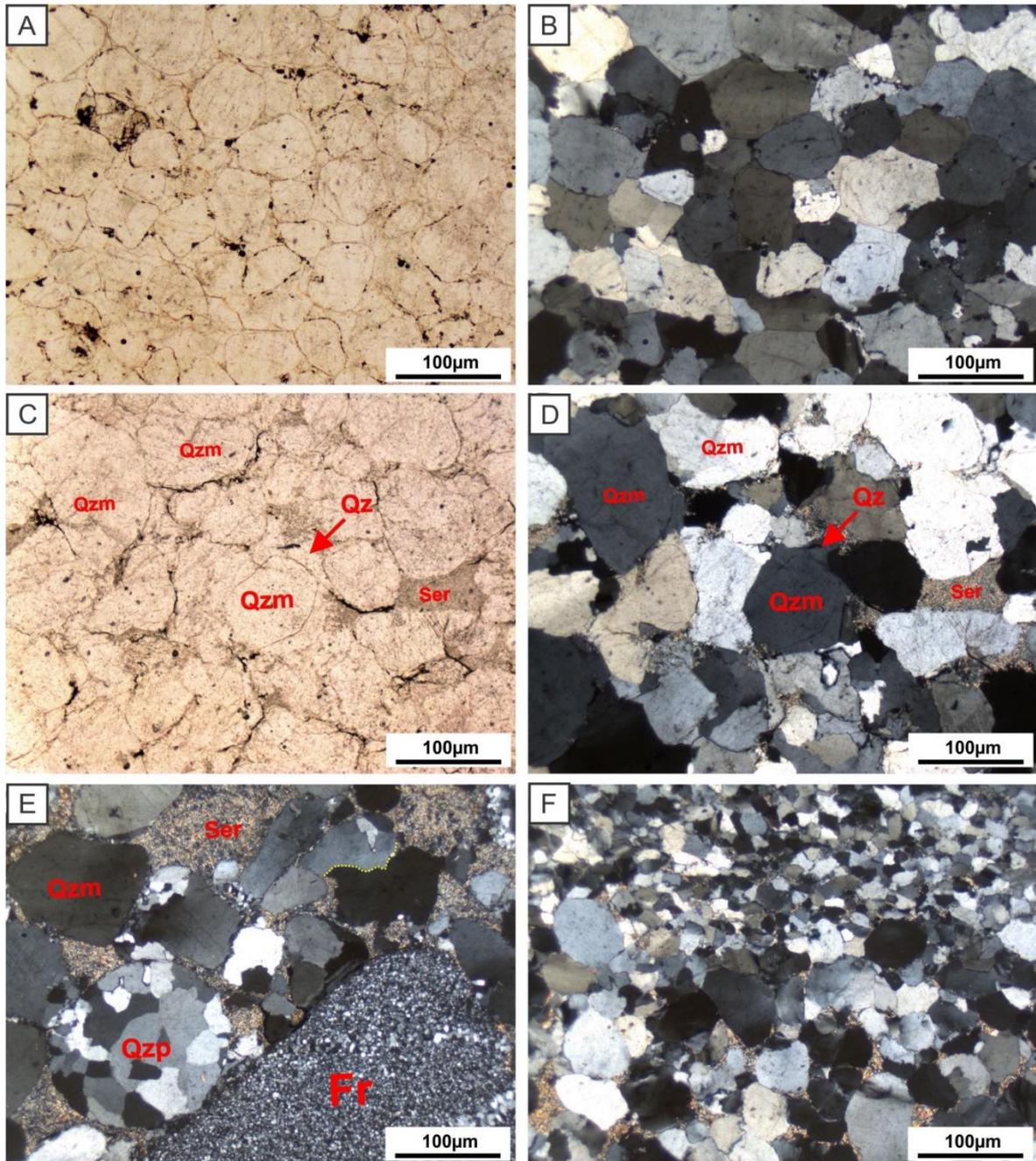


Figura 4.16 - Aspectos petrográficos dos quartzo-arenitos médios a grossos. A) e B) Textura do arcabouço sedimentar sustentado predominantemente por grãos de quartzo com películas de óxido-hidróxido de ferro recobrando a superfície dos grãos.; C) e D) Grãos monocristalinos de quartzo (Qzm) e cimentos coexistentes de quartzo(Qz) e sericita (Ser); E) Detalhe dos clastos policristalinos de quartzo (Qzp) e fragmentos de rocha (Fr) subangulosos em cimento de sericita, destaque em amarelo para contato suturado; e F) Gradação normal observado em âmbito microscópico. Nicóis paralelos (N //) em A e C; e nicóis cruzados (N X) em B, D, E e F.

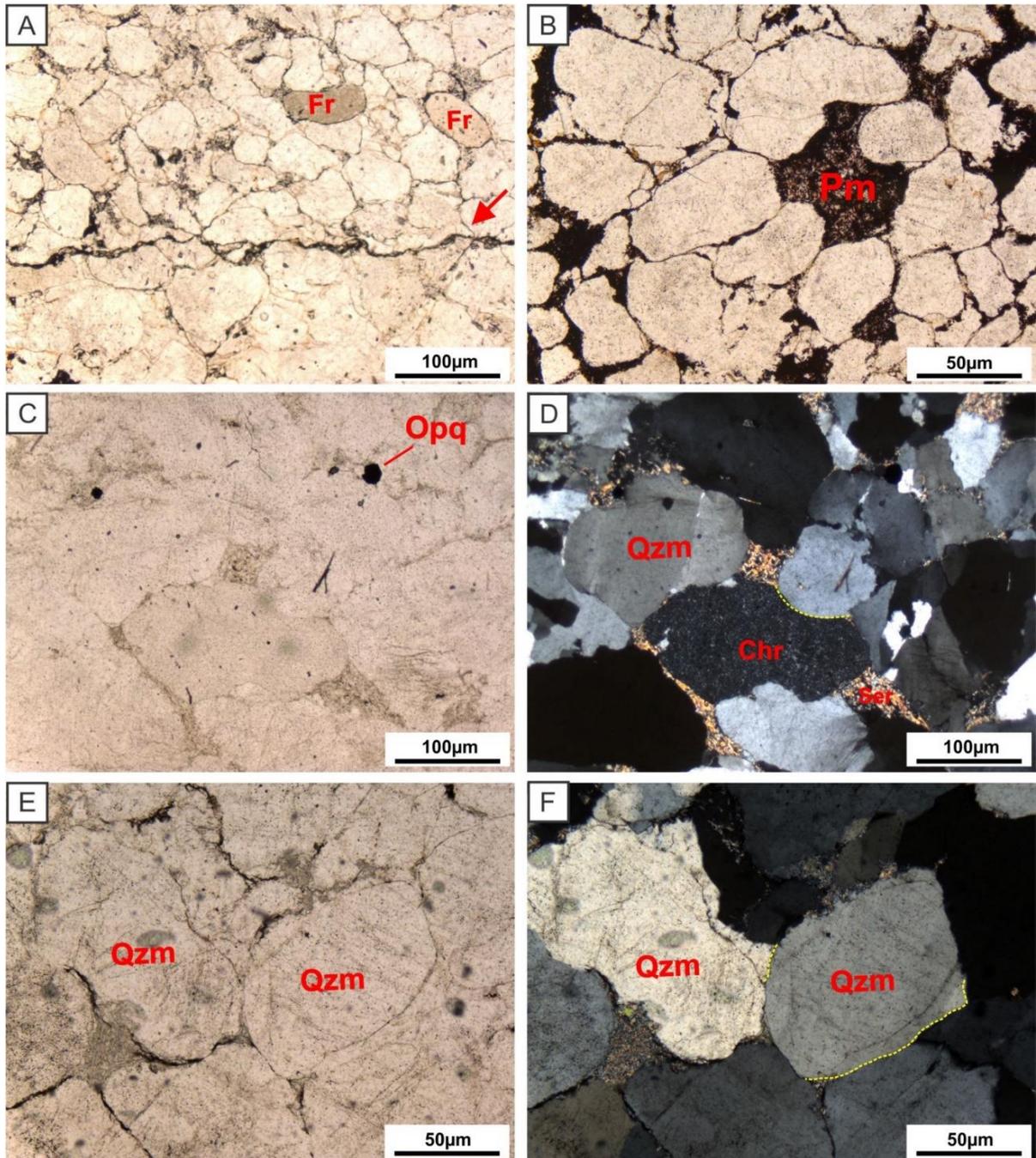


Figura 4.17 - Fotomicrografia das relevantes feições petrográficas dos quartzo-arenitos médios a grossos. A) Fragmentos de rocha pelítica e destaque para a superfície erosiva inerente ao depósito fluvial interpretado; B) Litoclasto pelítico deformado originando pseudomatrix (Pm); C) e D) Grãos de minerais opacos (Opq) e chert (Chr) cimentados por sericita, destaque para contato côncavo-convexo; E) e F) Detalhe da cimentação quartzosa em sobrecrecimento sintaxial em grãos de quartzo (Qzm) originando contatos do tipo grão-não-grão (destaque), e a coexistência do cimento de sericita (Ser). Nicóis paralelos (N //) em A,B,C e E; e nicóis cruzados (N X) em D e F.

Os fragmentos de rocha, cerca de 3%, são de natureza variada com predomínio de litoclastos pelíticos. No geral, possuem contornos subangulosos a subarredondados, e tamanho entre 300 a 450 μm (Figura 4.16E e 4.17A). Nos fragmentos de rocha pelíticos o rearranjo textural por processos sedimentares pós-deposicionais ocasiona a deformação destes mais dúcteis evidenciado pela presença de pseudomatriz (Figura 4.17B).

Os grânulos de *chert* consistem em agregados de quartzo criptocristalino os quais perfazem apenas 1% do arcabouço (Figura 4.17C e 4.17D). Grãos de opacos tem caráter acessório nessa trama textural com menos de 1% (Figura 4.17C). A cimentação dos componentes é dado por sobrecrecimento sintaxial de quartzo, envelopando principalmente grãos de quartzo, originando a maioria dos contatos grão-não-grão na rocha (Figura 4.17E e 4.17F). Coexistente a isto, tem-se cimento micáceo de sericita ocupando os interstícios restantes dos grãos, configurando-se como finos cristais, inferiores a 20 μm , sutilmente alterados para clorita (Figura 4.17E e 4.17F). Contatos entre grãos do tipo reto, pontual, côncavo-convexo e suturado também são observados (Figura 4.17D e 4.17F), estes últimos em resposta ao crescente soterramento deposicional, o qual se pode assumir condições de alta profundidade que a rocha fora submetida.

4.3 CARACTERIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA

Em rochas sedimentares, geralmente, a matéria orgânica constitui a menor proporção da fração sedimentar, representada por monômeros e polímeros orgânicos derivados direta ou indiretamente da parte orgânica de organismos. O carbono se faz presente na forma reduzida (ação biológica) ou oxidada (carbonatos) e sua presença no registro é reflexo direto dos fatores produção, acumulação e preservação ao longo do tempo geológico regidos pelo natural ciclo do carbono.

Em função das características geoquímicas necessárias para atestar a existência de matéria orgânica, a quantificação se apresenta como primeiro parâmetro analisado, medida então por meio do teor de carbono orgânico total (COT), que reflete as condições de produção e preservação no ambiente deposicional (Epistalié *et al.* 1977, Milner 1984). A análise fora realizada em cinco amostras potenciais referentes aos testemunhos de sondagem PMC-AN10-DH0001 e PMC-AN10-DH0002. No procedimento experimental, após etapa de tratamento ácido, com conseqüente eliminação dos constituintes siliciclásticos, o material carbonoso insolúvel (querogênio) é quantificado, e o COT expresso em porcentagem de peso relativo à amostra total conforme tabela 4.3.

Tabela 4.3 - Valores de Carbono orgânico total (COT) em porcentagem de peso.

Amostras	COT %	S %	R.I	Peso (g)
DH001-1	0,56	0,03	91	0,251
DH001-6	0,93	0,04	94	0,251
DH001-11	0,65	0,03	89	0,251
DH002-1	0,85	0,03	96	0,248
DH002-4	0,76	0,04	92	0,250

O conteúdo de carbono orgânico referentes aos depósitos pelíticos da Sucessão inferior, onde estão inclusas as amostras analisadas, possui baixos valores, os quais não perfazem 1%, sendo o teor médio observado é de 0,75%. A investigação através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) possibilitou a averiguar que a matéria orgânica encontra-se de forma disseminada como material particulado, sem estrutura, heterogêneo, muito fino, partículas menores que 30 μ m, disposto intersticialmente na matriz dos pelitos (Figura 4.18A, 4.18C e 4.18D) ou em formas semelhantes a filamentos (Figura 4.18B). Dentre os grupos morfológicos reconhecidos nas associações da matéria orgânica, tal conteúdo pode ser classificado com matéria orgânica amorfa (MOA), onde nessas amostras exibe uma textura lisa e amorfa, por vezes, flocular (Figura 4.18E e 4.18F).

No âmbito dos sistemas petrolíferos os valores mínimos de COT admitidos para que uma rocha seja considerada potencialmente geradora é necessário um teor de aproximadamente 0,5 a 1% (Tabela 4.4). Segundo Killops & Killops (1994) os valores médios de COT para folhelhos geradores de hidrocarbonetos são de 2%, sendo que os valores mínimos aceitáveis são de aproximadamente 1% para folhelhos betuminosos e 0,5% para carbonosos.

Embora os baixos teores de COT representem uma perda por oxidação devido ao tempo de preservação destes depósitos pré-cambrianos, os valores entre 0,5% e <1% obtidos, permite classificar usualmente tais rochas como pelitos carbonosos. Por outro lado, o fato desta perda comprometer a classificação, é possível que o teor de matéria orgânica possa ter sido maior compatível com a denominação de folhelhos negros (black shales). Os controles principais do teor de carbono presentes nas amostras são dependentes da taxa de acumulação de matéria orgânica e sedimento, da taxa de decomposição da matéria orgânica e dos níveis de oxigênio. Desta forma o conteúdo de carbono orgânico total (COT) de até 1% dos pelitos

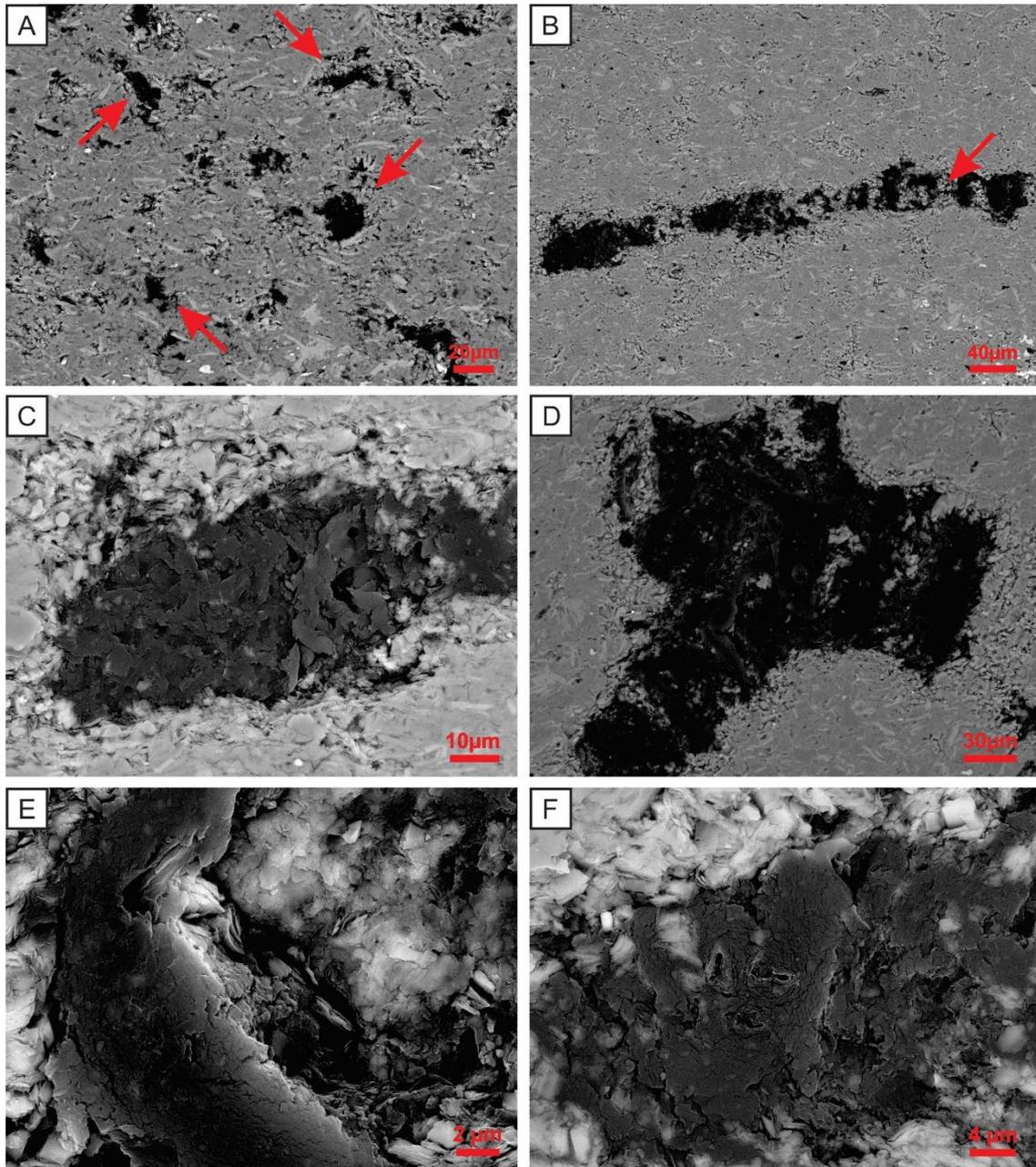
carbonosos indicam condições de deposição predominantemente anaeróbicas no *offshore*, necessárias para sua preservação.

Tabela 4.4 - Classificação do potencial petrolífero de rochas geradoras em função do COT.

Potencial de geração de Hidrocarbonetos	COT(%)
Baixo	0 – 0,5%
Médio	0,5 – 1%
Alto	1,0 – 2,0 %
Muito alto	2.0 – 4,0 %
Excelente	>4,0 %

Fonte: Segundo Peters & Cassa (1994).

Além disso, a matéria orgânica amorfa identificada pode estar relacionada com atividade microbiológica de bactérias metabolizadoras de óxidos de ferro descritas para unidade. Esta biogenicidade foi descrita por Lindenmayer *et al.* (1993a) e Lindenmayer *et al.* (1993b) os quais sugerem a presença de organismos coloniais de células interligadas em cadeias curtas, consideradas cocobactérias da espécie *Siderocapsaceae pribian*, contidas nos siltitos e pelitos carbonosos da sucessão estudada.



4.18 - Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura (MEV), dos principais aspectos morfológicos e texturais da matéria orgânica amorfa. A) Conteúdo orgânico disseminado disposto intersticialmente na matriz dos pelitos e B) na forma semelhante a filamentos; C) e D) Detalhe do material particulado, sem estrutura, muito fino; E) e F) Feições texturais da MOA exibindo aspecto liso e amorfo, levemente flocular.

CAPÍTULO 5 MODELO DEPOSICIONAL E PRECIPITAÇÃO DO Mn

A interpretação vigente para a Formação Águas Claras baseada em afloramentos representaria uma transição vertical de sedimentação dominada por processos de tempestades, maré e fluviais que refletem uma sucessão de raseamento ascendente (*shoaling upward*) produzida pela progradação episódica de um sistema fluvial sobre uma linha de costa e plataforma marinha (Nogueira *et al.* 1995). Porém, a avaliação dos testemunhos forneceu uma história muito mais complexa do que a deposição de um único evento progradante, e a relação de contanto diferente do que fora atribuída aos membros litoestratigráficos.

As associações faciológicas descritas na Sucessão inferior (AF1 e AF2) encontram-se lateral e verticalmente relacionadas, constituindo estratos depositados em plataforma marinha rasa. A AF1 corresponde a depósitos turbidíticos de baixa densidade acumulados na porção mais distal do *offshore*. A AF2 consiste em depósitos de *offshore-transition a shoreface* representados principalmente por arenitos finos, siltitos rosados e siltitos manganésíferos, contendo fácies que indicam fluxos oscilatório e combinado (tempestades), formam ciclos de raseamento ascendente, onde o intervalo manganésífero ocorre na base dos ciclos. O retrabalhamento por ondas reforça a ambiência de plataforma rasa, dentro da zona de *offshore-transition a shoreface* correspondente ao sítio deposicional para a precipitação primária do Mn. O posicionamento estratigráfico dos depósitos de turbiditos (AF1) abaixo dos depósitos influenciados por ondas e tempestades (AF2) corrobora está ambiência para a precipitação de Mn (Figura 5.1A).

A interpretação da maioria dos depósitos manganésíferos pré-cambrianos sugerem um modelo hospedado em rochas sedimentares desenvolvido em ambiente marinho raso próximo a bacias marginais (Roy 1992), onde óxidos-hidróxidos de Mn são precipitados sobre a plataforma acima da interface redox. Um modelo clássico com uma fase carbonática também é reconhecido no registro geológico (Roy 2006), com fácies óxidas e carbonáticas concomitantes, porém a contemporaneidade das diferentes fácies, e se serão espacialmente adjacentes ou isoladas, vai depender da taxa de precipitação de Mn e da circulação lateral da água do mar. No Bloco Carajás, a ocorrência de carbonato de Mn é documentada apenas no testemunho de sondagem MNA-FD005, de quase 330m de espessura (Beisiegel *et al.* 1973, Bernardelli & Beisiegel 1978, Bernardelli 1982), onde estas fácies carbonáticas não foram encontradas ou reconhecidas em afloramentos referentes a Formação Águas Claras, na região de Carajás.

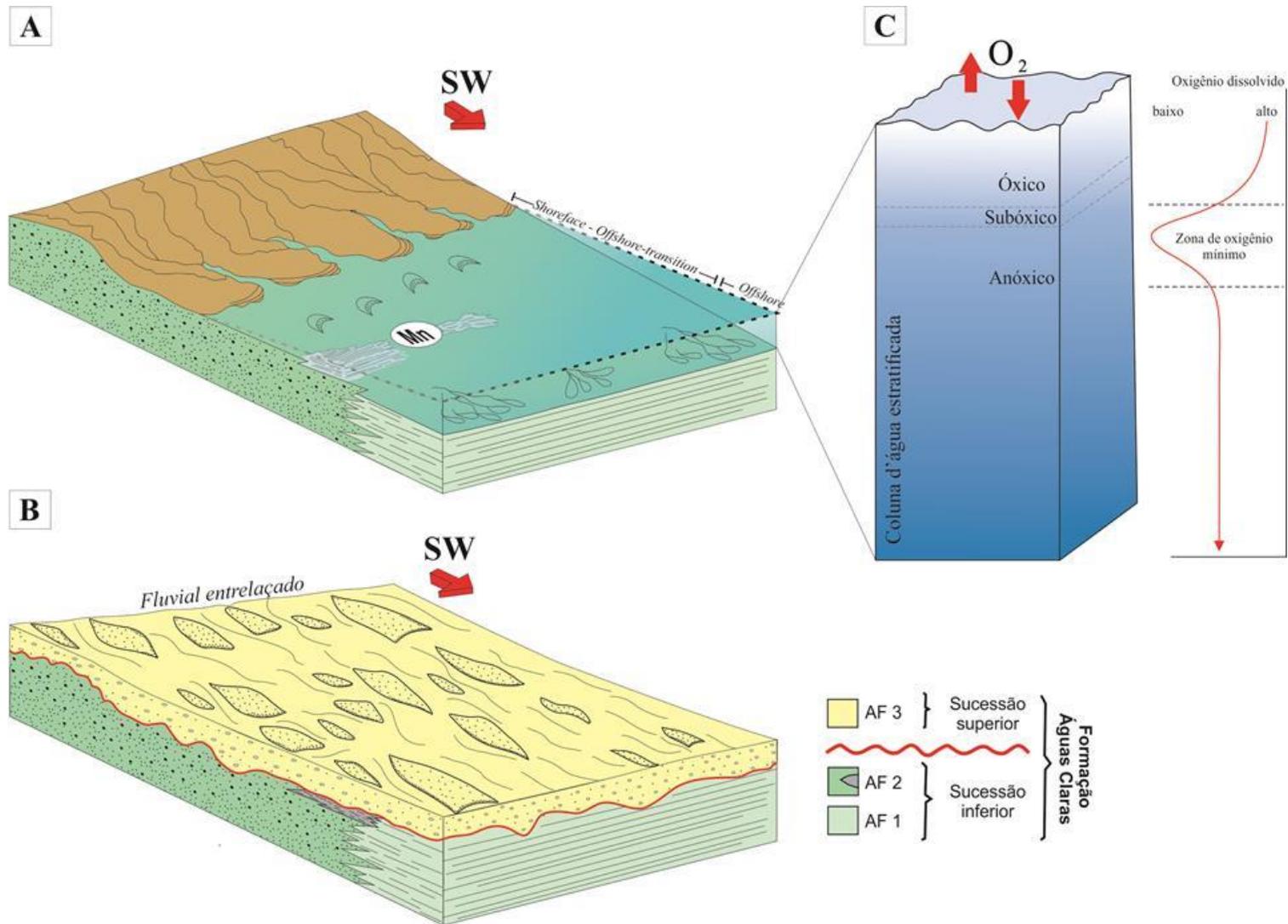


Figura 5.1 - Modelo deposicional da sucessão siliciclástica paleoproterozóica na região da Serra dos Carajás. A) Instalação de ambientes de águas rasas plataformais hospedeiros da deposição de óxidos-hidróxidos de Mn na porção *offshore-transition* a *shoreface*, e concomitante deposição de turbiditos na porção distal (*offshore*) da bacia; B) Após provável período e exposição parcial da plataforma, ocorreu extensiva progradação fluvial (AF3), erodindo parcialmente os depósitos marinhos (AF1 e AF2), caracterizando a superfície erosiva S1 que separa as duas sucessões; C) Desenho esquemático da configuração dos paleoceanos estratificados no Paleoproterozóico, denotando zonas óxicas superficiais, de oxigênio mínimo, e anóxicas mais profundas
 Fonte: C – Baseado em Castro & Huber 2008.

Na sucessão estudada observou-se apenas os óxidos/hidróxidos de manganês intercalados/impregnados aos siltitos. É possível que o modelo mais coerente para deposição primária de Mn na região esteja relacionado à precipitação dominante de óxidos-hidróxidos em plataforma marinha rasa na zona de *offshore-transition* a *shoreface* (AF2), e uma fase carbonática subordinada relacionada à zona de *offshore* (Figura 5.2). Não se descarta a possibilidade de que a mineralização seja, em grande parte, secundária relacionada a fluxos hidrotermais induzido pela movimentação de falhas, causando a concentração dos óxidos-hidróxidos impregnados nos litotipos permeáveis.

Depósitos manganésíferos antigos têm sua gênese intimamente ligada com alterações no nível do mar e a existência de bacias estratificadas no passado (Cannon & Force 1983, Frakes & Bolton 1984, Force & Cannon 1988). Tal fato baseia-se na formação de uma zona de oxigênio mínimo na coluna d'água dos oceanos modernos, e estratificação atual dos mares Negro e Báltico, sua relação na concentração de Mn. Durante um aumento no nível do mar, correspondente a um clima mais quente, ocorre uma diminuição na circulação oceânica e conseqüente decréscimo no fornecimento de oxigênio para partes mais profundas. Transgressão marinha provocada pelo aumento do nível do mar recobre áreas cratônicas de alta produtividade biológica. Degradação de matéria orgânica eleva o consumo de oxigênio, e sua não renovação promove anoxia através da coluna d'água. Apenas uma delgada camada óxica é formada na superfície, oxigenada por interação atmosférica. Por fim, a expansão da zona oxigênio mínimo em direção ao fundo oceânico possibilitou o desenvolvimento de paleoceanos estratificados (Figura 5.1C).

A deposição de manganês em águas marinhas rasas é essencialmente dependente de altas concentrações de Mn dissolvido nas partes anóxicas da bacias estratificadas e a interseção da interface anóxica-óxica com o substrato da plataforma (Roy 1992). O comportamento geoquímico dominante do Mn em soluções aquosas é a forma reduzida Mn^{+2} , relativamente solúvel, facilita sua concentração. A precipitação primária na forma de óxido-hidróxidos se deu através da oxidação de Mn^{+2} concentrados em águas anóxicas dos paleoceanos estratificados (Figura 5.1C e 5.2), onde em momentos de ressurgência essa água transportava os íons dissolvidos em *offshore* para região óxica mais rasa (*offshore-transition* a *shoreface*), onde ao atravessar a interface redox precipitava como finas partículas (*cf.* Holland 1973, Drever 1974, Figura 5.2).

Portanto, condições favoráveis de oxigenação na zona de *offshore-transition* a *shoreface* (AF2) permitiram a ampla precipitação de óxido-hidróxidos acima da interface

redox, simultaneamente a deposição das fácies influenciadas por ondas. Estudos experimentais mostraram que a oxidação do Mn^{+2} produz Mn_3O_4 (hausmannita) e β - $MnOOH$ (manganita, Stumm & Giovanoli 1976), as fases sólidas mais estáveis em ambiente marinho.

A presença dos sulfetos diagenéticos que datam a Sucessão inferior de idade Paleoproterozóica (Fabre *et al.* 2011), tipicamente de ambiente anóxicos, incluso em AF2 pode está relacionada a flutuação da zona de oxigênio mínimo associada a degradação de matéria orgânica, reconhecida em FD-706, o qual pode ocasionar momentos de anoxia em águas rasas e consequente precipitação de piritas (FeS) em interação com H_2S e íons de Fe , ambos oriundos das águas de fundo.

A fase carbonática subordinada na sucessão Águas Claras relaciona-se as condições redutoras e anóxicas do *offshore*. A formação de carbonatos de Mn sedimentar se deu através de reações eo-diagenéticas abaixo da interface redox (Figura 5.2). Íons de Mn^{+2} dissolvidos nas águas profundas de bacias estratificadas reagem com CO_2 originando $MnCO_3$ (rodocrosita, Hein *et al.* 1987, Force & Cannon 1988). O CO_2 essencial para gênese da rodocrosita pode originar-se por oxidação de carbono orgânico juntamente com a redução de sulfatos (SO_4^{-2} ; Jenkyns 1988). O baixo teor de matéria orgânica amorfa nos depósitos de AF1 pode sugerir que uma boa parte possa ter sido utilizada como matéria-prima para gênese de CO_2 , e consequente deposição dos carbonatos de manganês.

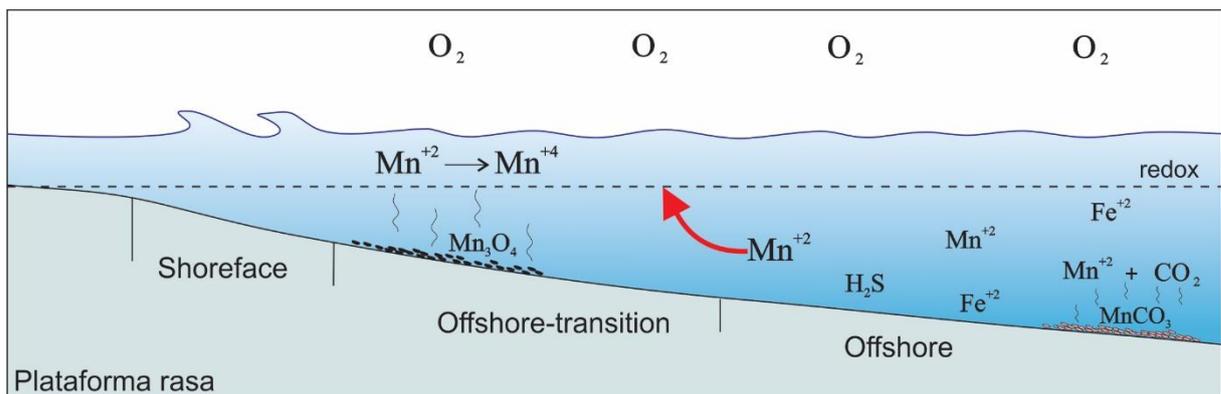


Figura 5.2 - Modelo esquemático para precipitação primária de manganês na forma de óxido-hidróxidos para Mina do Azul. Águas ressurgentes carregam íons de Mn^{+2} concentrados para região mais rasa da bacia, onde por oxidação precipitam óxidos-hidróxidos ao ultrapassar (acima) a interface redox. Eventualmente na parte mais profunda, sobre condições redutoras, carbonato de Mn originam-se por reações eo-diagenéticas abaixo da interface redox.

O Grande Evento de Oxigenação da atmosfera ou GOE (Great Oxidation Event) é uma das mudanças mais significativa da atmosfera e da química dos oceanos na história da Terra (Pufahl & Hiatt 2012). Esse aumento de oxigênio ocorreu entre 2,4 e 2,3 Ga e preparou o cenário para intemperismo químico oxidante do planeta e modificações expressivas na química do oceano, alavancando a evolução do multicelular da vida. Com o aumento do oxigênio a interação da atmosfera com o oceano ampliou a zona óxica dos oceanos favorecendo uma ampla estratificação da coluna d'água que favoreceram a precipitação dos grandes depósitos de Mn do Pré-Cambriano no mundo (Figura 5.3). O intervalo de 2.1-2.0 indicado para a Formação Águas Claras sugere que pelo menos os estágios finais do GOE possam ter influenciado na química do mar Águas Claras e contribuiu a acumulação de Mn (Figura 5.3). Este estudo precisa ser melhor avaliado com o aumento da resolução estratigráfica, dados geoquímicos e geocronológicos dos intervalos desta unidade.

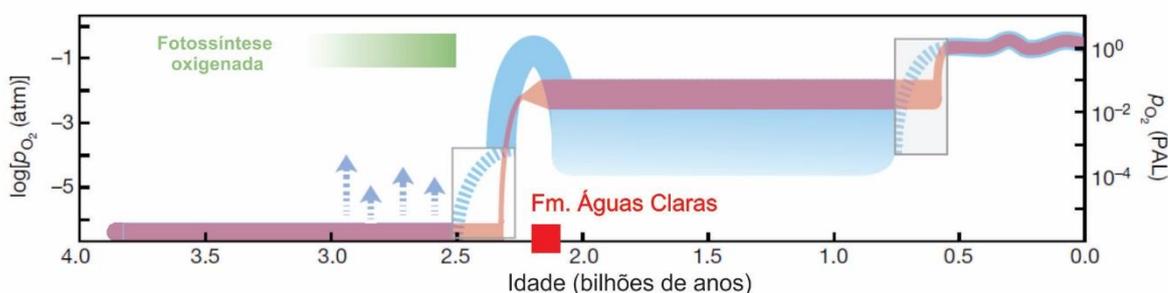


Figura 5.3 - Evolução do oxigênio atmosférico através do tempo.

Fonte: Lyons *et al.* 2014.

Os depósitos plataformais descritos aqui refletem o momento de maior expansão da bacia de Carajás representado pela grande espessura dos depósitos turbidíticos de *offshore* e principalmente pela presença de depósitos de manganês associados a depósitos de tempestades que indicam uma área extensa para sua geração ou *fetch*. Adicionalmente, a presença de depósitos gerados por maré (Nogueira *et al.* 1995) confirma esta ampla conexão oceânica da bacia. Posteriormente, eventos epirogenéticos favoreceram o soergimento da Bacia de Carajás causando a exposição da Sucessão inferior que foi parcialmente erodida, concomitante com o rejuvenescimento da drenagem que propiciou a instalação de um sistema fluvial entrelaçado (Figura 5.1B). Esta extensa planície fluvio-costeira, envolveu a migração de barras transversais, dunas subaquosas e lençóis arenosos (Figura 5.1B). Durante este trato de sistema de mar baixo a plataforma marinha (AF1 e AF2) foi exposta e retrabalhada gerando uma superfície erosiva regional (S1). Esta discordância marca o limite entre os membros inferior e superior da Formação Águas Claras.

CAPÍTULO 6 CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou uma análise faciológica e estratigráfica da sucessão sicliclástica central da Serra dos Carajás por meio de exposições da Mina do Igarapé Azul e a sucessão de 11 testemunhos de sondagem, onde se pode confirmar a Formação Águas Claras como hospedeira do minério de manganês. Foram individualizadas quinze fácies sedimentares, agrupadas em três associações faciológicas: AF1- Lobos turbidíticos distais, AF2 – *Offshore transition a shoreface* e AF3 – Depósitos fluviais.

A sucessão estudada é formada por duas sucessões deposicionais em contato discordante erosivo. A Sucessão inferior corresponde aos depósitos de plataforma marinha que consiste nas associações AF1 – *offshore*, caracterizada por intercalações de arenitos finos com pelitos maciços, formando ciclos granodecrescentes ascendentes de escala centimétrica, interpretados como turbiditos distais de baixa densidade; e AF2 - *offshore-transition a shoreface*, representados por arenitos finos e siltitos manganésíferos maciço e laminados, siltito com laminações cruzadas e onduladas, truncamento de baixo ângulo e laminação *pinch-and-swell* indicando fluxos oscilatório e combinado (tempestades). A Sucessão superior expressa os depósitos fluviais de AF3, compostos por arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares e plano-paralelas, os quais representam a migração de formas de leito durante incisão de canais entrelaçados sobre os depósitos de plataforma marinha.

Mineralogicamente a Sucessão inferior revelou-se ser constituída pelas fases de quartzo (Qz), muscovita (Ms), clorita (Chl), e caulinita (Kln), enquanto a Sucessão superior é representada pelas fases de quartzo (Qz), muscovita (Ms), hematita (Hem) e caulinita (Kln). A ausência de clorita e presença de hematita é o que basicamente difere as sucessões.

Baseando-se nas características petrográficas foi possível a distinção dos litotipos: quartzo-arenitos finos, pelitos e quartzo-arenitos médios a grossos. Quartzo-arenitos finos correspondem aos litotipos das fácies Amp, Apb, Ad, Alc e Alcz. São texturalmente suportadas por grãos terrígenos e cimento micáceo. Apresentam em sua trama textural grãos de areia fina a muito fina, subarredondados a subangulosos, bem selecionados e moderada esfericidade. Pelitos representam os litotipos das fácies Pm e Pl, exibem um arcabouço sustentado predominantemente por matriz argilosa contendo grãos terrígenos dispersos em meio a textura. Os quartzo-arenitos médios a grossos possuem arcabouço suportado por

grãos subarredondados a subangulosos, moderadamente selecionados, de média esfericidade cimentados por quartzo e sericita coexistentes.

É possível que o modelo mais coerente para deposição primária de Mn da Mina do Azul esteja relacionado à precipitação dominante de óxidos-hidróxidos em plataforma marinha rasa na zona de *offshore-transition* a *shoreface* (AF2), e uma fase carbonática subordinada relacionada à zona de *offshore*. O conteúdo de carbono orgânico total (COT) de até 1% dos pelitos carbonosos da AF1 confirma condições de deposição predominantemente anaeróbicas no *offshore*.

A precipitação primária na forma de óxido-hidróxidos se deu através da oxidação de Mn^{+2} concentrados em águas anóxicas dos paleoceanos estratificados, condições favoráveis de oxigenação na zona de *offshore-transition* a *shoreface* (AF2) permitiram a ampla precipitação acima da interface redox, simultaneamente a deposição das fácies influenciadas por ondas. Enquanto a fase carbonática subordinada na sucessão relaciona-se as condições redutoras e anóxicas do *offshore*, no qual os carbonatos de Mn formaram-se através de reações eo-diagenéticas abaixo da interface redox. Posteriormente o Mn foi remobilizado e concentrado em zonas de falhas e litotipos permeáveis.

Ciclos granocrescentes/raseamento ascendentes de escala métrica formados por silito manganesíferos/lâmina de óxido de Mn e silito/arenito com estruturas produzidas por ondas sugerem recorrência da precipitação de Mn durante a deposição da Formação Águas Claras.

Este novo entendimento paleoambiental da Formação Águas Claras, durante o Paleoproterozoico, vem posicionar com maior precisão os depósitos manganesíferos da Mina do Azul no Membro inferior desta unidade.

A datação de 2.1 Ga em piritas diagenéticas de Fabre *et al.* (2011), obtida no testemunho de sondagem FD706 da Mina do Igarapé Azul, ratifica definitivamente a idade Paleoproterozóica para a Formação Águas Claras.

REFERÊNCIAS

- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, v. **104**, p. 187-206, 2000.
- Almeida F.F.M. *et al.* 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, v. **17** (1-2):1-29.
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-cambriana da região Amazônica*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p.
- Anderson W. L., Dyer R. C., Torres D. D. 1974. Ocorrências de manganês na bacia do Rio Itacaiúnas, Centro-leste do Estado do Pará. *In: SBG 28º Congresso Brasileiro de Geologia Anais*. p. 149-164.
- Araújo O. J. B. *et al.* 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In: SBG 7º Congresso Latino Americano de Geologia, Belém. Anais*, v.1, p. 324-338.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N.1991. *Serra dos Carajás: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM,164p.*(Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Arnott R. W. C. 1993. Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Bootlegger member, North-central Montana: evidence of combined-flow sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63** (3): 488-494.
- Babinski M., Chemale, JR., F, Van Schmus W. R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**, p.235–245.
- Barley M.E., Bekker A., Krapez B. 2005. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. *Earth and Planetary Science Letters*, **238**, p.156– 171.
- Barbosa O. *et al.* 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 94p.
- Barros C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. PhD Thesis, Université Henri Poincaré, Nancy, 316p.
- Beisiegel V.R. *et al.* 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3** (4): 215-242.
- Bernadelli A. L. & Beisiegel V. R. 1978. Geologia econômica da jazida de manganês do Azul. *In: SBG 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais*. V.4, p.1431-1444.
- Bernadelli A.L. 1982. Jazida de manganês do Azul. *In: SBG, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais*. p.47-60.

Bouma, A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, Elsevier, 162p.

Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. **53**, p. 23-40.

Cairncross B. & Beukes N. J. 2013. *The Kalahari Manganese Field, the adventure continues*, Struik Nature Ltda, Cape Town, 383p.

Cannon W. F. & Force E. R. 1983. Potential for high-grade shallow-marine manganese deposits in North America. In: Shanks W. C. (ed.). *Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits*. New York, Society of Engineers, American Institute of Mining Metall Petroleum Engineers, p.175-189.

Castro P. & Huber M. 2008. The Ocean Depths. In: Castro P. & Huber M. (ed.). *Marine Biology 7th editon*, New York, McGraw-Hill International Edition, p. 357 – 379.

Cordani U.G. *et al.* 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: 2º Congresso Geológico Chileno, Arica, Chile. *Actas*. v. 4, p.137-148.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K. A. 1984. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, São Paulo, v. **9**, p. 6-11.

Costa J.B.S. *et al.* 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*. Série Ciências da Terra, v. **7**, p. 199-235.

Costa M.L., Fernandez O.J.C., Requelme M.E.R. 2005. Depósito de manganês do Azul, Carajás: Estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: Marini J., Queiroz E.T., Ramos B.W.(eds.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília,DF, DNPM, FINEP, ADIMB, p. 231-333.

Dall’Agnol R. *et al.* 2000. The Precambrian evolution of the amazonian craton: one of the last unknown Precambrian terranes in the world. In: SBG 31º International Geological Congress, Rio de Janeiro. *Abstracts*.: SBG.1 CD-ROM.

Dall’Agnol R. *et al.* 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, v. **80**, p. 101-129.

Dardenne M. A & Schobbenhaus C. 2003. Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas. In: Bizzi L.A. *et al.* (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*, Brasília,DF, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 365-448.

Dasgupta S., Chakraborti S., Sengupta P., Bhattacharya P. K., Banerjee H., Roy S., Fukuoka M. 1991. Manganese-rich minerals of the pumpellyite group from the Precambrian Sausar Group, India. *American Mineral*, **76**, p.241–245.

Davis D. W., Hirdes W., Schaltegger U., Nunoo E. A. 1994. U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research*, v.**67**, p. 89–107.

De Raaf J.F.M., Boersma J.R., Van Gelder A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **4**, p.1-52.

Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). 2010. *Anuário Mineral Brasileiro – Departamento Nacional de Produção Mineral- DNPM.*, Brasília,DF, v.**35**, 871p.

Dias G.S. et al. 1996. Datação de zircões de *sill* de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-PA. In: SBG 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*. p. 376-379.

Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anexo aos anais*. p. 11–59.

Drever J. A. 1974. Geochemical model for the origin of Precambrian banded iron formation. *Geology Society of American Bulletin*, **85**: 1099-1106.

Einsele G.& Seilacher A. (ed.). 1982. *Cyclic and event stratification*. Berlin, Spring Verlag, 536 p.

Epistalié J., Madec M., Tissot B. 1977. In: 9º Offshore Technology Conference 9; Houston, Texas.

Eriksson P. G., Condie K. C., Tirsgaard H., Mueller W. U., Altermann W., Miall A. D., Aspler L. B., Catuneanu O., Chiarenzelli J. R. 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*, **120**(1-4): 5-53.

Fabre S., Nédélec A., Poitrasson F., Strauss H., Thomazo C., Nogueira A. 2011. Iron and sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): Implications for the oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archaean Proterozoic transition. *Chemical Geology*, **289**: 124-139.

Fan D. & Yang P. 1999. Introduction to and classification of manganese deposits of China. *Ore Geology Reviews*, **15**(1): 1-13.

Ferreira Filho C.F. & Danni J.C.1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Carajás. In: SBG 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais*. v. 3, p. 34-47. Belém: SBG-Núcleo Norte

Figueiras A. J. M., Macambira J.B., Villas R. N. N. 1987. Contribuição ao estudo paleoambiental da Formação Rio Fresco na região de Carajás. In: 1º Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-cambriano,Ouro Preto. SBG. *Anais*. p. 17-31.

Figueiras A. J. M. & Villas R. N. N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, estado do Pará. In: SBG 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais*. v.2, p. 832-846.

Folk R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill's Pub.,159p.

Force E. R. & Cannon W. F. 1988. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. *Economy Geology*, v. **83**, p. 93-117.

- Frakes L.A. & Bolton B. R. 1984. Origin of manganese giants: Sea level change and anoxic-oxic history. *Geology*, v. **12**, p. 83-86.
- Gauthier-Lafaye F., Bros R., Stille P. 1996. Pb–Pb isotope systematics on diagenetic clays: an example from Proterozoic black shales of the Franceville basin (Gabon). *Chemical Geology*, 133, p. 243–250.
- Gutzmer J. & Beukes N. J. 1996a. Karst-hosted fresh-water Paleoproterozoic manganese deposits, Postmasburg, South Africa. *Economy Geology*, **91**, p.1435–1454.
- Gutzmer J. & Beukes N. J. 1996b. Mineral paragenesis of the Kalahari manganese field, South Africa. *Ore Geology Reviews*, **11**, p. 405–428.
- Hein J. R., Koski R. A., Yeh H. W. 1987. Chert-hosted manganese deposits in sedimentary sequences of the Franciscan Complex, Diablo Range, California. In: Hein J. R. (ed.). *Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleum*, New York, Van Nostrand Reinhold Co., p. 206-230.
- Hirata W. K. et al. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais*. v. 1, p. 100-110. SBG.
- Holland H. D. 1973. The oceans: A possible source of iron in iron-formation. *Economy Geology*, v. **68**: 1169-1172.
- Jenkyns H. C. 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal Science*, v. **288**:101-151.
- Jones S., McNaughton N. J., Grguric B. 2013. Structural controls and timing of fault-hosted manganese at Woodie-Woodie, East Pilbara, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, **50**: 52–82.
- Johnson J.E., Webb S.M., Ma C., Fisher W. W. 2016. Manganese mineralogy and diagenesis in the sedimentar rock record. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **173**: 210–231.
- Jorge João X. S., Neves A.P., Leal J.W.L. 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. In: SBG 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais*. v. 2, p. 52-62. Belém: SBG–Núcleo Norte
- Killops S.D. & Killops V. J. (ed.). 1994. *An Introduction to Organic Geochemistry*. New York, Longman, Scientific & Technical, 256p.
- Knup P. E. 1971. Reconhecimento geológico na região dos Rios Itacaiúnas e Tocantins, Estado do Pará. In: SBG 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. *Resumos das comunicações*. p. 61-62.
- Liandrat E. 1974. Tentativa de correlação de algumas formações geológicas pré-cambrianas da Amazônia Brasileira com formações similares das Guianas. *Min. Met.*, v. **38** (355):30-36.
- Lindenmayer Z. G., Faccini U., Guimarães Netto. 1993a. Encontrada a mais antiga forma de vida da América. *Revista Unisinos*, **58**, p.16-18.

- Lindenmayer Z. G. *et al.* 1993b. Cocobacterias no Arqueano Superior-Proterozoico inferior da Bacia de Carajás. Estado do Pará. *In: 13° Congresso Brasileiro de Paleontologia, São Leopoldo. Boletim de resumos.* p. 216.
- Long D. G. F. 1978. Proterozoic stream deposits: some problems of recognition and interpretation of ancient sand fluvial systems. *In: Miall A. D. (ed.). Fluvial Sedimentology.* Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, **5**: 313-342.
- Long D. G. F. 2004. Precambrian Rivers. *In: Eriksson P. G., Altermann W., Nelson D. R., Mueller W. U., Catuneanu O. (eds.). The Precambrian Earth: Tempos and Events.* Amsterdam, Elsevier, p.660-663.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature*, **506**: p.307-315.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, v. **7**, p. 263–288.
- Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. *Projetos Serra Norte e Pojuca*, Relatório final. Belém, convênio DNPM/DOCEGEO/UFPA.
- Macambira M.J.B. *et al.* 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. *In: 4° South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short papers.* p. 205-208.
- Macambira M.J.B. *et al.* 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. *In: SBG 42° Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. Resumos.* 1 CD-ROM.
- Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira Arqueano Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? *In: 10° Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho. Anais.* p. 105-108. 1 CD-ROM.
- Machado N., Lindenmayer Z.G., Krogh T.E. 1991. U-Pb Geochronology of archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, v. **49**, p. 329-354.
- Mártires R.A.C. & Santana A.L.(ed.). 2008. *Informe Mineral Pará 2008/2007.* Belém, Departamento Nacional de Produção Mineral, 10 p.
- Martino I. 1986. *The minerals industry of Mexico.* Washington, DC, *International U.S. Bur. Mines.*
- Maxwell C. 1972. *Geology and Ore Deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil.* Washington, DC, United States Government Printing Office.
- Maynard J. B. 2010. The chemistry of manganese ores through time: a signal of increasing diversity of earth-surface environments. *Economy Geology*, **105**: 535–552.

Meireles E.M. *et al.* 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, estado do Pará. *In: SBG 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais.* v. 5, p. 2164-2174.

Miall A. D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Education Course Note Series*, **20**:1-75.

Miall A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.* Nova York, Springer-Verlag, 582p.

Milner C.W.D. 1982. *In: SEPM Short Course 7.* Houston, Texas, Society for Sedimentary Geology.

Monteiro P.C. 2006. *Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico.* MS Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 104p.

Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J., Huhn, S.B. 1996a. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). *In: SBG 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. Resumos expandidos.* v. 6, p. 579-581.

Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Milesi J.P., Lerouge C., Huhn S.B., Macambira M.J. 1996b. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil). *In: SBG 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. Resumos expandidos.* v. 7, p. 321-324.

Mutti E. & Normark W. R. 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems. *In: Weimer P. & Link H. (ed.). Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems.* New York, Springer, p.75–106.

Mutti E., Tinterri R., Remacha E., Mavilla N., Angella S., Fava L. 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *American Association of Petroleum Geologists Course Note*, **39**, p.93.

National Materials Advisory Board . 1981. *Manganese Reserves and Resources of the World and Their Industrial Implications.* Washington, DC, U.S. Department of the Interior.

Nichols G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy.* Oxford, Blackwell, 355p.

Nogueira A. C. R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás-PA.* MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 167p.

Nogueira A. C. R. & Truckenbrodt W. 1994. Evidências de maré e tempestades na Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. *Acta Geológica Leopoldensia*, v. **40**, p.7-30.

Nogueira A. C. R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L., Costa J. B. S. 1992. Estudo faciológico e tectônico de sedimentos pré-cambrianos na região do Igarapé Águas Claras, Serra dos Carajás-PA. *In: SBG 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Boletim de resumos expandidos.* v. 2, p. 443-444.

- Nogueira A. C. R., Truckenbrodt W., Costa J. B. S., Pinheiro R.V.L.1994. Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. *In: SBG 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Boletim de resumos expandidos*. p. 363-364.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L.1995. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra do Carajás: redescricao e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, v. **7**, p. 177-197.
- Peters K.E. & Cassa M. R. 1994. *In: Maggon L. B. & Doe W. G. (ed.). American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **60**, p.93-120
- Pinheiro R.V.L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike slip systems, Amazon, Brazil*. PhD Thesis, University of Durham, England, 408p.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, v. **154**, p. 99-103.
- Pinheiro R.V.L & Holdsworth R.E. 2000.Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, v. **30**(4): 597-606.
- Pinheiro R.V.L. & Nogueira A.C.R. 2003. Carajás: Bacia transtensiva invertida em flor positiva ou segmento de bacia extensional localmente invertida por transpressão? *In: 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. Resumos expandidos*. 1 CD-ROM.
- Pracejus B. & Bolton B. R. 1992. Geochemistry of supergene manganese oxide deposits, Groote Eylandt, Australia. *Economy Geology*, **87**:1310–1335.
- Pufahl P.K. & Hiatt E. E. 2012. Oxygenation of Earth's atmosphere – ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology*, v.**32**, p.1-20.
- Ramos, J.F.F. et al. 1983. Mapeamento geológico. *In: Projeto Parauapebas*. Belém, convênio SUDAM-UFPA-FADESP, 66p.
- Ramos J.F.F., Moura C.A.V., Melo C.V., Pereira J.L., Serique J.S.C.B., Rodrigues R.M. 1984. Uma discussão sobre sequencias sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, Sudeste do Para. *In: SBG 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais*, v.2. p. 862-872.
- Rainbird R. H. 1992. Anatomy of a large-scale braid-plain quartzarenite from Neoproterozoic Shaler group, Victoria Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29** (12): 2537-2550.
- Rego L.F.M. 1933. Notas geográficas e geológicas sobre o Rio Tocantins. *Boletim do Museu Emílio Goeldi da História Natural e Etnologia*, Belém, n. **9**, p. 272-288.
- Ricci P.S.F. et al. 2003. The reanalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. *In: 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. Resumos expandidos*.1 CD-ROM.

- Rodionov S. M., Obolenskiy A. A., Distanov E. G., Badarch G., Dejidmaa G., Duk H. H., Khanchuk A. I., Ogasawara M., Nokleberg W.J., Parfenov L. M. 2004. *Descriptions of Northeast Asia Metallogenic Belts*. United States Geological Survey.
- Roy S. 1992. Environments and processes of manganese deposition. *Economy Geology*, **87**, p.1218–1236.
- Roy S. 2006. Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system. *Earth Science Reviews*, v. **77**, p.273–305.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A. et al. (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, DF: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p.169-226.
- Silva G.G. et al. 1974. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. *Folha SB. 22 - Araguaia e parte da folha SC. 22 - Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 3- 143. (Levantamentos de recursos naturais, 4).
- Siqueira J.B., Rego J.L., Aires Filho B. 2001. Relações entre coberturas siliciclásticas da Formação Rio Fresco e vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia (Carajás / PA). In: SBG 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*. 1 CD ROM.
- Souza Z.S. et al. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Carajás block. In: Symposium of Archean Terranes of the South America Plataform, Brasília. *Extended abstracts*. p. 31-32.
- Stumm W. & Giovanoli R. 1976. On the nature of particulate manganese in simulated lake waters. *Chimia*, v.**30**, p. 423-425.
- Taljaardt J. J. 1982. *Major manganese ore fields, Republic of South Africa*. SAMANCOR, Johannesburg.
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139p.
- Tassinari C.C.G. et al. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G. et al. (ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 41-95.
- Teixeira W. et al. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. **42** (3-4): 213-227.
- Trendall A.F. et al. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. **11** (3): 265-277.
- Tolbert G. E., Santos B. A., Almeida E. B., Ritter J. E. 1968. Recente descoberta de ocorrências de minério de ferro do estado do Pará. *Min. Met*, v.**48**,(288): 253-256.

Urban H., Stribny B., Lippolt H. J. 1992. Iron and manganese deposits of the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economy Geology*, **87**: 1375–1392.

Valarelli J. V., Bernardelli A.L., Beisiegel V.R. 1978. Aspectos genéticos do minério de Manganês do Azul. *In: SBG 30° Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. Anais.v.4*, p. 1670-1979.

Varentsov I. M. & Grasselly G. 1976. Geology and geochemistry of manganese: proceedings. 2° International Symposium on Geology and Geochemistry of Manganese, International Symposium on Geology and Geochemistry of Manganese, Sydney.

Vasques M. L., Rosa-Costa L. T., Silva C. M. G., Klein E. L. 2008. Compartimentação Tectônica. *In: Vasquez M. L & Rosa-Costa L. T. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará Escala 1:1.000.000*. Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 39-112.

Walker R.G. 1985. Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California: a possible channel–levee complex. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. **55**, p. 279–290.

Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G. & James N.P. (ed.). Facies Models: response to sea level change*. Ontario, Canada, Geological Association of Canada.

Walker R.G. 2006. Facies models revisited: Introduction. *In: Posamentier H.W & Walker R.G. (eds). Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, p.1-18.