



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO - 537

**O GRUPO ÁGUAS CLARAS DA SERRA DOS CARAJÁS,
PALEOPROTEROZOICO DO CRÁTON AMAZÔNICO:
FÁCIES, LITOESTRATIGRAFIA E SEQUÊNCIAS
DEPOSICIONAIS**

Dissertação apresentada por:

ROBERTO COSTA ARAÚJO FILHO

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

**BELÉM
2018**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo autor

A658g Araújo Filho, Roberto Costa
O Grupo Águas Claras da Serra dos Carajás, Paleoproterozoico do Cráton Amazônico : fácies,
litoestratigrafia e sequências deposicionais / Roberto Costa Araújo Filho. — 2018
xv, 67 f. : il. Color

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

1. Geologia estratigráfica Pré-cambriano. 2. Carajás, Serra dos (PA). 3. Grupo Águas Claras. 4. Fácies
(Geologia). 5. Sedimentação e depósitos. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient.* II. Título

CDD 552.5098115



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

**O GRUPO ÁGUAS CLARAS DA SERRA DOS CARAJÁS,
PALEOPROTEROZOICO DO CRÁTON AMAZÔNICO:
FÁCIES, LITOESTRATIGRAFIA E SEQUÊNCIAS
DEPOSICIONAIS**

Dissertação apresentada por

ROBERTO COSTA ARAÚJO FILHO

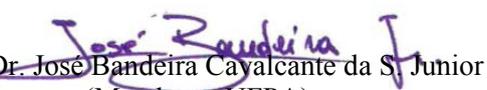
Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: 24 / 09 / 2018

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César R. Nogueira
(Orientador – UFPA)


Dr.^a Lúcia Travassos da Rosa Costa
(Membro – CPRM)


Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da S. Junior
(Membro – UFPA)

À minha sábia e extraordinária mãe, Rosiane.

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições que colaboraram para a realização deste trabalho.

Ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo apoio administrativo e à Universidade Federal do Pará (UFPA) pela estrutura disponível.

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

À empresa Vale S.A., na figura dos geólogos Sérgio Huhn e Fernando Matos, pelo suporte operacional durante a etapa de trabalho em Carajás e por disponibilizar o testemunho de sondagem para a realização desta pesquisa.

Ao Laboratório de laminação da UFPA, na figura da técnica Joelma Lobo, pela atenção durante a preparação das lâminas petrográficas.

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso Nogueira pelos ensinamentos, confiança, paciência e incentivo. Muito obrigado, professor.

Aos amigos da graduação e do PPGG/UFPA, Meireanny Gonçalves, Raíza Santos, Alexandre Castelo, Isabella Miranda, Júnior Moura, Jully Afonso e Camila Fonseca. Obrigado pelas críticas, sugestões e pelos momentos compartilhados.

Ao grande amigo, Geólogo Everson Araújo, pelas sugestões e auxílio com o ArcGis na elaboração dos mapas, além de toda a amizade.

À minha namorada, Geóloga Luana Silva, pelos cuidados, companheirismo, conselhos e paciência. Obrigado por ter feito esta caminhada ao meu lado.

Aos meus pais, Roberto Araújo e Rosiane Araújo, por toda a dedicação e apoio em mais esta etapa de minha vida acadêmica. Aos meus avós, Ofir Moraes e Edite Carvalho, e à minha tia-avó, Ana Carvalho, pelo carinho e por sempre me incentivarem. Eu não teria chegado até aqui sem vocês.

Agradeço em especial ao meu irmão, Msc. Raphael Araújo, pelos ensinamentos, críticas, conselhos e discussões geológicas. Seu caráter e profissionalismo são espelhos para mim. Obrigado por tudo.

Enfim, agradeço a todas as pessoas que cooperaram de alguma maneira para a realização desta dissertação.

“Nunca perca a fé na humanidade, pois ela é como um oceano.
Só porque existem algumas gotas de água suja nele,
não quer dizer que ele esteja sujo por completo”

Mahatma Gandhi

RESUMO

A sucessão Águas Claras constitui uma unidade siliciclástica com aproximadamente 800 m de espessura pertencente à Bacia de Carajás. A avaliação do testemunho de sondagem ALV8-FD06 da Serra dos Carajás revelou um empilhamento complexo para esta sucessão, constituída por quatro unidades denominadas aqui de formações A, B, C e D. A análise de fácies permitiu a identificação de nove litofácies, agrupadas em três associações de fácies (AF), representativas de sistemas fluviais tipo *braided*, marinho e deltaico. A AF1 - planície fluvial *braided* - é constituída por conglomerados com acamamento maciço e estratificação cruzada incipiente, arenitos finos a grossos com acamamento maciço, laminação cruzada e estratificações cruzadas tabular e acanalada, organizados em ciclos métricos granodecrescentes ascendentes. A AF2 - *foreshore/shoreface* - compreende pacotes de arenitos finos a médios com laminação cruzada de baixo ângulo, laminação plano-paralela e acamamento maciço. A AF3 - frente deltaica - inclui arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal, laminação cruzada e acamamento maciço, dispostos em ciclos com tendência granocrescente ascendente. A Formação A é constituída por depósitos fluviais *braided* da AF1 intercalados com tufos grossos, que indicam eventos de vulcanismo subaéreo adjacentes ao sistema fluvial durante trato de sistemas de mar baixo. A Formação B é composta exclusivamente por depósitos fluviais *braided* da AF1 desenvolvidos em trato de sistemas de mar baixo. A Formação C compreende depósitos de ambientes costeiros/marinhos de *foreshore/shoreface* da AF2 acumulados durante trato de sistemas transgressivo. Esta unidade inclui também estratos hospedeiros de mineralização de manganês primário. A Formação D é constituída predominantemente por depósitos fluviais *braided* da AF1 e subordinadamente por pacotes deltaicos da AF3, desenvolvidos em trato de sistemas de mar baixo. Os arenitos de ambas as formações foram classificados como quartzarenitos parcialmente alterados por hidrotermalismo, que se expressa principalmente pela cloritização recorrente ao longo da sucessão. O empilhamento estratigráfico da unidade sugere uma sedimentação com tendência progradante-retrogradante-progradante. Esta sedimentação está relacionada com prováveis eventos de subsidência tectônica (inicial) e flexural, responsáveis por gerar o espaço de acomodação e desenvolver os sistemas deposicionais. As formações do Grupo Águas Claras estão inseridas em três sequências deposicionais de terceira ordem, compostas por diferentes tratos de sistemas que refletem flutuações do nível do mar Águas Claras durante o Paleoproterozoico da Bacia de Carajás.

Palavras-chave: Grupo Águas Claras. Sistema fluvial. Sistema marinho. Paleoproterozoico. Serra dos Carajás.

ABSTRACT

The Águas Claras succession constitutes a siliciclastic unit with 800 m thick approximately which occurs in the Carajás Basin, Northern Brazil. The evaluation of FD06 drill core of Serra dos Carajás revealed a complex stacking for this succession, compound by four units denominated here of A, B, C and D formations. The facies analysis allowed the identification of nine lithofacies grouped in three facies associations (FA), representative of braided fluvial, marine and deltaic depositional systems. FA1 - braided river plain - consists of conglomerates with massive bedding and incipient cross stratification, as well as fine to coarse-grained sandstone with massive bedding, cross lamination, tabular and trough cross stratifications organized in metric fining upward cycles. FA2 - foreshore/shoreface - comprises deposits constituted by fine to medium-grained sandstone with low angle cross lamination, plane-parallel lamination and massive bedding. FA3 - delta front - includes fine to medium-grained sandstone with sigmoidal cross bedding, cross lamination and massive bedding organized in cycles with coarsening upward tendency. The Formation A constitutes a braided fluvial AF1 deposits interbedded with coarse tuff levels that indicate subaerial volcanic events adjacent to fluvial system during lowstand systems tract. The Formation B is composed exclusively by braided fluvial AF1 deposits developed in lowstand systems tract. The Formation C comprises coastal deposits and marine environments of the AF2 foreshore/shoreface accumulated during transgressive systems tract. This unit also includes host strata of primary manganese mineralization. The Formation D is composed predominantly by braided AF1 fluvial deposits and subordinately by deltaic AF3 packages, developed in lowstand systems tract. The sandstones of these formations were classified as quartz-arenites partially altered by hydrothermalism, indicated mainly by recurrent chloritization throughout the succession. The stratigraphic stacking of the unit suggests a sedimentation with progradational-retrogradational-progradational tendency. This sedimentation is likely related to events of thermal (initial) and flexural subsidence, responsible for to generate the accommodation space and to develop the depositional systems. The formations of the Águas Claras Group are inserted in three third order depositional sequences, composed by different systems tracts that reflect Águas Claras sea level fluctuations during of Paleoproterozoic of the Carajás Basin.

Keywords: Águas Claras Group. Fluvial system. Marine system. Paleoproterozoic. Serra dos Carajás.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa simplificado de geologia e localização da Bacia de Carajás e áreas adjacentes, porção norte da Província Carajás e sudeste do Cráton Amazônico. Notar furo ALV8-FD06 obtido do noroeste da Serra dos Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008b). 2
- Figura 2 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, de acordo com: a) Tassinari & Macambira (2004) e idades atualizadas conforme Cordani *et al.* (2009) e b) Santos *et al.* (2006). 7
- Figura 3 - Mapa geológico simplificado da Província Carajás subdividida em Domínio Carajás (Bacia de Carajás e Subdomínio de Transição) e Domínio Rio Maria. Modificado de Vasquez *et al.* (2008b). 8
- Figura 4 - Região da Serra dos Carajás. a) Mapa geológico simplificado. b) Coluna estratigráfica da área. Modificado de Pinheiro & Holdsworth (1997). 13
- Figura 5 - Continente Atlântica originado em aproximadamente 2 Ga. Cráton Amazônico: Escudo das Guianas (GU) e Escudo Brasil Central (BR). Representação no mapa do Pangea (Eriksson *et al.* 2012, modificado de Rogers 1996, Rogers & Santosh 2009). 18
- Figura 6 - Mapa geológico simplificado da Bacia de Carajás e áreas adjacentes. a) Região de Carajás no sudeste do Cráton Amazônico, norte do continente sul-americano. b) Localização do furo ALV8-FD06, a noroeste da Serra dos Carajás. c) Estratigrafia proposta para a Bacia de Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008b). 21
- Figura 7 - Perfil litoestratigráfico do testemunho de sondagem ALV8-FD06 com os diferentes litotipos, estruturas, associações de fácies e unidades interpretadas. A maior profundidade indica a base estratigráfica. 27

Figura 8 - Aspectos petrográficos dos litotipos descritos para o Grupo Águas Claras. a) e b) Textura principal do arcabouço dos quartzarenitos formados por grãos detríticos de quartzo (Qtz), que ocorrem rodeados por clorita (Chl), sericita (Ser) e minerais opacos (Op) de provável origem hidrotermal. c) e d) Detalhe de quartzarenito fortemente compactado com predominância de contatos côncavo-convexos e suturados (círculos). Chl e Ser ocorrem segregadas e em finas lamelas nos interstícios dos grãos (setas brancas). Notar grãos de Qtz com bordas angulosas (setas amarelas) resultantes da ação de fluidos hidrotermais de alta temperatura enriquecidos em clorita. e) e f) Litofácies tufo grosso soldado com textura eutaxítica de aspecto fluidal, preservada e ressaltada pela orientação de Chl, Ser, Op, cristaloclastos de quartzo (C) e litoclastos (Lt), que em conjunto formam superfícies sinuosas (linhas tracejadas). Nicóis paralelos em a, c e e. Nicóis cruzados em b, d e f..... 30

Figura 9 - Fácies sedimentares identificadas no furo ALV8-FD06 para a Formação A. a) Contato discordante (D1) entre rocha máfica cloritizada da Sequência Paleovulcânica Superior e arenito/conglomerado da fácies ACt da AF1. b) e c) Conglomerados apresentando acamamento maciço e estratificação cruzada incipiente da fácies Cm. Círculos destacam pirita disseminada. d) Fácies Cm com grânulos e seixos de quartzo e matriz de areia média a grossa. Círculo destaca pirita disseminada. e) Arenito/conglomerado com estratificação cruzada tabular da fácies ACt, dominante nesta unidade. f) e g) Arenitos maciços da fácies Am. h) Fragmentos provavelmente de rocha vulcânica (círculos) que ocorrem pontualmente na fácies Am. i) e j) Tufos grossos da litofácies Tg densamente soldados, com evidente foliação de fluxo piroclástico (linha tracejada). Notar fragmentos de púmices cloritizados, alinhados e achatados (P), separados por matriz fina com cristaloclastos dispersos (C)..... 37

Figura 10 - Fácies sedimentares identificadas no furo ALV8-FD06 para a Formação B. a) Conglomerado maciço com seixos de quartzo e matriz de areia média a grossa da fácies Cm da base da unidade. b) Fácies Cm com superfície erosiva (linha tracejada) formada por possível aumento na descarga fluvial. c) e d) Arenitos grossos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular da fácies ACt. Círculos indicam pirita disseminada. e) e f) Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular da fácies At. Vênula de quartzo trunca a estratificação (seta). g) e h) Arenitos com acamamento maciço da fácies Am com fina camada da fácies conglomerado maciço intercalada (linha tracejada). i) e j) Arenitos finos a médios com laminação cruzada da fácies Alc.38

Figura 11 - Fácies sedimentares identificadas no furo ALV8-FD06 para a Formação C. a) e b) Arenitos finos maciços da fácies Am. c) Camadas de arenitos finos a grossos da fácies Am em centimétricos ciclos granodecrescentes ascendentes (setas). Círculos destacam pirita disseminada. d) Arenito com laminação plano-paralela (linhas tracejadas) da fácies Ap. e), f), g) e h) Arenitos com laminação cruzada de baixo ângulo da fácies Ab, predominantes nesta unidade. Observar a inflexão nos ângulos das laminações cruzadas (linhas tracejadas), que indicam mudanças nas condições de energia dos fluxos trativos em zonas costeiras. Vênulas de quartzo truncam as laminações (setas).....40

Figura 12 - Fácies sedimentares identificadas no furo ALV8-FD06 para a Formação D. AF1- Planície fluvial *braided*: a) Conglomerado maciço com seixos de quartzo e sílex e matriz de areia grossa da fácies Cm. Círculos destacam pirita disseminada. b) Arenito/conglomerado com estratificação cruzada tabular da fácies ACt. C) Arenito maciço com porção conglomerática da fácies Am. d) Arenito com estratificação cruzada acanalada da fácies Aa. e) Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular da fácies At. AF3- Frente deltaica: f) Arenito fino a médio maciço da fácies Am. g) Arenito com laminação cruzada da fácies Alc. h) e h') Arenito com estratificação cruzada sigmoidal da fácies As, predominante na AF3.41

Figura 13 - Modelos paleoambientais propostos para as unidades do Grupo Águas Claras. A variação eustática do nível relativo do mar define diferentes tratos de sistemas. Notar que as sequências deposicionais ocorrem limitadas pelas discordâncias D1, D2 e D3 indicadas dentro de cada bloco diagrama, assim como as diferentes associações de fácies interpretadas (AF1, AF2 e AF3).44

- Figura 14 - Correlação estratigráfica entre depósitos do Grupo Águas Claras balizada pela discordância erosiva regional D3 que separa estratos de sistemas costeiros/marinhos plataformais da Formação C, sobrepostos por depósitos de sistema fluvial *braided* da Formação D. Mapa exhibe a localização dos testemunhos de sondagem e afloramentos na Serra dos Carajás.49
- Figura 15 - Sumário estratigráfico e paleoambiental do Grupo Águas Claras com base na avaliação do testemunho de sondagem ALV8-FD06 e de trabalhos realizados na unidade na região da Serra dos Carajás. Abreviações: LS, limite de sequência; ST, superfície transgressiva.50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais categorias e denominações atribuídas aos depósitos da Formação Águas Claras.....	14
Tabela 2 - Idades obtidas para a sucessão Águas Claras. As idades de arenitos e metarenitos representam a idade mais jovem dentro da população de zircão detrítico, enquanto que a datação de gabros representa a idade de cristalização.	24
Tabela 3 - Sumário de fácies e processos interpretados para o Grupo Águas Claras.....	28
Tabela 4 - Associações de fácies interpretadas para o Grupo Águas Claras.	29
Tabela 5- Sumário das principais características sedimentológicas e estratigráficas das formações do Grupo Águas Claras.....	36

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xiii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	3
CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA.....	4
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA	4
CAPÍTULO 3 GEOLOGIA REGIONAL	6
3.1 A PROVÍNCIA CARAJÁS NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO	6
3.2 DOMÍNIO RIO MARIA.....	8
3.3 DOMÍNIO CARAJÁS	10
3.4 A FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS	13
3.5 PALEOPROTEROZOICO: ASPECTOS GERAIS E PALEOGEOGRÁFICOS	16
CAPÍTULO 4 Artigo: ESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL DO GRUPO ÁGUAS CLARAS, PALEOPROTEROZOICO DA BACIA DE CARAJÁS, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO	19
4.1 INTRODUÇÃO.....	20
4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	21
4.2.1 A Bacia de Carajás	21
4.2.2 A sucessão Águas Claras	22
4.3 MATERIAIS E MÉTODOS	24
4.4 RESULTADOS	25
4.4.1 Aspectos gerais	25
4.4.2 Associação de fácies (AF)	31
4.4.2.1 Planície fluvial braided (AF1)	31

4.4.2.2 Foreshore/shoreface (AF2)	32
4.4.2.3 Frente deltaica (AF3)	33
4.4.3 Unidades do Grupo Águas Claras	34
4.4.3.1 Formação A	35
4.4.3.2 Formação B	35
4.4.3.3 Formação C	39
4.4.3.4 Formação D	39
4.4.4 Sequências deposicionais e reconstituição paleoambiental	41
4.4.4.1 Sequência deposicional 1	42
4.4.4.2 Sequência deposicional 2	42
4.4.4.3 Sequência deposicional 3	43
4.5 DISCUSSÕES	45
4.6 CONCLUSÕES	50
CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES	52
REFERÊNCIAS	54

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

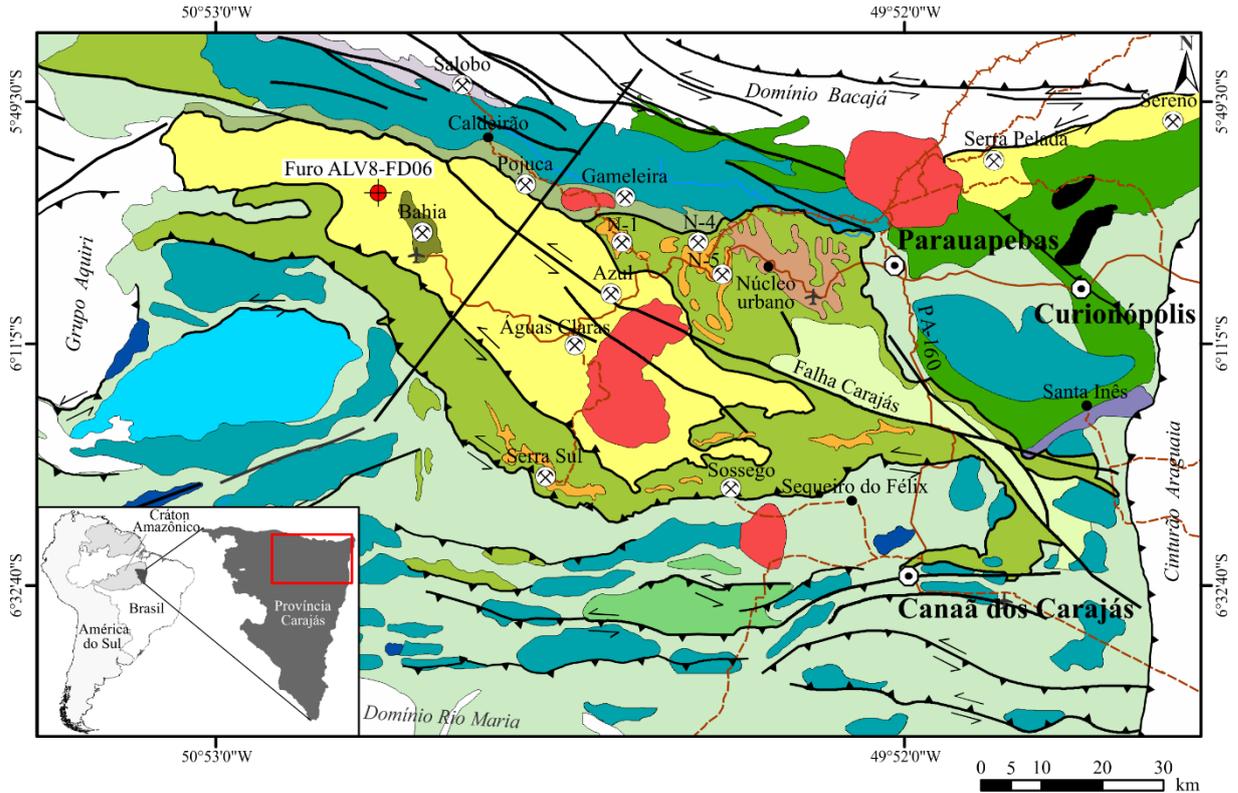
1.1 APRESENTAÇÃO

Rochas sedimentares do Arqueano-Paleoproterozoico ocorrem bem preservadas na região da Serra dos Carajás, porção central da Bacia de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico (Figura 1). A Bacia de Carajás é composta predominantemente por rochas metavulcanossedimentares pertencentes aos grupos Grão-Pará e Igarapé Bahia e às formações Águas Claras e Gorotire, que embora sejam reconhecidas como unidades litoestratigráficas, apresentam histórias deposicionais ainda pouco compreendidas.

A unidade sedimentar Águas Claras (Araújo *et al.* 1988) é constituída por espessos pacotes de pelitos, arenitos e conglomerados que recobrem em discordância depósitos siliciclásticos do Grupo Igarapé Bahia e depósitos de formação ferrífera (BIF) e rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará. A unidade é considerada historicamente como de idade arqueana (Dias *et al.* 1996, Mougeot *et al.* 1996, Trendall *et al.* 1998), entretanto, dados baseados em isótopos estáveis de enxofre de MIF (*mass-independent fractionation*) sugerem uma idade mais jovem, do Paleoproterozoico (Fabre *et al.* 2011, Mougeot 1996). O seu ambiente deposicional tem sido interpretado como costeiro/marinho a fluvial, influenciado por maré e tempestade (Araújo & Maia 1991, Nogueira *et al.* 1995).

A densa cobertura vegetal da região, tectonismo, metamorfismo-hidrotermalismo e intemperismo não permitem uma observação contínua da unidade e permanecem dúvidas acerca de sua posição estratigráfica, continuidade lateral e gênese deposicional. Considerando os poucos afloramentos naturais e a possibilidade restrita de observação nas frentes de lavra, a descrição de testemunhos de sondagem representa a ferramenta mais adequada para a investigação paleoambiental e estratigráfica da sucessão Águas Claras.

Neste sentido, este trabalho de mestrado apresenta os resultados obtidos a partir da descrição detalhada do testemunho de sondagem ALV8-FD06. O estudo baseado em análise de fácies sedimentares e o reconhecimento de superfícies estratigráficas regionais revelou um empilhamento complexo para esta sucessão, constituída por diferentes unidades e sequências deposicionais, ligadas a uma sedimentação predominantemente continental e subordinadamente marinha, com eventuais atividades vulcânicas no início do Paleoproterozoico da Bacia de Carajás.



Cenozoico

Cobertura laterítica

Paleoproterozoico

Formação Gorotire

Granitos tipo A (1,88 Ga)
Suíte intrusiva Serra dos Carajás

Formação Águas Claras

Suíte Intrusiva Cateté

Neoarqueano

Gabro Santa Inês

Complexo Luanga

Granitos
(2,76 a 2,74 Ga)

Neoarqueano

Grupo Rio Novo

Grupo Igarapé Bahia

Grupo Grão-Pará
Formação Carajás

Grupo Grão-Pará
Formação Parauapebas

Grupo Igarapé Pojuca

Grupo Igarapé Salobo

Mesoarqueano

Complexo Xingu

Diopsísio Norito Pium

Ortogramulito Chicrim-Cateté

Convenções

— Contato geológico

— Falha ou Fratura

↔ Falha ou zona de cisalhamento transpressional

↔ Falha ou zona de cisalhamento transcorrente

↔ Falha inversa ou de empurrão

● Furo ALV8-FD06

✈ Aeroporto

⊗ Mina

⊙ Sede Municipal

● Localidade

+++ Estrada de Ferro Carajás

--- Estradas e rodovias

Figura 1 - Mapa simplificado de geologia e localização da Bacia de Carajás e áreas adjacentes, porção norte da Província Carajás e sudeste do Cráton Amazônico. Notar furo ALV8-FD06 obtido do noroeste da Serra dos Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008b).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação foi definir as unidades e seqüências deposicionais do Grupo Águas Claras na região da Serra dos Carajás, Paleoproterozoico da Bacia de Carajás. Os objetivos específicos foram: revisar e reorganizar a estratigrafia da sucessão Águas Claras; identificar as superfícies-chave e suas inferências deposicionais; e elaborar um modelo deposicional para a unidade.

1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação está organizada em cinco capítulos. O Capítulo 1 discorre sobre a introdução, em que é apresentada a problemática, a localização da área de estudo e os objetivos do trabalho. O Capítulo 2 trata dos métodos utilizados. O Capítulo 3 aborda a geologia da Província Carajás, com destaque para os depósitos da Formação Águas Claras e também é incluído um tópico sobre aspectos gerais do Paleoproterozoico. O Capítulo 4 inclui textos de um artigo científico a ser submetido, que destaca a definição das formações e sequências deposicionais do Grupo Águas Claras com base na análise de fácies e estratigráfica. O Capítulo 5 se refere às conclusões desta dissertação.

CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA

A avaliação estratigráfica da sucessão Águas Claras envolveu o estudo de um testemunho de sondagem com cerca de 1 km de profundidade denominado de ALV8-FD06 ou “furo histórico”, obtido da região noroeste da Serra dos Carajás e cedido para esta pesquisa pela mineradora Vale. Este testemunho apresenta litotipos com excelente preservação das estruturas primárias sedimentares e vulcanoclásticas, bem como compreende unidades com associações litológicas de gêneses distintas, separadas entre si por superfícies de descontinuidade e que podem ser utilizadas para correlações estratigráficas. Os depósitos Águas Claras abrangem cerca de 800 m deste testemunho, o que representa um dos principais registros conhecidos da unidade na região de Carajás. A descrição do testemunho foi realizada no sentido da última caixa (maior profundidade) para a primeira (menor profundidade) para garantir o correto empilhamento dos depósitos no perfil estratigráfico elaborado e auxiliar em interpretações mais precisas.

O estudo envolveu a análise de fácies sedimentares seguindo a técnica proposta por Walker (1992, 2006). Segundo esta metodologia, a reconstituição paleoambiental de uma unidade sedimentar deve ser realizada a partir da caracterização detalhada das fácies sedimentares, compreensão de seus processos deposicionais e associação de fácies, que significam um conjunto de fácies relacionadas geneticamente e que refletem diferentes ambientes e sistemas deposicionais. As fácies são representadas por siglas em que a primeira letra maiúscula indica a litologia principal e a seguinte letra minúscula indica a principal estrutura sedimentar, seguindo a metodologia de código de fácies desenvolvido por Miall (1977). As superfícies-chave da sucessão de estudo foram identificadas e interpretadas as suas inferências deposicionais a partir de definições da estratigrafia de sequências (Catuneanu 2006 Catuneanu *et al.* 2009, Posamentier & Vail 1988, Vail *et al.* 1977).

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A Análise petrográfica foi utilizada com a finalidade detalhar a descrição das fácies sedimentares, avaliando a influência de processos pós-deposicionais diagenéticos e/ou hidrotermais (Kahn 1956, Tucker 2001). As seções delgadas dos arenitos foram confeccionadas de amostras coletadas de acordo com a variação faciológica observada e o respectivo nível

estratigráfico. A classificação dos arenitos seguiu a proposta de Folk (1974), enquanto que a classificação das rochas vulcanoclásticas seguiu as proposições de Fisher & Schmincke (1984) e McPhie *et al.* (1993). As fotomicrografias das principais feições e relações entre os constituintes dos arenitos foram obtidas em microscópio petrográfico LEICA DM 2700 P com câmera acoplada LEICA MC 170 HD do Laboratório de petrografia sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) da Universidade Federal do Pará.

CAPÍTULO 3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 A PROVÍNCIA CARAJÁS NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

A região da Serra dos Carajás (Figura 1) está inserida no contexto geológico da porção oriental do Cráton Amazônico, que representa uma extensa placa litosférica continental pré-cambriana, inserida na Plataforma Sul-Americana, e se estende do norte do Brasil para países vizinhos (Guiana Francesa, Suriname, Guiana, Venezuela, Colômbia e Bolívia) com área aproximada de 4.500.000 km² (Coutinho 2008, Tassinari *et al.* 2000). O Cráton Amazônico é formado pelo Escudo das Guianas, ao norte, e Escudo Brasil Central ou Guaporé ao sul das bacias do Amazonas e Solimões. A evolução deste cráton é admitida como resultado de acreção de cinturões móveis no Paleo e Mesoproterozoico (em torno de 2,2 a 1,95 Ga) em volta de um protocráton mais antigo estabilizado no final do Arqueano e que se manteve relativamente estável tectonicamente desde 1,0 Ga (Brito Neves & Cordani 1991, Santos *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 2004, Tassinari *et al.* 1996, 2000.).

Várias propostas de compartimentação tectônica e de revisões posteriores foram apresentadas para o Cráton Amazônico, o que tem contribuído progressivamente para o entendimento de sua evolução pré-cambriana (Cordani & Teixeira 2007, Cordani *et al.* 1979, Santos 2003, Santos *et al.* 2000, Tassinari *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 1989). Existem duas principais propostas de compartimentação vigentes, com base sobretudo em padrões geocronológicos, associações litológicas, *trends* estruturais, assinaturas geofísicas e evoluções geodinâmicas distintas. A primeira delas subdivide este cráton em seis províncias geocronológicas (Cordani *et al.* 2009, Tassinari & Macambira 1999, 2004), são elas: Amazônia Central (>2,6 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,05 Ga), Ventuari-Tapajós (1,98-1,81 Ga), Rio-Negro-Juruema (1,78-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,30 Ga) e Sunsás (1,28-0,95 Ga) (Figura 2a). A outra proposta reconhece a existência de sete províncias tectônicas ou geocronológicas no referido cráton (Santos 2003, Santos *et al.* 2006), a saber: Carajás (3,0-2,5 Ga), Amazônia Central (supostamente arqueana), Transamazonas (2,26-2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga), Rio Negro (1,82-1,52 Ga), Rondônia-Juruema (1,82-1,54 Ga), e Sunsás e K'Mudku (1,45-1,10 Ga) (Figura 2b).

A Província Carajás (PC) localizada no sudeste do Cráton Amazônico é considerada a principal província mineral do Brasil e compreende expressivos depósitos de ferro, cobre, ouro, manganês, EGP, níquel, molibdênio e outros metais, compondo uma das maiores concentrações

de minério do mundo (Docegeo, 1988, Galarza & Macambira 2002, Grainger *et al.* 2008, Machado *et al.* 1991, Tolbert *et al.* 1971). A PC é limitada ao leste pelo Cinturão Araguaia, ao norte pelo Domínio Bacajá da Província Transamazonas ou Maroni-Itacaiúnas, ao sul pelo Domínio Santana do Araguaia e ao oeste por rochas vulcano-plutônicas e sedimentares do Domínio Iriri-Xingu (Vasquez *et al.* 2008a).

A gênese e evolução tectônica da PC ainda é muito discutida entre os pesquisadores, sobretudo pela sua complexidade que envolve o registro de diferentes eventos magmáticos, deformacionais, sedimentares e hidrotermais principalmente entre o Mesoarqueano e o Paleoproterozoico. A PC pode ser dividida em dois grandes domínios tectônicos a partir de diferenças nas associações litológicas e ambientes tectônicos, assim como nas idades das sequências metavulcanossedimentares e de eventos magmáticos e deformacionais, são eles: Domínio ou Bloco Carajás, ao norte, marcado por crosta continental predominantemente neoarqueana e sequências metavulcanossedimentares; e Domínio Rio Maria, ao sul, caracterizado por crosta juvenil mesoarqueana e sequências de *greenstone belts* e granitoides tipo TTG (Almeida, 2010, Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008b) (Figura 3).

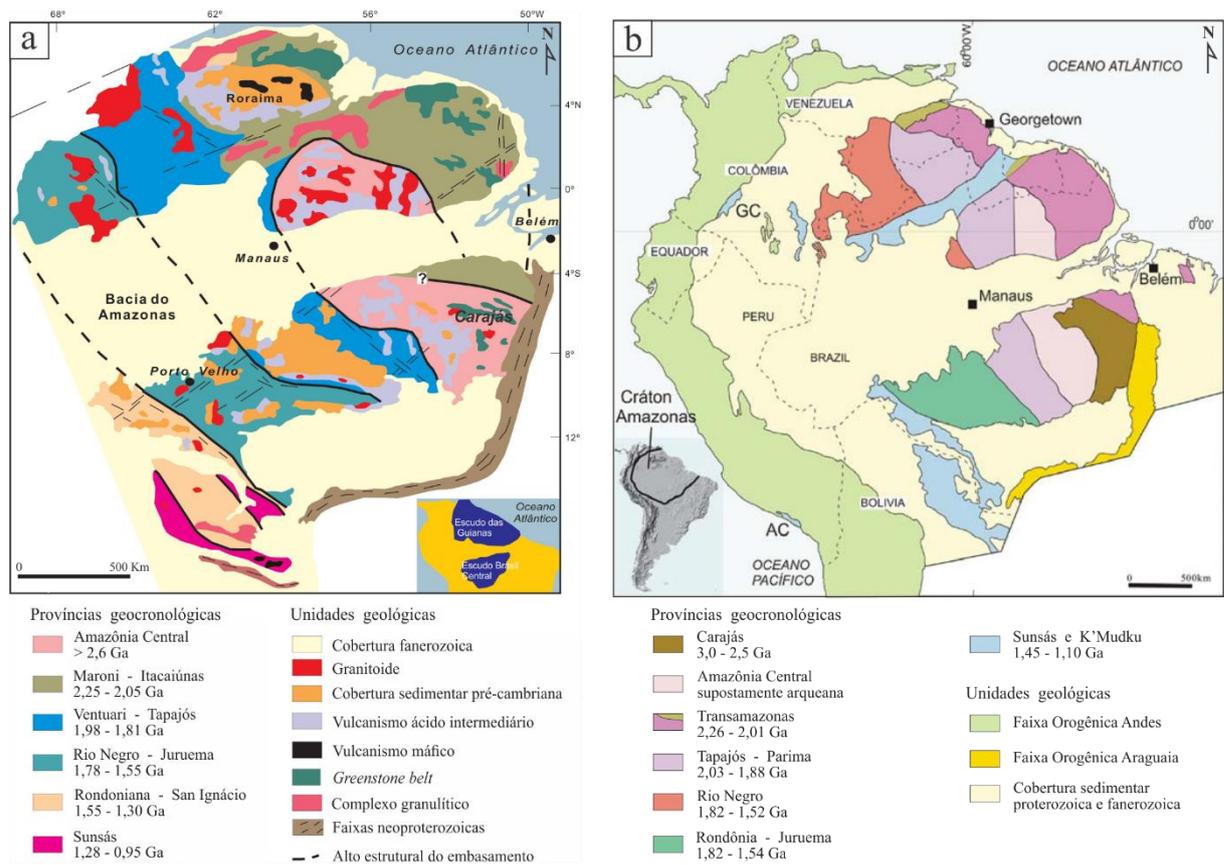


Figura 2 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, de acordo com: a) Tassinari & Macambira (2004) e idades atualizadas conforme Cordani *et al.* (2009) e b) Santos *et al.* (2006).

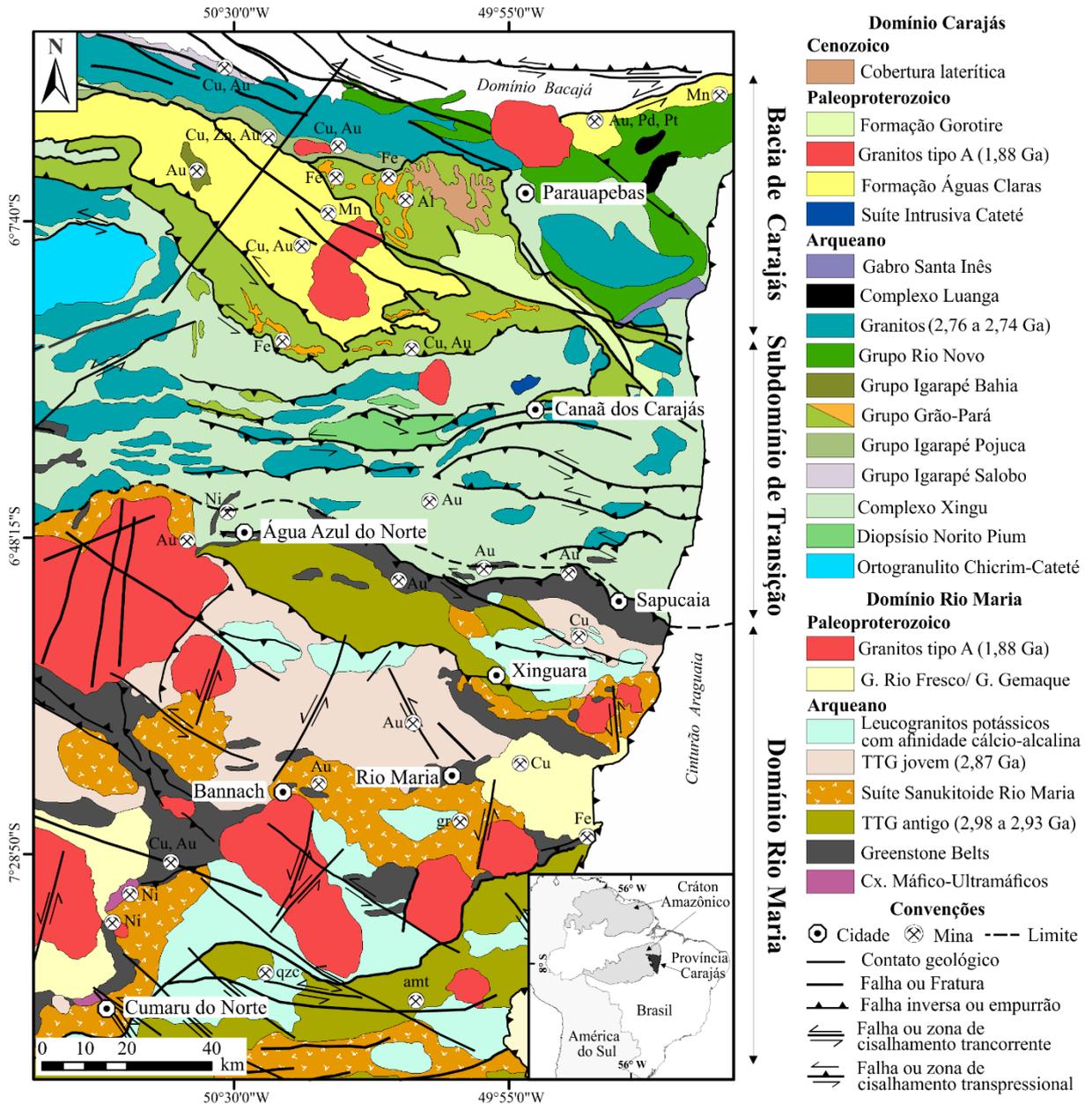


Figura 3 - Mapa geológico simplificado da Província Carajás subdividida em Domínio Carajás (Bacia de Carajás e Subdomínio de Transição) e Domínio Rio Maria. Modificado de Vasquez *et al.* (2008b).

3.2 DOMÍNIO RIO MARIA

O Domínio Rio Maria, denominado também de Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Huhn *et al.* 1988), corresponde a um núcleo mesoarqueano bem preservado com as rochas mais antigas conhecidas do Cráton Amazônico. É composto por *greenstone belts*, complexos máfico-ultramáficos, grupos granitoides (associações TTGs, associações sanukitóides e leucogranitoides de afinidade cálcio-alcalina) e ortognaisses tipo TTG, cobertos por rochas sedimentares e cortados por granitos, diques félsicos e máficos relacionados ao

magmatismo anorogênico paleoproterozoico (Almeida *et al.* 2011, Dall’Agnol *et al.* 2006, Feio 2011, Oliveira *et al.* 2009, Vasquez *et al.* 2008a) (Figura 3).

Os *greenstone belts* foram reunidos inicialmente no Supergrupo Andorinhas (Docegeo 1988, 2.904 +29/-22 Ma, U-Pb zircão; Macambira & Lancelot 1996, 2979 ± 5 Ma, U-Pb zircão; Pimentel & Machado 1994) e compreendem sequências metavulcanossedimentares inseridas nos Grupos Gradaús, Serra do Inajá, Babaçu, Lagoa Seca, Sapucaia e Tucumã (Macambira *et al.* 1986, Vasquez *et al.* 2008a). De maneira geral, incluem rochas metaultramáficas, metavulcânicas máficas, intermediárias e ácidas e rochas metassedimentares clásticas e químicas, ambas metamorfizadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito (Araújo & Maia 1991, Docegeo 1988, Hirata *et al.* 1982, Hunh *et al.* 1988, Macambira & Vale 1997, Santos & Pena Filho 2000, Souza *et al.* 2001). Os complexos máfico-ultramáficos Serra Azul e Guará-Pará são formados por corpos intrusivos nas sequências *greenstone belt* e podem ser correlacionados entre si (Docegeo 1988, Macambira *et al.* 1986).

Os TTGs do Domínio Rio Maria compreendem uma série mais antiga composta pelas rochas do Tonalito Arco Verde (2957 + 25/-21 Ma, U-Pb zircão; Macambira & Lancelot 1996) e Trondhjemito Mogno (2965 ± 7 Ma, U-Pb zircão; Almeida *et al.* 2011, Docegeo 1988). A série mais jovem é formada pelo Tonalito Caracol (2936 ± 3 Ma, Pb-Pb zircão; Leite *et al.* 2004), Tonalito Mariazinha (2925 ± 3 Ma, U-Pb zircão; Almeida *et al.* 2011), Tonalito Parazônia (2858 Ma, Pb-Pb titanita; Pimentel & Machado 1994) e Trondhjemito Água Fria (2854 ± 17 Ma, U-Pb zircão; Almeida *et al.* 2011), este último associado concordantemente com leucogranitos do Granito Xinguara (Leite 2001, Leite *et al.* 2004).

Os granitoides ricos em magnésio da unidade Granodiorito Rio Maria (2.874 + 9/- 10 Ma, U-Pb zircão; Macambira & Lancelot 1996, Medeiros & Dall’Agnol 1988, Oliveira *et al.* 2009) são predominantemente granodioritos e subordinadamente monzogranitos e quartzodioritos, ambos com assinatura sanukitóide. A Suíte Guarantã (plútons Guarantã, Azulona e Trairão) é formada principalmente por leucomonzogranitos e leucogranodioritos (Almeida *et al.* 2010). Os leucogranitos potássicos são representados principalmente pelo Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013, 2865 ± 1 Ma, Pb-Pb zircão; Leite *et al.* 2004) e Granito Mata Surrão (Althoff *et al.* 2000, Duarte 1992), além de pequenos corpos graníticos similares.

As rochas sedimentares de cobertura do Paleoproterozoico do Domínio Rio Maria são compostas predominantemente por sucessões arenosas na base e pelito-carbonáticas no topo com indícios de metamorfismo de baixo grau e inseridas nos grupos Rio Fresco e Gemaque, que registram transgressões marinhas sobre depósitos de ambientes costeiros e continentais (Ramos

et al. 1984, Santos & Pena Filho 2000, Vasquez *et al.* 2008a). Os depósitos paleoproterozoicos da Formação Gorotire (Barbosa *et al.* 1966, 2035 ± 5 Ma, Pb-Pb zircão; Monteiro *et al.* 2004) recobrem de forma discordante as rochas do Grupo Rio Fresco e são caracterizados por arenitos quartzosos e arcoseanos médios a grossos e conglomerados de ambiente continental (Silva *et al.* 1974).

Os granitos tipo-A paleoproterozoicos Jamon, Bannach, Cachoeirinha, Gradaús, Musa, Manda Saia, Redenção, São João, São José, Velho Guilherme, Seringa e outros (1,88 Ga, Machado *et al.* 1991) foram agrupados na Suíte Intrusiva Jamon (Dall’Agnol *et al.*, 2005, 2006). Estes granitos e também diques félsicos e máficos contemporâneos cortam indistintamente todas as unidades arqueanas do Domínio Rio Maria (Oliveira 2006).

A evolução tectônica do Domínio Rio Maria pode ser sintetizada em um modelo que inicialmente envolveu a subducção de uma placa oceânica sob um platô oceânico espesso, onde os *greenstone belts* foram derivados a partir de crosta oceânica composta principalmente de lavas basálticas e komatiíticas, metamorfizadas na fácies xisto verde. Os magmas TTGs têm origem a partir da fusão da placa oceânica subductada e posterior formação de crosta tonalítica-trondhjemítica de Rio Maria, onde manifestações termais, possivelmente relacionadas a processo de ação de plumas mantélicas induziram a fusão do manto metassomatizado e levaram à geração de magmas sanukitóides. Em seguida, a fusão da crosta tonalítica-trondhjemítica em mais baixa profundidade teria gerado os magmas dos leucogranitos potássicos (Almeida 2010, Almeida *et al.* 2011).

3.3 DOMÍNIO CARAJÁS

O Domínio Carajás também denominado de Bloco Carajás (Dall’Agnol *et al.* 1997, 2006) ou Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988) compreende a porção norte da PC e pode ser dividido em Bacia de Carajás e Subdomínio de Transição (Figura 3). A porção da Bacia de Carajás é controlada regionalmente por feixes de estruturas E-W que compõem leques de cavalgamentos oblíquos dúcteis dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento (Araújo & Maia 1991, Pinheiro & Holdsworth 2000). O embasamento de idade mesoarquena do Domínio Carajás é formado por terrenos granito-gnáissicos tonalíticos a trondhjemíticos e migmatíticos de alto grau do Complexo Xingu (Araújo & Maia 1991, 2859 ± 2 Ma, U-Pb zircão; Machado *et al.* 1991) e por noritos, gabros e dioritos incluídos no Diopsídio-Norito Pium (3002 ± 14 Ma, U-Pb zircão; Pidgeon *et al.* 2000) e gnaisses granulíticos do Ortogranulito Chicrim-Cateté

(Araújo & Maia 1991, Vasquez *et al.* 2008a). Sobrepostas às rochas do embasamento ocorrem sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas do Grupo Rio Novo e do Supergrupo Itacaiúnas, que apresentam predominantemente rochas vulcânicas máficas, intermediárias e ácidas associadas a vulcanoclásticas e sedimentares químicas, metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito.

O Grupo Rio Novo consiste em sequência composta principalmente por anfíbolitos, xistos, metagrauvacas, rochas metavulcânicas toleíticas e gabros, aflorante na região de Serra Pelada, nordeste do Domínio Carajás (Araújo & Maia 1991, Hirata *et al.* 1982). O Supergrupo Itacaiúnas apresenta idades entre 2,76 e 2,73 Ga e foi objeto de centenas de estudos nas últimas décadas, principalmente por compreenderem os maiores depósitos minerais da PC (Docegeo 1988, Galarza & Macambira 2002, Galarza *et al.* 2008, Machado *et al.* 1991, Martins *et al.* 2017, Pimentel *et al.*, 2003, Tallarico *et al.* 2005, Trendall *et al.* 1998, Wirth *et al.* 1986). Este é composto pelos grupos Igarapé Salobo (xistos, quartzitos, formações ferríferas, metavulcânicas básicas a intermediárias), Igarapé Pojuca (metavulcânicas básicas, xistos, anfíbolitos e formações ferríferas), Grão-Pará (derrames basálticos, riolitos, formações ferríferas e cristal tufo, lapilli tufos e hialoclastitos) e Igarapé Bahia (pelitos, ritmitos, metavulcânicas básicas, formações ferríferas, metapiroclásticas e metassedimentares) (Beisiegel *et al.* 1973, Docegeo 1988, Dreher 2004, Gibbs *et al.* 1986, Hirata *et al.* 1982, Macambira 2003, Meireles *et al.* 1984, Olszewski *et al.* 1989, Trendall *et al.* 1998, Wirth *et al.* 1986, Zucchetti 2007).

Duas unidades sedimentares sobrepõem de forma discordante (recobrando parcialmente) as sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas: a Formação Águas Claras (Araújo & Maia 1991, Nogueira *et al.* 1995) e a Formação Gorotire (Pinheiro 1997) que ocorrem principalmente na região da Serra dos Carajás (Figura 4).

Dentre as rochas intrusivas, as mais antigas cortam as rochas do embasamento e as sequências metavulcanossedimentares sobrepostas a estas e compreendem o Complexo máfico-ultramáfico acamadado Luanga (2763 ± 6 Ma, U-Pb zircão; Machado *et al.* 1991), a Suíte Intrusiva Cateté com rochas máficas a ultramáficas (2766 ± 6 Ma, U-Pb zircão; Lafon *et al.* 2000, Macambira & Vale 1997). Incluem também granitoides cálcio-alcálicos sintectônicos da Suíte Plaqué (Araújo *et al.* 1988, Macambira & Vale 1997), granitos do Complexo Granítico Estrela (2763 ± 7 Ma, Pb-Pb zircão; Barros *et al.* 2004), Granito Serra do rabo que aflora perto da terminação leste da falha Carajás (2743 ± 2 Ma, U-Pb zircão; Sardinha *et al.* 2006), Suíte Planalto (2747 ± 2 Ma, Pb-Pb zircão; Huhn *et al.* 1999), Granito Igarapé Gelado (2731 ± 26

Ma, Pb-Pb zircão; Barbosa 2004) e Granito Velho Salobo (2573 ± 2 Ma, U-Pb titanita; Machado *et al.* 1991).

Os granitoides anorogênicos paleoproterozoicos da Suíte Intrusiva Serra dos Carajás (Dall’Agnol *et al.* 2005, Docegeo 1988, Vasquez *et al.* 2008a) que engloba os plútons Cigano, Pojuca e Granito Central de Carajás com idades entre 1883 ± 2 Ma a 1874 ± 2 Ma (U-Pb zircão; Machado *et al.* 1991) intrudem tanto as rochas do embasamento e as sequências metavulcanossedimentares, como as suítes granitoides mais antigas e as rochas sedimentares de cobertura da Bacia de Carajás (Machado *et al.* 1991, Pinheiro & Holdsworth 2000, Vasquez *et al.* 2008a). Outras rochas intrusivas também são registradas no Domínio Carajás, tais como diques da unidade Gabro Santa Inês (Araújo & Maia 1991, Docegeo 1988, Meireles *et al.* 1984), diques e *sills* básicos tardios de idades desconhecidas cortam também as rochas sedimentares de cobertura (Barros *et al.* 1994), diques de sienogranitos e leucogranitos do final do Paleoproterozoico (Pimentel *et al.* 2003) e o Granito Formiga descrito na região de Serra Pelada, provavelmente de idade neoproterozoica (Grainger *et al.* 2008).

A Formação Gorotire ocorre na porção leste do Domínio Carajás, sobreposta de forma discordante às sequências neoarqueanas do Supergrupo Itacaiúnas e ao Granito Central de Carajás e é composta por arenitos e conglomerados imaturos depositados em ambientes interpretados como leque aluvial e fluvial *braided* (Nascimento & Oliveira 2015, Pinheiro 1997). Lima & Pinheiro (2001) sugerem reativação mesoproterozoica da Falha Carajás para formar um gráben assimétrico que propiciou a acumulação destes depósitos continentais proximais.

Na porção sul do Domínio Carajás ocorrem principalmente as rochas do seu provável embasamento mesoarqueano em uma faixa de direção aproximada E-W denominada de Subdomínio de Transição com corpos granitoides neoarqueanos (Dall’Agnol *et al.* 2006, Feio *et al.* 2013). O Subdomínio de Transição (Figura 3) é formado predominantemente por rochas incluídas nas unidades: Ortogranulito Chicrim-Cateté, Diopsídio-Norito Pium, granitoides indiferenciados do Complexo Xingu, seguidos no tempo pelas intrusões da Suíte Intrusiva Cateté, Suíte Pedra Branca, Suíte Plaquê e Suíte Planalto (Araújo *et al.* 1988, Huhn *et al.* 1999, Macambira & Vale 1997, Machado *et al.* 1991, Pidgeon *et al.* 2000, Sardinha *et al.* 2004, Vasquez *et al.* 2008a).

O complexo arranjo geométrico-cinemático das associações litológicas do Domínio Carajás é considerado consistente com um regime transpressional com intensa partição temporal geométrica e cinemática da deformação, que incluiu reativações por até centenas de

O ambiente deposicional da unidade foi previamente interpretado como marinho a litorâneo, fluvial entrelaçado, fluvial anastomosado, fluvial/eólico, lagunar e deltaico, além da unidade ter sido incluída em diversas propostas estratigráficas para a região e com diferentes denominações, reunidas na tabela 1 (Araújo & Maia 1991, Beisiegel *et al.* 1973, Docegeo 1988, Figueiras & Villas 1984, Gibbs *et al.* 1986, Hirata *et al.* 1982, Macambira *et al.* 1990, Ramos *et al.* 1984).

Tabela 1 - Principais categorias e denominações atribuídas aos depósitos da Formação Águas Claras.

Categoria	Denominação	Autor
Formação	Gorotire	Beisiegel <i>et al.</i> (1973), Tolbert <i>et al.</i> (1968)
Formação	Rio Fresco	Figueiras <i>et al.</i> (1987), Hirata <i>et al.</i> (1982), Knup (1971), Meireles <i>et al.</i> (1984), Ramos <i>et al.</i> (1984), Silva <i>et al.</i> (1974)
Formação	Igarapé do Ouro	Liandrat (1972)
Formação	Zé Gladstone	Liandrat (1972)
Grupo	Rio Fresco	Cunha <i>et al.</i> (1984), Docegeo (1988)
-----	Sequência Clástica Pós Grupo Grão-Pará	Figueiras & Villas (1984)
Formação	Igarapé Boa Sorte	Macambira <i>et al.</i> (1990)
Formação	Igarapé Azul	Macambira <i>et al.</i> (1990)
Formação	Águas Claras	Araújo & Maia (1991), Araújo <i>et al.</i> (1988)

Nogueira *et al.* (1995) redefiniram a Formação Águas Claras e formalizaram sua área-tipo localizada na estrada que liga as minas do Azul e do Igarapé Bahia. Estes autores a consideraram como depositada em ambiente marinho plataformar na porção inferior (pelítico) e flúvio-costeiro na porção superior (arenoso), compondo uma sucessão de raseamento ascendente gerada pela progradação de um sistema fluvial *braided* sobre uma linha de costa e plataforma marinha. Desde então, esta é a interpretação mais aceita para a unidade.

Estudos petrográficos realizados na sucessão Águas Claras revelaram a predominância de quartzarenitos, subarcóseos e sublitoarenitos com matriz pós-deposicional composta por filossilicatos (ilita, clorita e mica branca) que chegam a representar até metade do arcabouço, além de apresentar assembleia de minerais pesados dominada por turmalina, zircão, mica e opacos (Anaise Júnior 1997, Costa 2012, Truckenbrodt *et al.* 1996). Mougeot (1996) e Nogueira *et al.* (1995) assinalam a ocorrência de piritas diagenéticas em arenitos desta sucessão. Índícios de metamorfismo de baixo grau (ou anquimetamorfismo) foram considerados para as

rochas da unidade (Figueiras & Vilas 1984, Figueiras *et al.* 1987, Meireles *et al.* 1984, Ramos *et al.* 1984, Tavares 2015).

A Formação Águas Claras se destaca por hospedar os depósitos de manganês do Azul que incluem arenitos finos, siltitos e argilitos com lentes de folhelhos ricas em matéria orgânica e/ou óxi-hidróxidos de manganês, margas e carbonatos manganésíferos, expostos principalmente em um anticlinal com eixo E-W na mina a céu aberto do Azul na porção central da Serra dos Carajás (Anderson *et al.* 1974, Costa *et al.* 2005, Silva 1988). Estes depósitos apresentam espessuras superiores a 150 m descritos em testemunhos de sondagem da região e ocorrem provavelmente restritos a um bloco deslocado por falhas e relacionado ao *splay* da Falha Carajás com forte controle estratigráfico, restrita distribuição paleogeográfica e mineralização de manganês concentrada principalmente em zonas de falhas (Araújo & Sousa 2018, Costa 2017, Costa *et al.* 2005, Pinheiro 1997).

A idade da Formação Águas Claras ainda é incerta. São atribuídas idades neoarqueanas a partir de datações de cristais de zircão detrítico de arenitos de 2681 ± 5 Ma (U-Pb zircão; Trendall *et al.* 1998) e de diques de metagabros intrusivos com idades de 2645 ± 12 Ma (Pb-Pb zircão; Dias *et al.* 1996) e de 2708 ± 37 Ma (U-Pb zircão; Mougeot *et al.* 1996). De outro modo, idades paleoproterozoicas têm sido consideradas para a unidade. Idades Pb-Pb em piratas diagenéticas de arenitos de 2,06 Ga foram obtidas por Mougeot (1996). Fabre *et al.* (2011) obtiveram resultados geoquímicos de fracionamento isotópico do enxofre (MIF-S) próximos a zero a partir de piratas diagenéticas disseminadas em arenitos, o que sugere uma atmosfera enriquecida em oxigênio e idade paleoproterozoica para a sucessão Águas Claras.

Além disto, uma idade paleoproterozoica condiz com a formação de expressivos depósitos de manganês registrados em várias áreas cratônicas no mundo e que podem ser cronocorrelatos aos depósitos de manganês do Azul da sucessão Águas Claras, como por exemplo no Grupo Franceville (Cráton do Congo), no Supergrupo Transvaal (Cráton Kaapvaal) e no Supergrupo Magondi (Cráton do Zimbábue) (Anderson *et al.* 1974, Bonhomme 1982, Dubois *et al.* 2017, Fabre *et al.* 2011, Gauthier-Lafaye & Weber 2003, Master *et al.* 2010, Maynard *et al.* 2010, Tsikos *et al.* 2003). A idade mínima relativa de sedimentação estabelecida é de 1880 ± 2 Ma (U-Pb zircão; Machado *et al.* 1991), obtida do Granito Central de Carajás intrusivo nas rochas da Formação Águas Claras.

3.5 PALEOPROTEROZOICO: ASPECTOS GERAIS E PALEOGEOGRÁFICOS

O Paleoproterozoico (2,5 a 1,6 Ga) pode ser caracterizado por significativas transformações nas condições geodinâmicas do planeta em relação aos processos tectônicos e propriedades da crosta arqueana (Condie & Kroner 2013, Windley 1995). Na transição Arqueano-Paleoproterozoico ocorreu a estabilização de massas continentais arqueanas mais antigas, compostas por dois conjuntos rochosos principais, os terrenos granito-*greenstone* e os terrenos de alto grau metamórfico, além de expressivos eventos de espessamento crustal por orogêneses acrescionárias e volumosas intrusões granitoides que se somaram aos segmentos crustais pré-existentes (Condie 2005, Condie & Kröner 2013, Goldwin 2000, Windley 1995).

Os movimentos das placas tectônicas resultaram em retrabalhamento da crosta e na expansão de cinturões orogênicos, assim como no desenvolvimento de plataformas continentais e bacias sedimentares cratônicas, intrusões máfica-ultramáficas, magmatismo félsico, zonas de subducção e arcos continentais que requeriam movimentos horizontais generalizados de uma litosfera espessa, com limites de placas convergentes e divergentes definidos (Cawood *et al.* 2006, Condie & Kroner 2013, Goldwin 2000). As rochas sedimentares paleoproterozoicas incluem, de forma geral, espessos estratos de plataformas tectonicamente estáveis como formações ferríferas bandadas, pelitos e carbonatos, indicativos de extensa erosão de áreas cratônicas soerguidas próximas aos sítios de deposição para fornecer grande volume de sedimentos (Condie 2005, Goldwin 2000).

Uma das modificações paleoambientais mais importantes da história da Terra foi o desenvolvimento de uma atmosfera rica em oxigênio. O aumento de oxigênio atmosférico ocorreu entre 2,4-2,3 Ga em um evento denominado de *Great Oxidation Event* (GOE) que gerou transformações na evolução da vida multicelular, na química do oceano e no registro sedimentar indicado pela formação de *red beds* e paleossolos (Bekker *et al.* 2004, 2010, Canfield *et al.* 2013, Guo *et al.* 2009, Holland 2002, 2006, Lyons *et al.* 2014, Pufahl & Hiatt 2012). Existem duas hipóteses principais para a origem do GOE. A primeira preconiza que a produção de oxigênio por bactérias excedeu a quantidade necessária para a oxidação da grande quantidade de ferro acumulada nos oceanos e liberou gradualmente oxigênio para a atmosfera (Konhauser *et al.* 2005). A outra hipótese considera que a oxigenação atmosférica teria ocorrido devido ao aumento de atividades vulcânicas, relacionada com produção e oxidação de gases vulcânicos (Holland 2002).

A paleogeografia de supercontinentes pré-cambrianos é objeto de debates e de distintas interpretações, sobretudo pela dificuldade em se estimar a duração e a configuração de massas

continentais tão antigas. Assim, as propostas de reconstrução de supercontinentes arqueanos e proterozoicos são baseadas na aproximação de idades de eventos e em dados paleomagnéticos de diferentes blocos cratônicos que compõem os atuais continentes.

Uma das propostas mais aceitas é a de Rogers (1996), que considera a formação de três continentes. O Ur reuniria núcleos formados em torno de 3,0 Ga com porções do sul da África, Índia, Austrália e Antártica; o Ártica formado em torno de 2,5 Ga englobaria Laurentia, Sibéria, Báltica, norte da Austrália e norte da China; e o Atlântica originado por volta de 2,0 Ga incluiria os crátons Amazônico, São Luís/Oeste Africano, São Francisco/Congo e Rio de La Plata (Figura 5). Posteriormente teria ocorrido a formação do Supercontinente Colúmbia, principalmente no intervalo de 1,9-1,8 Ga, formado por porções da América do Sul, Centro e Oeste Africano, América do Norte, porções da Índia, Austrália ocidental e Antártica Oriental (Meert 2002, 2012, Rogers & Santosh 2002, 2009).

A Província Carajás comporia o continente Atlântica no Paleoproterozoico, inserida no contexto geológico do Cráton Amazônico. A orogenia paleoproterozoica que teria originado Atlântica é denominada de Ciclo Orogenético Transamazônico (2,2-1,9 Ga) neste cráton e de Ciclo Eburneano no Cráton Oeste Africano (Cordani *et al.* 1984, Hurley *et al.* 1967, Macambira *et al.* 2009, Teixeira *et al.* 1989, Zhao *et al.* 2002).

No Cráton Amazônico, durante o Ciclo Orogenético Transamazônico, ocorreu o retrabalhamento de blocos arqueanos e de terrenos juvenis paleoproterozoicos compreendidos em uma faixa orogênica consolidada no Riáciano, que se estende do nordeste do Escudo Brasil Central (Domínio Bacajá) até o leste do Escudo das Guianas (Macambira *et al.* 2009, Rosa-Costa 2006, Rosa-Costa *et al.* 2009, Tassinari & Macambira 1999, 2004). Estes segmentos crustais incluem complexos granulíticos-gnáissicos, rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas, metamorfizadas em fácies xisto-verde a anfibólito, e granitoides TTG e granítico, que compõem a Província Transamazonas ou Maroni-Itacaiúnas, porção norte-nordeste do referido cráton (Cordani *et al.* 1984, Rosa-Costa 2006, Santos 2003, Tassinari & Macambira 1999, 2004, Teixeira *et al.* 1989, Vasquez 2006).

Na Província Carajás, a Orogênese Transamazônica provavelmente foi a responsável pela colisão entre os blocos Carajás e Bacajá, entre 2,09 e 2,05 Ga (Macambira *et al.* 2009, Tavares 2015). Este evento ocasionou expressivo espessamento crustal, deformação e metamorfismo regional de médio a alto grau, registrado nas sucessões vulcanossedimentares da região da Carajás (Tavares 2015).

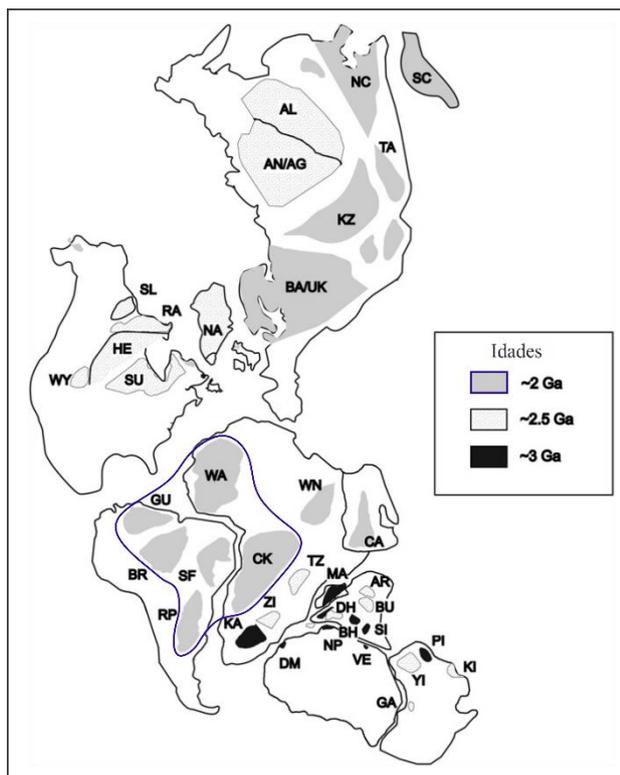


Figura 5 - Continente Atlântica originado em aproximadamente 2 Ga. Cráton Amazônico: Escudo das Guianas (GU) e Escudo Brasil Central (BR). Representação no mapa do Pangea (Eriksson *et al.* 2012, modificado de Rogers 1996, Rogers & Santosh 2009).

CAPÍTULO 4 Artigo: ESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL DO GRUPO ÁGUAS CLARAS, PALEOPROTEROZOICO DA BACIA DE CARAJÁS, SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

RESUMO

A sucessão sedimentar Águas Claras aflora na porção central da Bacia de Carajás, no sudeste do Cráton Amazônico. A unidade encerra um pacote siliciclástico (conglomerados, arenitos e subordinadamente tufos vulcânicos) com aproximadamente 800 m de espessura. A avaliação com base em análise de fácies e o reconhecimento de superfícies estratigráficas regionais permitiu a redefinição estratigráfica da sucessão Águas Claras em quatro unidades distintas, da base para o topo: Formação A, Formação B, Formação C e Formação D. A Formação A é constituída por depósitos de planície fluvial *braided* (fácies de conglomerado e arenitos médios a grossos) intercalados com camadas de tufos vulcânicos, que sugerem atividades vulcânicas adjacentes às planícies fluviais durante trato de sistemas de mar baixo. A Formação B é composta exclusivamente por depósitos de planície fluvial *braided* (fácies de conglomerado e arenitos finos a grossos) formados durante trato de sistemas de mar baixo. A Formação C compreende depósitos de ambientes costeiros/marinhos de *foreshore/shoreface* (fácies de arenitos finos a médios) depositados durante trato de sistemas transgressivo. Esta unidade inclui a sucessão hospedeira de mineralização de manganês primário. A Formação D é constituída por depósitos de planície fluvial *braided* e de frente deltaica (fácies de conglomerado e arenitos finos a grossos), desenvolvidos em trato de sistemas de mar baixo. As unidades do Grupo Águas Claras estão organizadas em três sequências deposicionais diacrônicas e de gêneses distintas, que representam a evolução de sistemas fluviais, marinho e costeiro, influenciados localmente por eventos de fluxos piroclásticos, desenvolvidos durante diferentes tratos de sistemas, que refletem flutuações do nível do mar Águas Claras durante o Paleoproterozoico da Bacia de Carajás.

Palavras-chave: Bacia de Carajás. Grupo Águas Claras. Fácies sedimentares. Sequências deposicionais. Paleoproterozoico.

4.1 INTRODUÇÃO

O início do Paleoproterozoico é caracterizado por uma série de modificações paleoambientais. Estas modificações ficaram registradas em sucessões sedimentares predominantemente siliciclásticas, que hoje ocorrem preservadas em diversas áreas cratônicas no mundo, como bacias sedimentares descontínuas que não refletem o sítio original de deposição. A sedimentação química-exalativa do Arqueano foi paulatinamente substituída por sedimentação siliciclástica. A mudança de depressões entre núcleos graníticos até a aquisição de rigidez da crosta e formação das primeiras bacias sedimentares ligadas a uma tectônica de placas influenciou definitivamente o registro sedimentar (Cawood *et al.* 2006, Condie & Kroner 2013, Goldwin 2000, Windley 1995). Espessos pacotes de arenitos, pelitos e conglomerados foram formados e registram os primeiros estágios de uma sedimentação predominantemente clástica e subordinadamente química que se desenvolveu amplamente durante todo o Fanerozoico (Condie 2005). Em Carajás, região sudeste do Cráton Amazônico, espessos pacotes de rochas siliciclásticas da sucessão Águas Claras recobrem em discordância depósitos de formações ferríferas bandadas (BIF) e rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará (Araújo & Maia 1991, Nogueira *et al.* 1995).

A unidade sedimentar Águas Claras foi considerada historicamente uma sucessão de idade arqueana com base na datação de zircão detrítico e de diques máficos que truncam a unidade (Dias *et al.* 1996, Mougeot *et al.* 1996, Trendall *et al.* 1998). Entretanto, a datação de grãos de zircão detríticos não necessariamente reflete a idade máxima de deposição, bem como, diques de rochas ígneas podem herdar grãos de zircão da rocha encaixante. Além disso, dados isotópicos de enxofre sugerem uma atmosfera oxigenada posterior ao *Great Oxygen Event* (GOE) na época de sedimentação da sucessão Águas Claras (Fabre *et al.* 2011), compatível com o Paleoproterozoico.

Os depósitos da sucessão Águas Claras ocorrem descontinuamente na Bacia de Carajás, resultado principalmente do tectonismo que a afetou a bacia e da densa cobertura vegetal da região, o que levou a interpretações pontuais geralmente sem conexão estratigráfica e evolutiva entre estes depósitos. A investigação da unidade a partir de testemunhos de sondagem profundos torna-se fundamental para a reavaliação estratigráfica desta sucessão e entendimento das modificações paleoambientais deste período. Neste trabalho, o estudo estratigráfico e faciológico do testemunho de sondagem ALV8-FD06 realizado em um bloco tectonicamente preservado do noroeste da Serra dos Carajás (Figura 6) revelou um empilhamento estratigráfico complexo para a sucessão Águas Claras. Esta sucessão litoestratigraficamente classificada

como uma “Formação” deve ser elevada à categoria de “Grupo” e designada de “Grupo Águas Claras”, constituído por diferentes formações e compartimentado por discordâncias regionais, que encerram sequências deposicionais diacrônicas e geneticamente distintas.

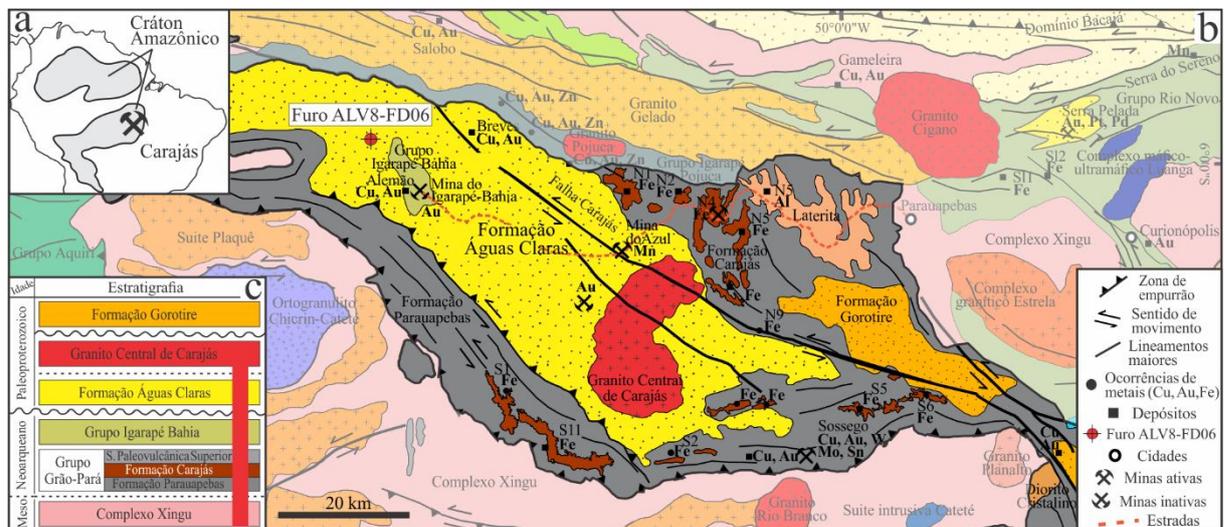


Figura 6 - Mapa geológico simplificado da Bacia de Carajás e áreas adjacentes. a) Região de Carajás no sudeste do Cráton Amazônico, norte do continente sul-americano. b) Localização do furo ALV8-FD06, a noroeste da Serra dos Carajás. c) Estratigrafia proposta para a Bacia de Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008b).

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.2.1 A Bacia de Carajás

A Bacia de Carajás, também denominada de Sigmóide Central de Carajás (Pinheiro 1997) está situada na porção norte do Bloco Carajás, sudeste do Cráton Amazônico (Dall’Agnol *et al.* 1997, 2006). O seu embasamento de idade mesoarqueana é constituído por rochas ígneas e metamórficas granito-gnáissicas tipo TTG atribuídas ao Complexo Xingu (2860 ± 2 Ma, U-Pb zircão; Machado *et al.* 1991), por noritos, gabros e dioritos incluídos no Diopsídio-Norito Pium (3002 ± 14 Ma, U-Pb zircão; Pidgeon *et al.* 2000) e gnaisses granulíticos da unidade Ortogranulito Chicrim-Cateté (Araújo & Maia 1991, Vasquez *et al.* 2008a). Os limites da Bacia de Carajás são particularmente de difícil determinação. O Ciclo Orogenético Transamazônico (2,2-1,9 Ga) deformou grande parte da bacia, compartimentando e fragmentando a mesma em diferentes porções e com diferentes graus de deformação/metamorfismo dentro do Bloco Carajás (Tavares 2015). Genericamente, a Bacia de Carajás é limitada ao norte pelo Bloco Bacajá e ao sul pelo Subdomínio de Transição (Dall’Agnol *et al.* 2006, Feio *et al.* 2013).

Em discordância ao embasamento, assentam-se rochas do Grupo Grão-Pará, constituído por vulcânicas na base (Formação Parauapebas), sobrepostas por formações ferríferas bandadas (Formação Carajás) e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas no topo (Sequência Paleovulcânica Superior) (Beisiegel *et al.* 1973, Docegeo 1988, Gibbs & Wirth 1990, Gibbs *et al.*, 1986, Hirata *et al.* 1982, Macambira 2003, Martins *et al.* 2017, Olszewski *et al.* 1989, Wirth *et al.* 1986, Zucchetti 2007). Em discordância ao Grupo Grão-Pará, assentam-se as unidades predominantemente siliciclásticas do Grupo Igarapé Bahia (pelitos, ritmitos, metavulcânicas básicas e formações ferríferas), Formação Águas Claras (pelitos, arenitos e conglomerados) e Formação Gorotire (arenitos e conglomerados polimíticos) (Araújo *et al.* 1988, Dreher 2004, Dreher *et al.* 2008, Galarza *et al.* 2003, 2008, Nascimento & Oliveira 2015, Nogueira *et al.* 1995, Pinheiro 1997, Tallarico *et al.* 2005).

A Bacia de Carajás é intrudida na sua porção central pelo Granito Central de Carajás (tipo-A) que corta desde as rochas do embasamento até as sedimentares de cobertura (Dall’Agnol *et al.* 2005, Pinheiro 1997). A idade de cristalização das rochas vulcânicas do topo do Grupo Grão-Pará (2740 ± 8 Ma, U-Pb zircão; Trendall *et al.* 1998) estabelecem idades máximas de deposição para as unidades siliciclásticas, enquanto que a idade de cristalização do corpo ígneo intrusivo tipo-A (1880 ± 2 Ma, U-Pb zircão; Machado *et al.* 1991) estabelece as idades mínimas de deposição.

4.2.2 A sucessão Águas Claras

A sucessão Águas Claras aflora na porção central da Bacia de Carajás (Figura 6) e é constituída por argilitos, siltitos, arenitos e conglomerados, que ocorrem falhados e dobrados em baixo grau metamórfico (Araújo *et al.* 1988, Nogueira *et al.* 1995). A Formação Águas Claras é conhecida por hospedar os depósitos de manganês do Azul, que incluem argilitos, siltitos e arenitos finos com lentes de folhelhos ricas em matéria orgânica e/ou óxi-hidróxidos de manganês, margas e carbonatos manganésíferos. Estes depósitos ocorrem provavelmente restritos a um bloco deslocado por falhas e relacionado ao *splay* da Falha Carajás com forte controle estratigráfico, restrita distribuição paleogeográfica e mineralização de manganês concentrada principalmente em zonas de falhas (Araújo & Sousa 2018, Costa 2017, Costa *et al.* 2005, Pinheiro 1997, Silva 1988). As rochas da Formação Águas Claras são intrudidas por diques básicos com direções gerais NE-SW e NW-SE, com até 200 m espessura (Barros *et al.* 1994).

O ambiente deposicional da unidade foi previamente interpretado como marinho a litorâneo, fluvial entrelaçado, fluvial anastomosado, fluvial/eólico, lagunar e deltaico, além desta ter sido incluída em diversas propostas estratigráficas para a região e com diferentes denominações, como Formação Gorotire, Formação e Grupo Rio Fresco, Sequência Clástica Pós-Grupo Grão-Pará, Formação Igarapé Azul, Formação Igarapé Boa sorte, entre outras (Araújo & Maia 1991, Barbosa *et al.* 1966, Beisiegel *et al.* 1973, Docegeo 1988, Figueiras & Villas 1984, Gibbs *et al.* 1986, Hirata *et al.* 1982, Macambira *et al.* 1990, Ramos *et al.* 1984). Nogueira *et al.* (1995) redefiniram a Formação Águas Claras e a consideraram como depositada em ambiente marinho plataformar na porção inferior (pelítico) e flúvio-costeiro na porção superior (arenoso), compondo uma sucessão de raseamento ascendente gerada pela progradação de um sistema fluvial *braided* sobre uma linha de costa e plataforma marinha. Mougeot (1996) e Nogueira *et al.* (1995) assinalam a ocorrência de pirritas diagenéticas em arenitos da unidade. Estudos petrográficos realizados na sucessão Águas Claras revelaram a predominância de quartzarenitos, subarcóseos e sublitoarenitos com matriz pós-deposicional composta por filossilicatos (ilita, clorita e mica branca), que chegam a representar até metade do arcabouço, além de apresentar assembleia de minerais pesados dominada por turmalina, zircão, mica e opacos (Anaisse Júnior 1997, Costa 2012, Truckenbrodt *et al.* 1996).

A idade da sucessão Águas Claras ainda é incerta. Idades neoarqueanas são atribuídas a partir da datação de grãos de zircão detrítico e de diques de metagabros intrusivos (Araújo & Sousa 2018, Berni 2009, Dias *et al.* 1996, Mougeot *et al.* 1996, Trendall *et al.* 1998). Por outro lado, idades paleoproterozoicas têm sido consideradas. Idades de 2,06 Ga foram obtidas pelo método Pb-Pb em pirritas diagenéticas de arenitos por Mougeot (1996). Fabre *et al.* (2011) obtiveram resultados geoquímicos de fracionamento isotópico do enxofre (MIF-S) com valores próximos a zero a partir de pirritas diagenéticas em arenitos, o que sugere uma atmosfera rica em oxigênio (pós-GOE) e idade paleoproterozoica para a sucessão Águas Claras. Do mesmo modo, expressivos depósitos de manganês de idades paleoproterozoicas em várias áreas cratônicas no mundo, como no Grupo Franceville (Cráton do Congo), no Supergrupo Transvaal (Cráton Kaapvaal) e no Supergrupo Magondi (Cráton do Zimbábue), podem ser cronocorrelatos aos estratos manganésíferos do Azul da sucessão Águas Claras, ambos depositados em uma atmosfera oxigenada (Bonhomme 1982, Dubois *et al.* 2017, Fabre *et al.* 2011, Gauthier-Lafaye & Weber 2003, Gauthier-Lafaye *et al.* 2010, Master *et al.* 2010, Maynard *et al.* 2010, Tsikos *et al.* 2003). Um quadro resumo com as principais idades obtidas para a sucessão Águas Claras na região de Carajás é apresentado a seguir (Tabela 2).

Tabela 2 - Idades obtidas para a sucessão Águas Claras. As idades de arenitos e metarenitos representam a idade mais jovem dentro da população de zircão detrítico, enquanto que a datação de gabros representa a idade de cristalização.

Litologia	Método	Mineral	Idade (Ma)	Autor
Metarenito	U-Pb	Zircão	2609 ± 7	Araújo & Sousa (2018)
Gabro	U-Pb SHRIMP	Zircão	2021 ± 13	Berni (2009)
Metarenito	U-Pb SHRIMP	Zircão	2718 ± 13	Berni (2009)
Gabro	Pb-Pb	Zircão	2645 ± 12	Dias <i>et al.</i> (1996)
Arenito	Pb-Pb	Sulfeto	2060 ± ?	Mougeot (1996)
Arenito	U-Pb	Zircão	2778 ± ?/ 3020 ± ?	Mougeot <i>et al.</i> (1996)
Gabro	U-Pb	Zircão	2708 ± 37	Mougeot <i>et al.</i> (1996)
Arenito	U-Pb SHRIMP	Zircão	2681 ± 5	Trendall <i>et al.</i> (1998)

4.3 MATERIAIS E MÉTODOS

A avaliação estratigráfica da sucessão Águas Claras envolveu o estudo de um testemunho de sondagem com cerca de 1 km de profundidade denominado de ALV8-FD06, obtido da região noroeste da Serra dos Carajás. Este testemunho apresenta litotipos com excelente preservação das estruturas primárias sedimentares e vulcânicas, assim como compreende unidades com associações litológicas de gêneses distintas, separadas entre si por superfícies de descontinuidade que podem ser utilizadas para correlações estratigráficas. Os depósitos Águas Claras abrangem cerca de 800 m deste testemunho, o que representa um dos principais registros conhecidos para a unidade na região de Carajás. A descrição do testemunho foi realizada no sentido da última caixa (maior profundidade) para a primeira (menor profundidade) para garantir o correto empilhamento da sucessão no perfil estratigráfico elaborado e auxiliar em interpretações mais precisas.

O estudo envolveu a análise de fácies sedimentares seguindo a técnica proposta por Walker (1992, 2006). Segundo esta metodologia, a reconstituição paleoambiental de uma unidade sedimentar deve ser realizada a partir da caracterização detalhada das fácies sedimentares, compreensão de seus processos deposicionais e associação de fácies, que significam um conjunto de fácies relacionadas geneticamente e que refletem diferentes ambientes e sistemas deposicionais. As fácies são representadas por siglas em que a primeira letra maiúscula indica a litologia principal e a seguinte letra minúscula indica a principal estrutura sedimentar, seguindo a metodologia de código de fácies desenvolvido por Miall (1977). As superfícies-chave da sucessão de estudo foram identificadas e interpretadas as suas

inferências deposicionais a partir de definições da estratigrafia de sequências (Catuneanu 2006, Catuneanu *et al.* 2009, Posamentier & Vail 1988, Vail *et al.* 1977).

A Análise petrográfica foi utilizada com a finalidade de detalhar a descrição das fácies sedimentares e vulcanoclásticas, avaliando a influência de processos pós-deposicionais diagenéticos e/ou hidrotermais (Kahn 1956, Tucker 2001). As seções delgadas dos arenitos foram confeccionadas de amostras coletadas de acordo com a variação faciológica observada e o respectivo nível estratigráfico. A classificação dos arenitos seguiu a proposta de Folk (1974), enquanto que a classificação das rochas vulcânicas seguiu as proposições de Fisher & Schmincke (1984) e McPhie *et al.* (1993).

4.4 RESULTADOS

4.4.1 Aspectos gerais

A análise de fácies no testemunho de sondagem ALV8-FD06 (Figura 7) levou à identificação de 9 fácies sedimentares, agrupadas em 3 associações de fácies (AF). As associações de fácies representam depósitos de planície fluvial *braided* (AF1), *foreshore/shoreface* (AF2) e frente deltaica (AF3). As fácies e as associações de fácies interpretadas para a sucessão Águas Claras estão apresentadas nas tabelas 3 e 4. Esta sucessão de aproximadamente 800 m de espessura é constituída por fácies siliciclásticas, predominantemente por arenitos e conglomerados e subordinadamente por tufos vulcânicos. Conglomerados e arenitos ocorrem organizados em ciclos granodecrescentes e granocrescentes ascendentes, e formam pacotes espessos que chegam a mais 200 m de espessura, enquanto que as camadas de tufo apresentam até cerca de 15 m de espessura. Diques de rochas ígneas máficas com mais de 30 m de espessura cortam a sucessão. Os depósitos Águas Claras ocorrem aparentemente metamorfizados em baixo grau, assim como hidrotermalizados, porém estes eventos não prejudicaram a observação das estruturas primárias e as interpretações faciológicas. Veios e vênulas de quartzo e brechas de origem hidrotermal são comuns e geralmente ocorrem próximos aos corpos ígneos intrusivos. A sucessão Águas Claras sobrepõe em não conformidade as rochas vulcânicas do topo do Grupo Grão-Pará (Sequência Paleovulcânica Superior), enquanto que o contato superior com a Formação Gorotire não foi observado.

A organização do testemunho permitiu a individualização de quatro formações distintas compondo o Grupo Águas Claras. As unidades foram denominadas da base para o topo de Formação A, Formação B, Formação C e Formação D. O Grupo Águas Claras ocorre compartimentado por discordâncias regionais (D1, D2 e D3) que limitam três sequências,

denominadas de Sequência deposicional 1, Sequência deposicional 2 e Sequência deposicional 3.

Com base na análise petrográfica de 26 lâminas delgadas, os arenitos de ambas as unidades foram classificados como quartzarenitos (Figura 8a, 8b, 8c e 8d), apresentando raros fragmentos de rochas vulcânicas e sílex. Os níveis de rochas vulcânicas foram classificados como tufos grossos soldados (fácies Tg), com textura eutaxítica (Figura 8e e 8f). O hidrotermalismo se expressa principalmente a partir de cloritização observada em diferentes porções do arcabouço dos litotipos. De forma geral, os aspectos petrográficos se reproduzem ao longo da sucessão.

Tabela 3 - Sumário de fácies e processos interpretados para o Grupo Águas Claras.

Fácies	Descrição	Processo
Conglomerado maciço (Cm)	Conglomerados clasto-suportados com grânulos e seixos de quartzo, sílex e rocha vulcânica. Matriz de areia fina a grossa. Em determinadas porções apresenta estratificação cruzada incipiente.	Rápida deposição a partir de correntes trativas de alta energia ou associada a processos de liquefação. Migração de barras longitudinais e retrabalhamento de sedimentos.
Arenito/conglomerado com estratificação cruzada tabular (ACt)	Camadas de arenitos médios a grossos e conglomerados com estratificação cruzada tabular. Exibe segregação de grãos nos <i>foresets</i> . Superfícies de reativação. <i>Set's</i> de até 0,3 m com tendência granodecrescente ascendente.	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional. Regime de fluxo inferior.
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Camadas de arenitos finos a grossos com estratificação cruzada acanalada. Ocorrem pontualmente. <i>Sets</i> atingem até 0,3 m.	Migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional. Regime de fluxo inferior.
Arenito maciço (Am)	Arenitos finos a grossos com acamamento maciço. Apresenta níveis conglomeráticos. Camadas com até 3 m de espessura.	Deposição rápida com altas taxas de influxo de sedimentos ou obliteração das estruturas primárias por liquefação.
Arenito com estratificação cruzada tabular (At)	Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular. Superfícies de reativação. <i>Set's</i> de até 0,20 m com tendência granodecrescente ascendente.	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional. Regime de fluxo inferior.
Arenito com laminação cruzada (Alc)	Camadas de arenitos finos a médios com laminação cruzada. Exibem <i>foresets</i> côncavos em determinados níveis. <i>Set's</i> atingem até 0,06 m.	Migração de formas de leito 2D influenciadas por fluxo unidirecional. Regime de fluxo inferior. Predomínio de tração sob suspensão.
Arenito com laminação plano-paralela (Ap)	Camadas de arenitos finos a médios com topo e base planos. Espessuras entre 0,1 e 0,2 m.	Migração de formas de leito suaves por correntes predominantemente unidirecionais, em regime de fluxo transicional a superior.
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)	Camadas de arenitos finos a médios, bem selecionados e com estratificação cruzada sigmoidal. <i>Set's</i> de até 0,3 m.	Deposição por correntes trativas com desaceleração do fluxo unidirecional, associadas a altas taxas de sedimentação sobre uma bacia receptora de menor energia.
Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Ab)	Arenitos finos a médios com laminação cruzada de baixo ângulo e planar subordinada.	Migração e agradação de barras de leitos suaves, geradas pela ação de ondas sob fluxo oscilatório, com predominância de correntes unidirecionais.
Tufo grosso soldado (Tg)	Camadas de tufo fortemente soldados com cristaloclastos e litoclastos de até 1 mm e matriz fina, mal selecionada. Textura eutaxítica fluidal preservada.	Deposição a partir de correntes de fluxo piroclástico subaéreo.

Tabela 4 - Associações de fácies interpretadas para o Grupo Águas Claras.

Associação de fácies	Sigla	Fácies	Descrição
Planície fluvial <i>braided</i>	AF1	Cm, ACt, Aa, Am, At e Alc	Ciclos granodecrescentes ascendentes, compostos por conglomerados maciços e com estratificação cruzada incipiente e arenitos finos a grossos. Internamente os arenitos apresentam estratificação cruzada tabular, acamamento maciço, estratificação cruzada acanalada e laminação cruzada.
<i>Foreshore/shoreface</i>	AF2	Am, Ap e Ab	Arenitos finos a médios que apresentam predominantemente laminação cruzada de baixo ângulo e subordinadamente acamamento maciço e laminação plano-paralela.
Frente deltaica	AF3	Am, As e Alc	Arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal, acamamento maciço e laminação cruzada.

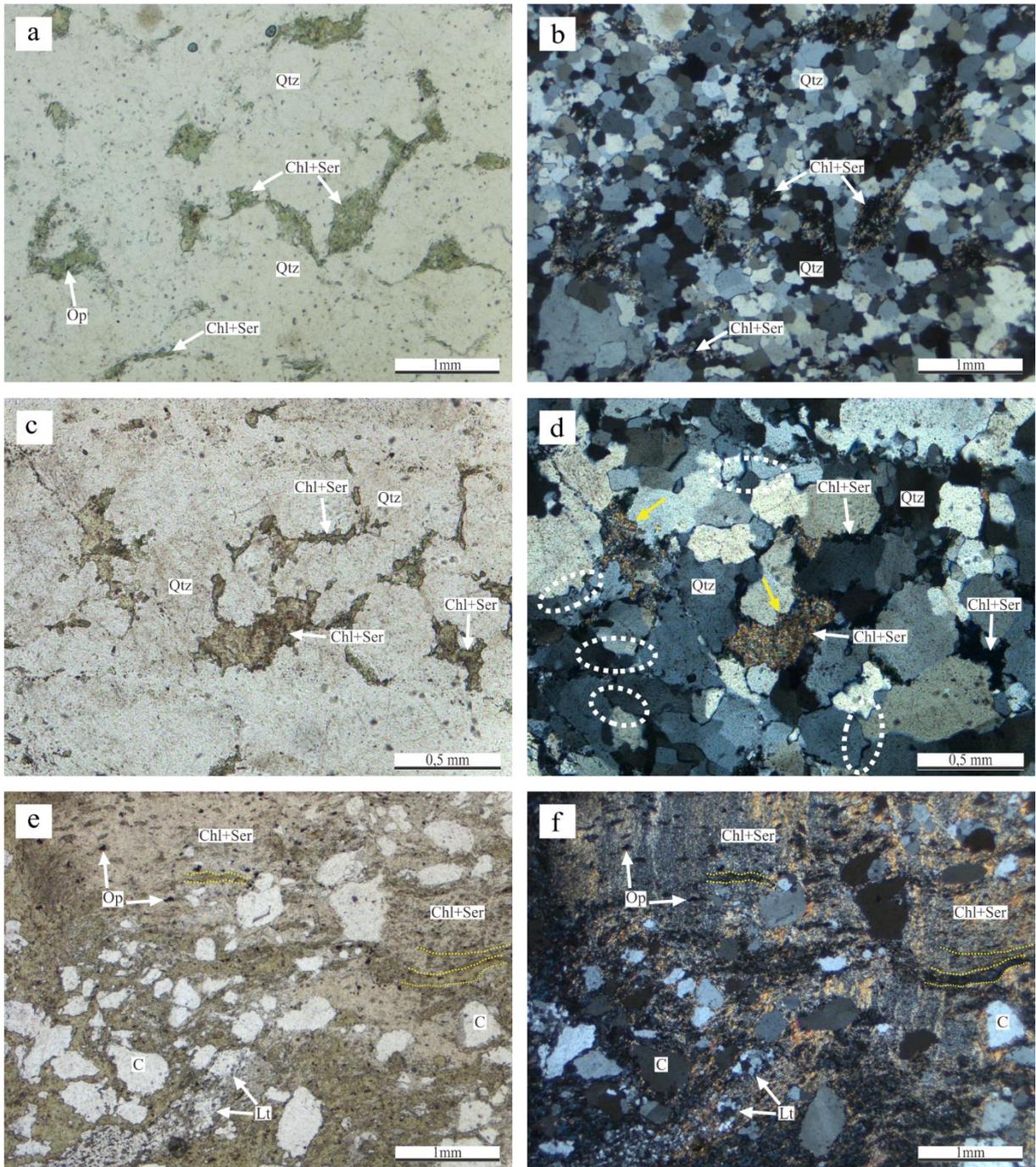


Figura 8 - Aspectos petrográficos dos litotipos descritos para o Grupo Águas Claras. a) e b) Textura principal do arcabouço dos quartzarenitos formados por grãos detríticos de quartzo (Qtz), que ocorrem rodeados por clorita (Chl), sericita (Ser) e minerais opacos (Op) de provável origem hidrotermal. c) e d) Detalhe de quartzarenito fortemente compactado com predominância de contatos côncavo-convexos e suturados (círculos). Chl e Ser ocorrem segregadas e em finas lamelas nos interstícios dos grãos (setas brancas). Notar grãos de Qtz com bordas angulosas (setas amarelas) resultantes da ação de fluidos hidrotermais de alta temperatura enriquecidos em clorita. e) e f) Litofácies tufo grosso soldado com textura eutaxítica de aspecto fluidal, preservada e ressaltada pela orientação de Chl, Ser, Op, cristaloclastos de quartzo (C) e litoclastos (Lt), que em conjunto formam superfícies sinuosas (linhas tracejadas). Nicóis paralelos em a, c e e. Nicóis cruzados em b, d e f.

4.4.2 Associação de fácies (AF)

4.4.2.1 Planície fluvial *braided* (AF1)

A associação de fácies de Planície fluvial *braided* (AF1) compreende os mais expressivos depósitos do Grupo Águas Claras e representa cerca de 600 m da espessura total da unidade no testemunho de estudo (Figura 7). A AF1 é constituída por conglomerados e principalmente por arenitos finos a grossos, moderadamente selecionados, subarredondados a arredondados que compõem as fácies conglomerado maciço (Cm), arenito/conglomerado com estratificação cruzada tabular (ACt), arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa), arenito maciço (Am), arenito com estratificação cruzada tabular (At) e arenito com laminação cruzada (Alc). Estas fácies estão organizadas em ciclos de escala métrica com tendência granodecrescente ascendente. De maneira geral na base dos ciclos ocorrem os conglomerados, seguidos por arenitos médios a grossos (fácies Cm, ACt e localmente fácies Aa), e se encerram com camadas de arenitos finos (fácies Am, At e Alc). A presença de grãos de areia grossa, grânulos e seixos segregados nos *foresets* ressaltam os estratos cruzados das fácies Cm, ACt e At.

A fácies Cm apresenta arcabouço fechado com grânulos e seixos finos a médios subarredondados de quartzo, sílex e rochas vulcânicas e matriz de areia fina a grossa. Esta fácies sugere rápida deposição a partir de correntes trativas de alta energia com elevadas taxas de descarga de água e concentração de sedimentos sob fluxo unidirecional, responsáveis por gerar acamamento maciço. A migração de barras longitudinais é sugerida pela estratificação cruzada incipiente que ocorre em determinadas porções, associada a sedimentos com contraste granulométrico e/ou variações na energia do fluxo nos canais fluviais (Collinson 1996, Miall 2006, Steel & Thompson 1983).

Arenitos e conglomerados subordinados das fácies ACt, At e Aa indicam processos de migração de barras de cristas retas (2D) e cristas sinuosas (3D) sob fluxo unidirecional e regime de fluxo inferior (Collinson 1996, Lindholm 1987, Tucker 2014). A recorrência das fácies ACt e At sugere a dominância de fluxo não confinado, e a presença pontual da fácies Aa indica que o fluxo confinado era secundário nos canais. A fácies Alc indica migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior (Miall 2006). A fácies Am tem origem provável após aumento no aporte de sedimentos e rápida deposição ou através da obliteração das estruturas primárias por liquefação nos sedimentos arenosos incosolidados (Hjellbakk 1997, Lowe 1975, Miall 2006). Estas fácies sugerem que barras arenosas a conglomeráticas de meio

de canais rasos eram formadas e retrabalhadas constantemente por variações na energia do fluxo na planície fluvial.

Os recorrentes ciclos granodecrescentes ascendentes formados apenas por fácies arenosas e conglomeráticas combinados com a ausência de fácies pelíticas de planície de inundação indicam predominância de carga de fundo (*bed load*) e elevada taxa de influxo de sedimentos no preenchimento de canais na planície fluvial. Tais características condizem com o sistema fluvial do tipo *braided*, que seria o sistema predominante no Pré-cambriano, compondo uma rede de canais rasos, largos, interconectados e não confinados, com altas taxas de erosão fluvial e migração favorecida por margens facilmente erodíveis (devido à ausência de vegetação e solos pouco desenvolvidos), além de baixa sinuosidade em amplas planícies (Bhattacharyya & Morad 1993, Bose *et al.* 2012, Eriksson *et al.* 1998, 2004, Hjellbakk 1997, Long 1978, 2004, Miall 1977, 1981).

4.4.2.2 *Foreshore/shoreface* (AF2)

A associação de fácies de *foreshore/shoreface* (AF2) possui cerca de 105 m de espessura (Figura 7), é composta por camadas de arenitos finos a médios, moderadamente a bem selecionados, e subarredondados a arredondados. É constituída pelas fácies arenito com laminação cruzada de baixo ângulo (Ab), arenito com laminação plano-paralela (Ap) e arenito maciço (Am). O *foreshore/shoreface* se situa na porção da plataforma marinha que se estende entre o nível médio de maré alta até a profundidade em que as ondas normais atuam na sedimentação, com distribuição de fácies controlada por estas e eventualmente por ondas de tempestades (Nichols 2009, Reading & Collinson 1996, Walker & Plint 1992).

A AF2 é composta predominantemente pela fácies Ab, e as fácies Ap e Am ocorrem subordinadamente. Arenitos da fácies Ab indicam deposição por migração e agradação de barras de leitos suaves produzidas por ondas sob fluxo oscilatório e correntes unidirecionais predominantes (De Raaf *et al.* 1977). A inflexão nos ângulos das laminações e a observação de superfícies de reativação em *sets* da fácies Ab indicam mudanças na intensidade do fluxo no ambiente costeiro. A fácies Ap tem origem pela migração de barras de relevo suave por correntes unidirecionais dominantes em regime de fluxo inferior. A laminação interna nos arenitos é pouco perceptível em várias porções da AF2 e isto pode ter relação com o baixo contraste granulométrico dos sedimentos depositados (De Raaf 1977). A fácies Am se origina pela rápida sedimentação de areias muito finas a médias em regime de fluxo transicional a

superior ou pela obliteração de estruturas primárias devido a processo de liquefação (Lowe 1975, Tucker 2014). Pontualmente a fácies Am apresenta ciclos granodécrescentes ascendentes com camadas centimétricas de arenitos finos a grossos.

Os espessos estratos da AF2 de arenitos finos a médios formados sob condições de fluxos oscilatórios e unidirecionais (fácies Ab, e Alc) associados a arenitos gerados em regime de fluxo transicional a superior (fácies Am) indicam deposição com constante atuação de correntes trativas de moderada/alta energia produzidas por ondas controlando a sedimentação em ambiente marinho, com lâmina d'água relativamente rasa, característicos de depósitos de *foreshore/shoreface*, inclusive pré-cambrianos (Bose *et al.* 1988, Clifton 2006, Eriksson *et al.* 1998, Walker & Plint 1992). As sucessões de mar raso pré-cambrianas tendem a ser significativamente mais espessas e com um conjunto limitado de estruturas sedimentares, em comparação com as sucessões fanerozoicas. Estes mares rasos seriam amplos, com sistema de circulação de águas e sedimentos mais uniforme e com declividades suaves bacia adentro (Eriksson *et al.* 1998, 2004). Depósitos de *foreshore/shoreface* pré-cambrianos são caracterizados texturalmente por arenitos altamente maduros e bem selecionados, assim como observado em seus análogos mais jovens (Walker & Plint 1992). De maneira geral, a sedimentação da AF2 esteve associada a constante retrabalhamento de sedimentos arenosos por correntes geradas por ondas normais.

4.4.2.3 Frente deltaica (AF3)

A associação de fácies de frente deltaica apresenta espessura de cerca de 65 m em dois níveis intercalados a estratos da AF1 (Figura 7). A AF3 é composta por camadas de arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, subarredondados a arredondados, internamente apresentam estratificação cruzada sigmoidal (As), laminação cruzada (Alc) e acamamento maciço (Am). Estas fácies estão dispostas em ciclos de escala métrica com tendência granocrescente ascendente, e que são frequentes em depósitos de frentes deltaicas (Eriksson *et al.* 1998, Reading & Collinson 1996, Tucker 2014).

A fácies As possivelmente controla a geometria sigmoidal da AF3 e sugere migração de barras arenosas associadas a elevado aporte sedimentar e rápida desaceleração do fluxo em condições da porção superior do regime de fluxo inferior (Hjellbakk 1997). A fácies Am indica deposição rápida com ausência de contraste granulométrico ou liquefação por sobrecarga sedimentar em areias inconsolidadas e saturadas em água, comuns em depósitos deltaicos

(Lowe 1975, 1976, Miall 2006). A fácies Alc ocorre sempre associada à fácies As e tem origem pela migração de barras de relevo suave, por correntes unidirecionais dominantes em regime de fluxo transicional/superior.

A presença apenas de fácies arenosas é compatível com frentes de desembocadura dominadas por descargas trativas de canais fluviais, que forneciam altas taxas de sedimentos arenosos, característicos de depósitos deltaicos com sedimentação dominada pelo sistema fluvial *braided* alimentador (Eriksson *et al.* 1998, Galloway 1975, Reading & Collinson 1996). A elevada carga sedimentar dos deltas desaguava em uma bacia receptora de menor energia (mar raso, por exemplo) e é possível que devido ao reduzido espaço de acomodação na região costeira os sedimentos possam ter se espalhado e desenvolvido zonas planas e contínuas na desembocadura dos deltas.

4.4.3 Unidades do Grupo Águas Claras

A Formação Águas Claras foi redefinida litoestratigraficamente e sua área-tipo descrita na porção central da Serra dos Carajás por Nogueira *et al.* (1995), entretanto, a problemática principal dos estudos acerca da unidade é a tectônica de natureza predominantemente rúptil que coloca lado a lado depósitos de gêneses distintas. Estes autores assinalam uma grande quantidade de descontinuidades ao longo da sucessão na área-tipo, e além disso, a cobertura vegetal da região e intemperismo são fatores que limitam a observação contínua da unidade e uma organização estratigráfica mais precisa.

Considerando os escassos afloramentos naturais e a possibilidade restrita de observação nas frentes de lavra, a descrição de testemunhos de sondagem representa uma ferramenta eficaz para a investigação paleoambiental e estratigráfica da sucessão Águas Claras na Bacia de Carajás. O estudo do furo ALV8-FD06, localizado longe de zonas de deformação tectônica e com profundidade adequada para o estudo estratigráfico, permitiu um entendimento mais completo da história deposicional da sucessão Águas Claras. As quatro formações individualizadas e inseridas em sequências deposicionais distintas entre si são as bases para que a unidade sedimentar seja elevada de categoria estratigráfica e designada de Grupo Águas Claras. As principais características estratigráficas e sedimentológicas de cada unidade são apresentadas na Tabela 5.

4.4.3.1 Formação A

Unidade da base do Grupo Águas Claras, ocorre sobreposta erosivamente às rochas vulcânicas provavelmente da unidade Sequência Paleovulcânica Superior, posicionada no topo do Grupo Grão-Pará (Beisiegel *et al.* 1973). A Formação A possui cerca de 218 m de espessura, é constituída por arenitos médios a grossos e conglomerados subordinados, compondo ciclos com tendência granodecrescente ascendente de escala métrica, com intercalações de tufos grossos em camadas de até cerca de 15 m de espessura (Figuras 7 e 9). Estes depósitos são interpretados como de origem fluvial *braided* da AF1. A ocorrência de camadas de tufos sugere episódios de fluxos piroclásticos subaéreos nas proximidades das planícies fluviais.

4.4.3.2 Formação B

Esta unidade está assentada sobre os estratos do topo da Formação A, provavelmente em contato erosivo. Apresenta em torno de 140 m de espessura e é composta exclusivamente por arenitos finos a grossos e conglomerados subordinados, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes de escala métrica e bem desenvolvidos, interpretados como depósitos de planície fluvial *braided* da AF1 (Figuras 7 e 10).

Tabela 5- Sumário das principais características sedimentológicas e estratigráficas das formações do Grupo Águas Claras.

Unidade	Perfil simplificado	Características
Formação D		<ul style="list-style-type: none"> - Sobrepõe erosivamente os depósitos costeiros/marinhos da Formação C; Apresenta cerca de 330 m de espessura. - Formada majoritadamente por depósitos de planície fluvial <i>braided</i> (AF1), com arenitos finos a grossos e conglomerados compondo ciclos granodescrescentes ascendentes. - Depósitos de frente deltaica (AF3) ocorrem pontualmente próximos ao topo da unidade, com arenitos finos a médios organizados em ciclos com tendência granocrescente ascendente.
Formação C		<ul style="list-style-type: none"> - Ocorre sobreposta aos estratos fluviais do topo da Formação B, em contato aparentemente concordante. - Compreende depósitos de <i>foreshore/shoreface</i> (AF2) e de <i>offshore</i>; Possui cerca de 105 m de espessura no furo ALV8-FD06. - Formada por arenitos finos a médios laminados.
Formação B		<ul style="list-style-type: none"> - Sobrepõe a Formação A, em contato obliterado por um dique no furo ALV8-FD06; Composta exclusivamente por depósitos de planície fluvial <i>braided</i> (AF1), com cerca de 140 m de espessura. - Nos depósitos fluviais da unidade ocorrem arenitos finos laminados, associados a arenitos médios a grossos e conglomerados dispostos em ciclos granodescrescentes ascendentes bem desenvolvidos.
Formação A		<ul style="list-style-type: none"> - Base do Grupo Águas Claras; Sobrepõe erosivamente rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará e possui mais de 215 m de espessura no furo ALV8-FD06. - Constituída por depósitos de planície fluvial <i>braided</i> (AF1), com arenitos médios a grossos e conglomerados organizados em ciclos com tendência granodescrescente ascendente. - Apresenta níveis de tufo vulcânicos grossos, de até cerca de 15 m de espessura, intercalados aos depósitos fluviais.

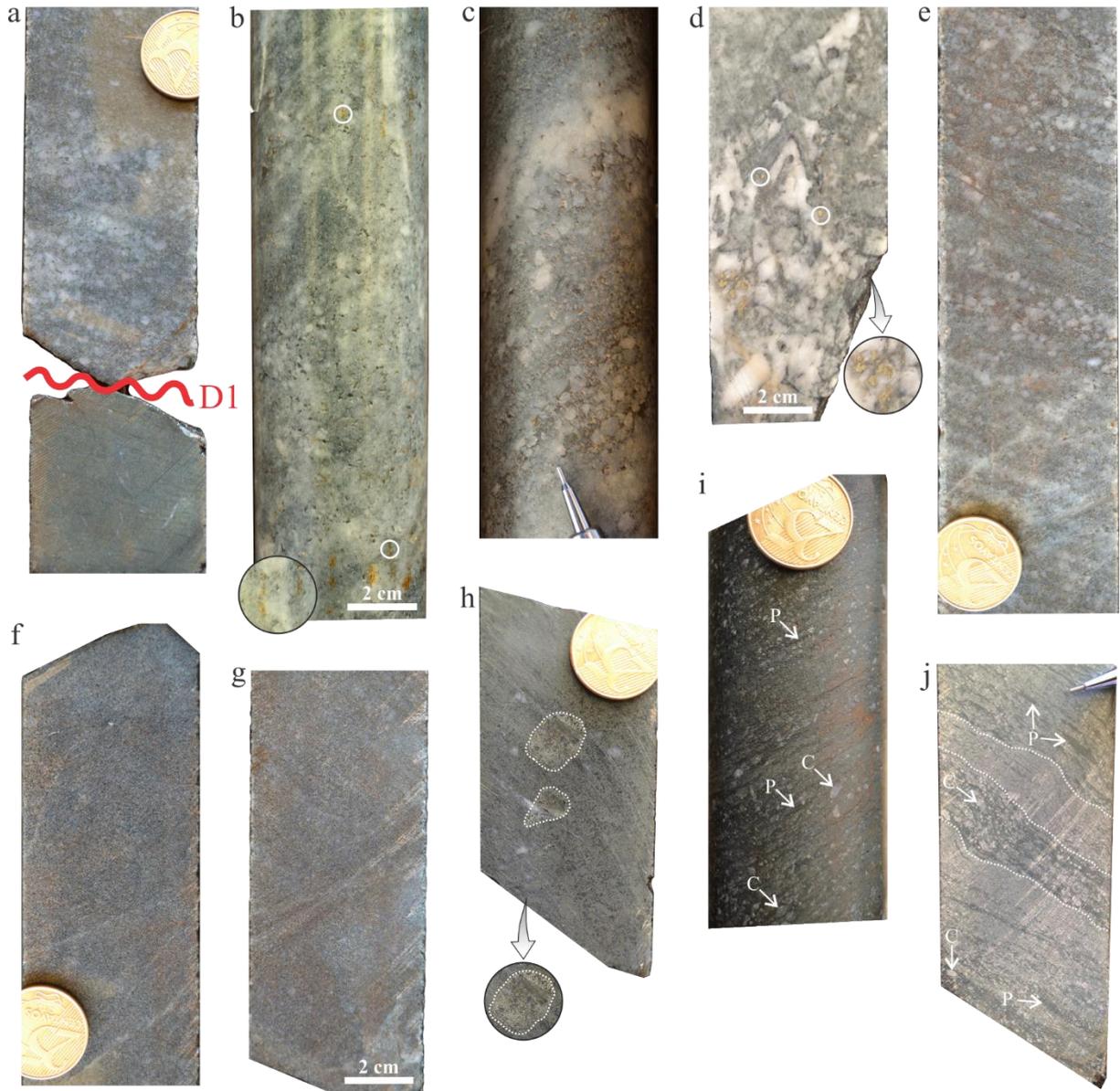


Figura 9 - Fácies sedimentares identificadas no furo ALV8-FD06 para a Formação A. a) Contato discordante (D1) entre rocha máfica cloritizada da Sequência Paleovulcânica Superior e arenito/conglomerado da fácies ACT da AF1. b) e c) Conglomerados apresentando acamamento maciço e estratificação cruzada incipiente da fácies Cm. Círculos destacam pirita disseminada. d) Fácies Cm com grânulos e seixos de quartzo e matriz de areia média a grossa. Círculo destaca pirita disseminada. e) Arenito/conglomerado com estratificação cruzada tabular da fácies ACT, dominante nesta unidade. f) e g) Arenitos maciços da fácies Am. h) Fragmentos provavelmente de rocha vulcânica (círculos) que ocorrem pontualmente na fácies Am. i) e j) Tufos grossos da litofácies Tg densamente soldados, com evidente foliação de fluxo piroclástico (linha tracejada). Notar fragmentos de púmices cloritizados, alinhados e achatados (P), separados por matriz fina com cristaloclastos dispersos (C).

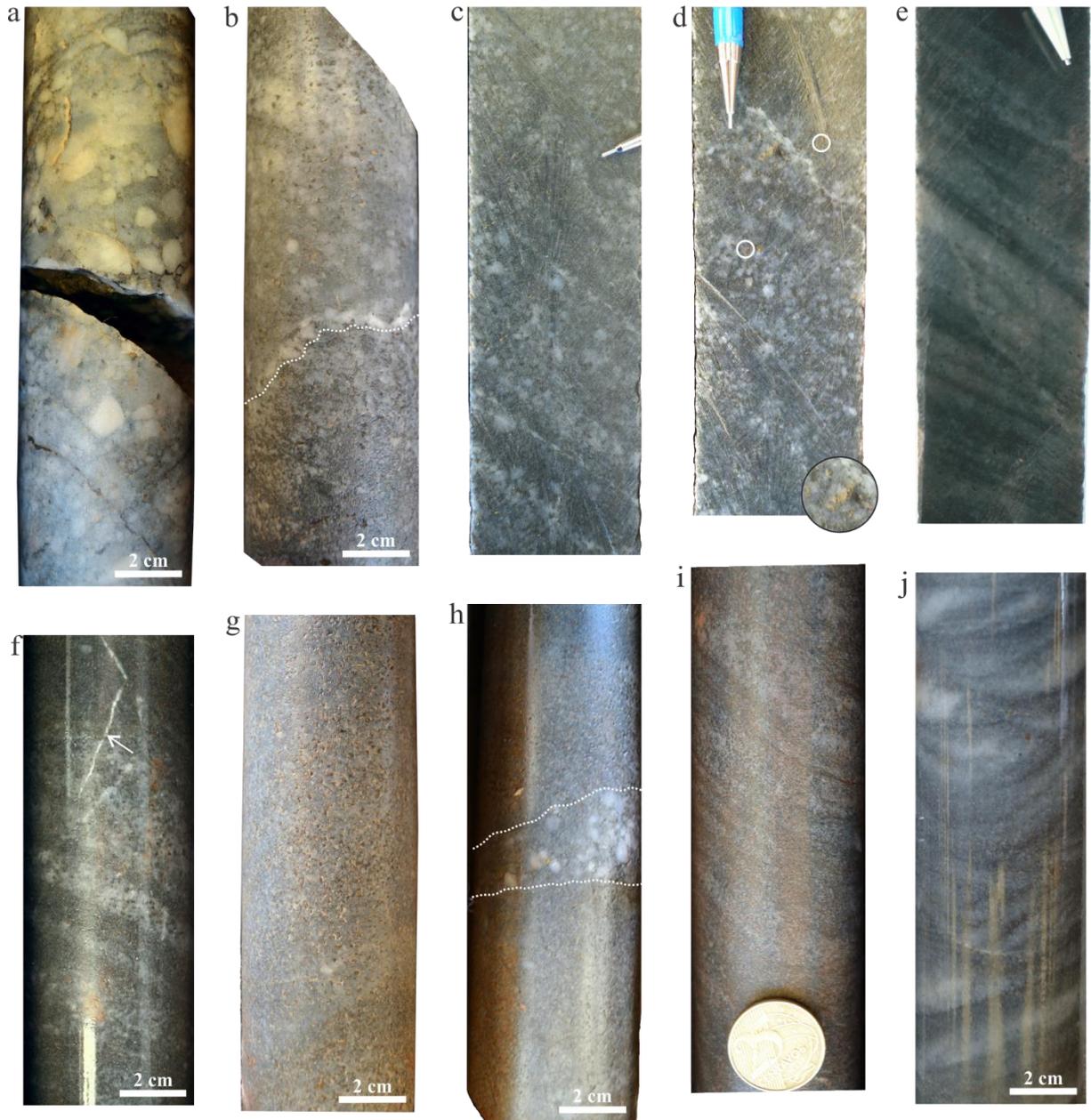


Figura 10 - Fácies sedimentares identificadas no furo ALV8-FD06 para a Formação B. a) Conglomerado maciço com seixos de quartzo e matriz de areia média a grossa da fácies Cm da base da unidade. b) Fácies Cm com superfície erosiva (linha tracejada) formada por possível aumento na descarga fluvial. c) e d) Arenitos grossos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular da fácies ACt. Círculos indicam pirita disseminada. e) e f) Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular da fácies At. Vênula de quartzo trunca a estratificação (seta). g) e h) Arenitos com acamamento maciço da fácies Am com fina camada da fácies conglomerado maciço intercalada (linha tracejada). i) e j) Arenitos finos a médios com laminação cruzada da fácies Alc.

4.4.3.3 Formação C

A Formação C ocorre sobreposta aos depósitos fluviais da Formação B e apresenta em torno de 105 m de espessura. A Formação C é constituída por arenitos finos a médios depositados em ambiente costeiro a marinho raso de *foreshore/shoreface* da AF2 (Figuras 7 e 11). A unidade também inclui espessos estratos principalmente de pelitos e arenitos finos de *offshore* descritos em outros trabalhos na região de Carajás (Araújo & Sousa 2018, Costa 2017, Nogueira *et al.* 1995).

4.4.3.4 Formação D

Unidade posicionada no topo do Grupo Águas Claras, sobreposta erosivamente aos depósitos costeiros e marinhos plataformais da Formação C. Possui cerca de 330 m de espessura, formada predominantemente por arenitos finos a grossos e conglomerados subordinados, dispostos em ciclos métricos granodecrescentes ascendentes interpretados como de planície fluvial *braided* (AF1) que atingem mais de 200 m de espessura. Apresenta também pacotes de arenitos finos a médios com tendência granocrescente ascendente e espessura de aproximadamente 65 m em dois níveis intercalados às fácies fluviais e interpretados como de frente deltaica (AF3). O topo da Formação D é marcado por depósitos arenosos e conglomeráticos de planície fluvial *braided* (AF1) (Figuras 7 e 12).

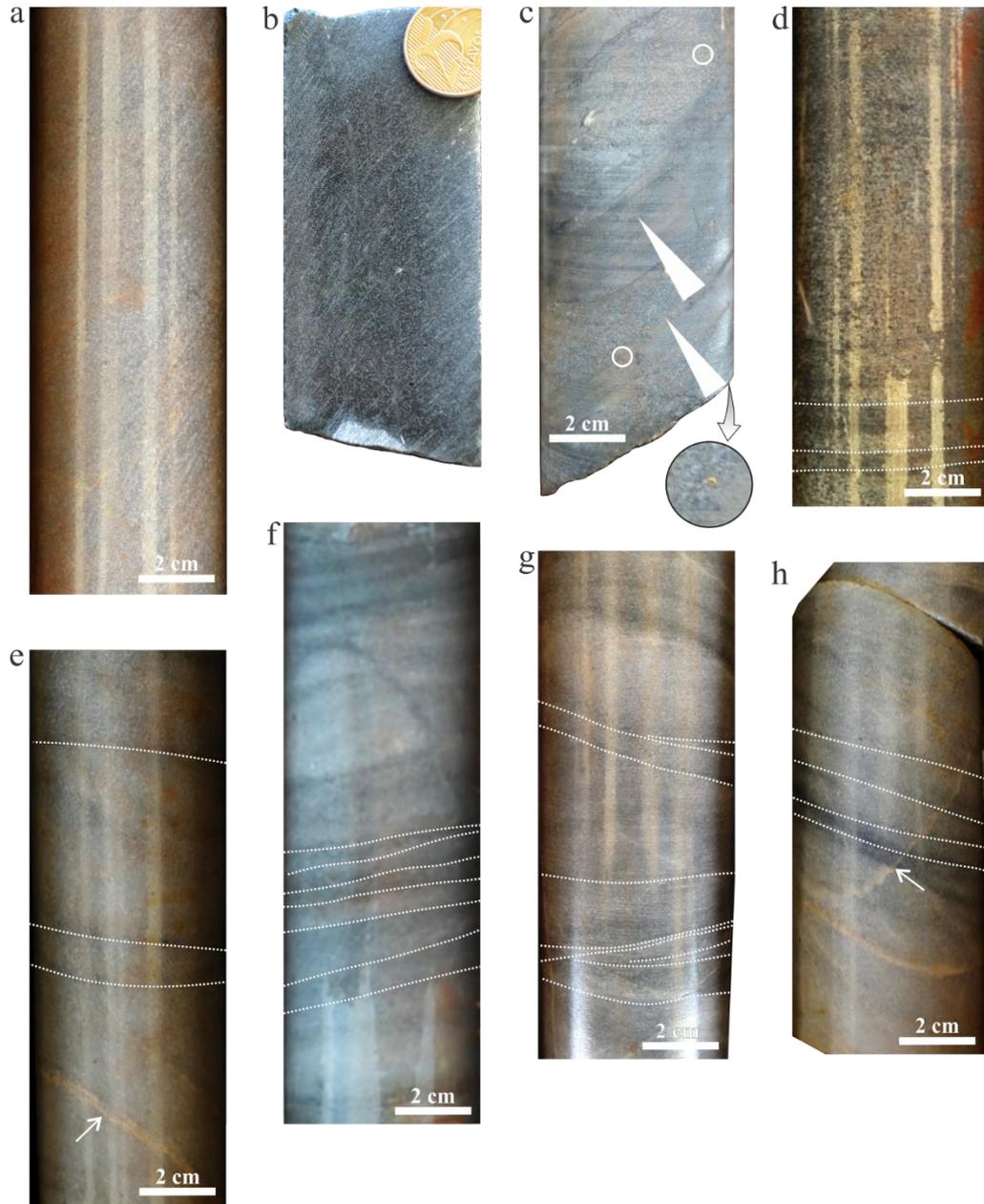


Figura 11 - Fácies sedimentares identificadas no furo ALV8-FD06 para a Formação C. a) e b) Arenitos finos maciços da fácies Am. c) Camadas de arenitos finos a grossos da fácies Am em centimétricos ciclos granodecrescentes ascendentes (setas). Círculos destacam pirita disseminada. d) Arenito com laminação plano-paralela (linhas tracejadas) da fácies Ap. e), f), g) e h) Arenitos com laminação cruzada de baixo ângulo da fácies Ab, predominantes nesta unidade. Observar a inflexão nos ângulos das laminações cruzadas (linhas tracejadas), que indicam mudanças nas condições de energia dos fluxos trativos em zonas costeiras. Vênulas de quartzo truncam as laminações (setas).

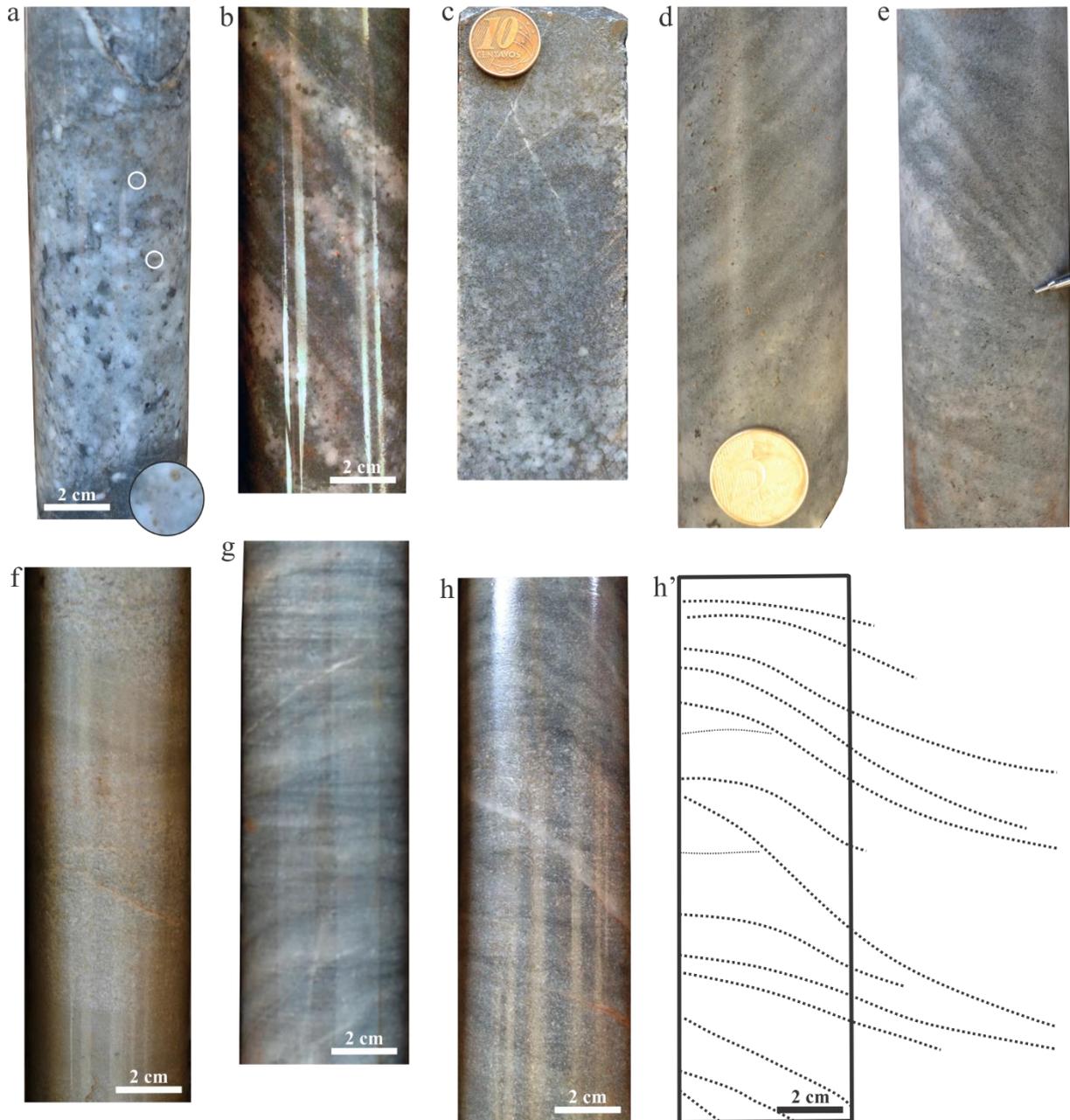


Figura 12 - Fácies sedimentares identificadas no furo ALV8-FD06 para a Formação D. AF1- Planície fluvial *braided*: a) Conglomerado maciço com seixos de quartzo e sílex e matriz de areia grossa da fácies Cm. Círculos destacam pirita disseminada. b) Arenito/conglomerado com estratificação cruzada tabular da fácies ACt. C) Arenito maciço com porção conglomerática da fácies Am. d) Arenito com estratificação cruzada acanalada da fácies Aa. e) Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular da fácies At. AF3- Frente deltaica: f) Arenito fino a médio maciço da fácies Am. g) Arenito com laminação cruzada da fácies Alc. h) e h') Arenito com estratificação cruzada sigmoidal da fácies As, predominante na AF3.

4.4.4 Sequências deposicionais e reconstituição paleoambiental

A redefinição estratigráfica permitiu organizar a evolução do Grupo Águas Claras em um arcabouço sequencial que compreende as formações A, B, C e D, relacionadas a distintos tratos de sistemas que se desenvolveram na bacia de sedimentação.

4.4.4.1 Sequência deposicional 1

A Sequência deposicional 1 compreende a Formação A e representa um megaciclo progradante desenvolvido sobre rochas vulcânicas atribuídas à Sequência Paleovulcânica Superior, e que seriam parte do substrato da bacia. A discordância erosiva regional que as separa (D1) foi formada ao longo de pelo menos alguns milhões de anos e pode ter sido induzida por soerguimentos, uma vez que separa em contato erosivo, rochas máficas neoarqueanas de origem submarina de depósitos fluviais paleoproterozoicos sobrejacentes.

Espessos estratos fluviais e camadas intercaladas de tufos grossos, que condizem com episódios de fluxos piroclásticos, implicam em sedimentação exclusivamente continental durante um trato de sistemas de mar baixo (TSMB) em fase regressiva na bacia, com as áreas-fonte provavelmente pertencentes aos terrenos granito-gnáissicos e *greenstone belts* meso a neoarqueanos incluídos no Complexo Xingu e grupos Grão-Pará e Igarapé-Bahia, respectivamente (Figura 13).

O sistema fluvial no TSMB constitui o de mais alta energia em uma sequência deposicional e favorece a formação de depósitos de preenchimento de canais amalgamados em sistemas fluviais *braided* com fácies de planície de inundação em geral não preservadas, uma vez que envolvem processos de suspensão/decantação (Catuneanu 2006). Além disso, considera-se que fácies costeiras e marinhas não foram depositadas ou não foram preservadas nesta sequência.

4.4.4.2 Sequência deposicional 2

A Sequência deposicional 2 abrange as formações B e C do Grupo Águas Claras e se desenvolveu sobre discordância provavelmente erosiva (D2) causada pela erosão dos estratos de topo da sequência deposicional 1 sotoposta. É considerado que esta superfície de descontinuidade é obliterada por um dique que se alojou nesta zona de fraqueza da sucessão sedimentar. A Formação B está relacionada a novo megaciclo progradante do sistema fluvial *braided* (AF1) em fase regressiva na bacia e instalação de um trato de sistemas de mar baixo (TSMB) (Figura 13). Baixas taxas de acomodação no TSMB em conjunto com altas taxas de suprimento, erosão dos canais e moderada a elevada energia das descargas fluviais ditaram a dinâmica da sedimentação nas planícies *braided*.

Em seguida, o desenvolvimento de ambientes costeiros e marinhos alterou o padrão de sedimentação na bacia, antes dominado por processos fluviais. Os depósitos costeiros e

marinhos da Formação C estão associados a um megaciclo retrogradante, como consequência do aumento do nível relativo do mar durante um trato de sistemas transgressivo (TST), ligado a uma transgressão na bacia. A Formação C representa a fase de maior expansão da Bacia de Carajás no Paleoproterozoico, e inclui rochas pelíticas com óxi-hidróxidos de manganês primário depositadas em *shoreface* e *offshore* plataformais conforme observações de Araújo & Sousa (2018) e Costa (2017), posicionadas aqui no topo da Sequência deposicional 2 do Grupo Águas Claras (Figura 13).

4.4.4.3 Sequência deposicional 3

A Sequência deposicional 3 inclui a Formação D e tem origem após exposição da plataforma e erosão de parte do topo da Formação C, que gerou outra discordância erosiva regional (D3), pela progradação de um sistema fluvial *braided* em mais um megaciclo progradante na bacia. Nesta sequência foram observados depósitos costeiros de frente deltaica posicionados próximos ao topo da unidade, o que sugere aumentos na lâmina d'água e a consequente instalação de sistemas deltaicos durante um trato de sistemas de mar baixo (TSMB) (Figura 13).

A sedimentação da Sequência deposicional 3 do Grupo Águas Claras se encerra com os depósitos fluviais sobrepostos aos de frente deltaica. Sistemas flúvio-deltaicos são comuns no registro sedimentar pré-cambriano e provavelmente foram controlados pelo mesmo equilíbrio dinâmico entre mudanças relativas do nível do mar e entrada de sedimentos observados em ambientes modernos (Eriksson *et al.* 1998).

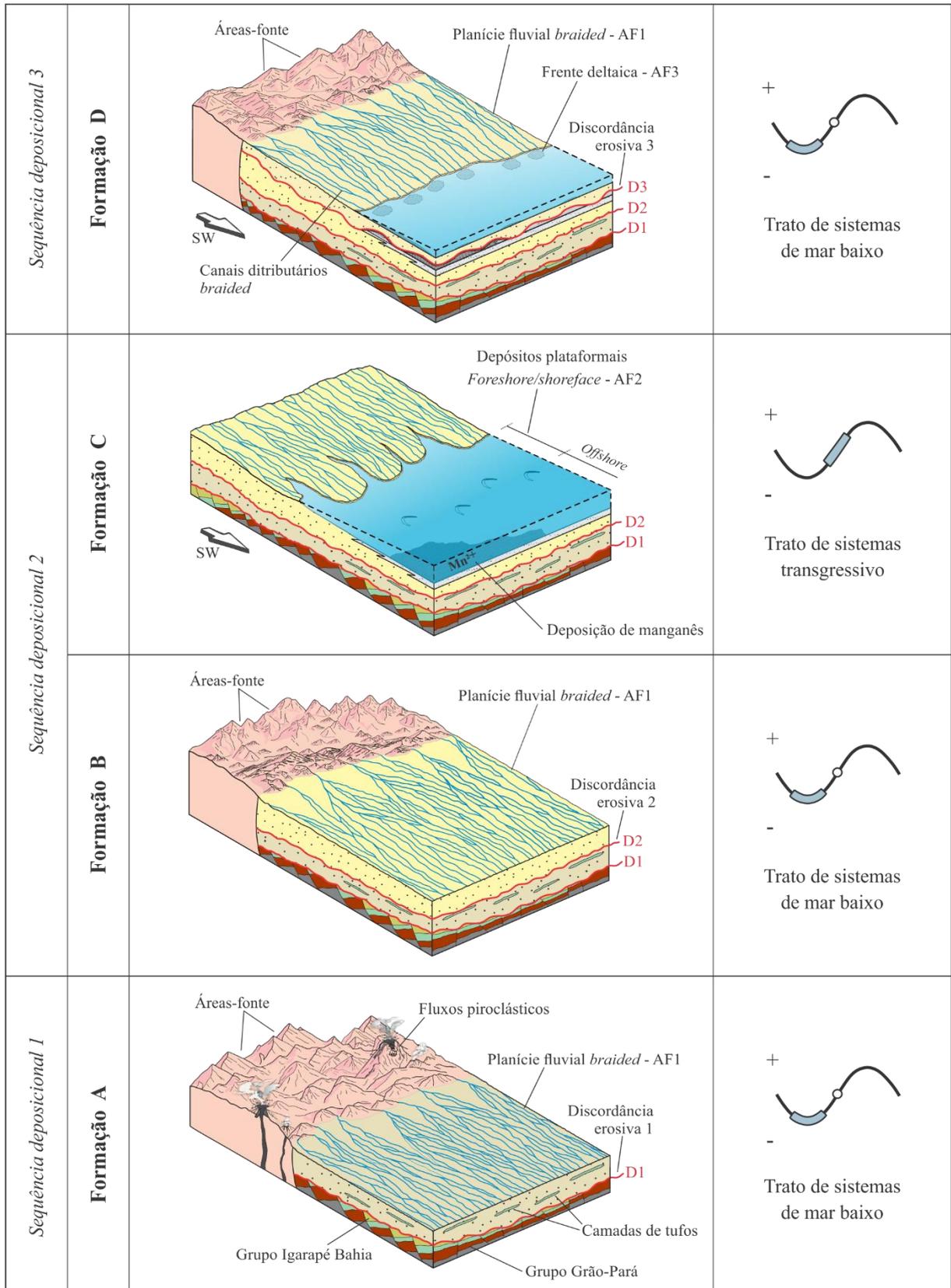


Figura 13 - Modelos paleoambientais propostos para as unidades do Grupo Águas Claras. A variação eustática do nível relativo do mar define diferentes tratos de sistemas. Notar que as sequências deposicionais ocorrem limitadas pelas discordâncias D1, D2 e D3 indicadas dentro de cada bloco diagrama, assim como as diferentes associações de fácies interpretadas (AF1, AF2 e AF3).

4.5 DISCUSSÕES

O reconhecimento de discordâncias no testemunho de sondagem ALV8-FD06 aponta a existência de pelo menos três sequências deposicionais consideradas como de terceira ordem para a sucessão Águas Claras. Estas discordâncias, que podem ser reconhecidas regionalmente, sugerem períodos prolongados de exposição da bacia de sedimentação, seguidos por erosão e rápida subsidência. Embora o tempo decorrido em cada um desses *gaps* estratigráficos não possa ser definido exatamente, a ocorrência de sequências deposicionais de terceira ordem sugere intervalos entre 1 a 11 Ma para a deposição entre cada uma destas (Krapez 1996, Vail *et al.* 1977). Soerguimentos regionais, como resultados de eventos tectônicos próximos ao final do Paleoproterozoico, podem ter sido uma das causas para a instalação destas discordâncias. O final deste período é caracterizado por diversas atividades tectônicas ligadas ao Ciclo Orogenético Transamazônico, que se estendeu entre cerca de 2,2 e 1,9 Ga (Cordani *et al.* 1984, Hurley *et al.* 1967, Macambira *et al.* 2009, Teixeira *et al.* 1989). Este ciclo orogenético, além de ter sido um dos principais responsáveis pela deformação da Bacia de Carajás, provavelmente exerceu grande influência no padrão de sedimentação da bacia.

A organização litoestratigráfica da sucessão Águas Claras em quatro unidades distintas, eleva a denominada Formação Águas Claras à categoria de “Grupo”, devendo então a sucessão ser designada a partir deste trabalho como “Grupo Águas Claras”. A identificação de discordâncias regionais pode servir como guias estratigráficos para correlação dos estratos sedimentares da unidade fora dos limites atuais da bacia. A discordância D1, na base da sucessão, coloca em contato erosivo rochas do Grupo Grão-Pará sob estratos do Grupo Águas Claras e pode ter sido a responsável pela erosão do Grupo Igarapé Bahia, posicionado estratigraficamente entre as duas unidades (Figuras 6 e 15).

A sucessão Águas Claras não constitui uma única unidade somente com um ambiente deposicional definido, mas na verdade, diferentes unidades que se superpuseram ao longo do tempo com diferentes histórias deposicionais. O empilhamento estratigráfico sugere uma sedimentação com padrão progradante-retrogradante-progradante, com clara tendência de continentalização, marcada pelo espessamento de estratos de origem fluvial em direção ao topo da unidade. A natureza siliciclástica da sucessão, contrastante com a sedimentação químico-exalativa que marca o Grupo Grão-Pará, sotoposto ao Grupo Águas Claras no furo ALV8-FD06, indica não apenas uma modificação no estilo de preenchimento da bacia, mas uma mudança brusca e irreversível na natureza da sedimentação, que passou a ser predominantemente siliciclástica intercalada eventualmente por sedimentação química-

exalativa. Este padrão de sedimentação se estendeu durante o Proterozoico e ao longo de todo o Paleozoico.

A recorrência de estratos fluviais sobre estratos também fluviais entre as sequências deposicionais 1 e 2 sugere flutuações de nível de base em uma bacia inicialmente sem conexão marinha ou que pode ter experimentado uma transgressão restrita. Neste caso, os depósitos costeiros/marinhos da Sequência deposicional 1 podem ter sido erodidos pelo megaciclo fluvial da Sequência deposicional 2. Dados de paleocorrente de Araújo & Maia (1991) e Nogueira (1995) sugerem sentido de paleocorrente principalmente para oeste e sudoeste, que podem representar o sentido principal de escoamento fluvial e oposto ao sentido do soerguimento generalizado da região que provavelmente ocorreu a norte/nordeste, como resultado da colisão entre os blocos Carajás e Bacajá (Macambira *et al.* 2009, Tavares 2015).

Apesar de não observado, depósitos de origem *offshore* da mina do Azul podem estar faciologicamente relacionados aos depósitos de *foreshore/shoreface* (AF2), descritos na Formação C do furo ALV8-FD06. A ocorrência desses estratos sugere um período de invasão marinha na bacia durante um trato de sistemas transgressivo.

As camadas de tufos *sandwiched* por depósitos de origem fluvial na Formação A sugerem períodos de atividade vulcânica de natureza piroclástica próxima às planícies fluviais, assim como a ocorrência destes estratos vulcânicos na base da sucessão pode indicar períodos de aquiescência tectônica na fase inicial de instalação da bacia que acomodou os sedimentos Águas Claras.

O tempo para a deposição do Grupo Águas Claras ainda permanece um dos problemas a ser futuramente respondido em Carajás. De acordo com Catuneanu *et al.* (2005) e Eriksson *et al.* (2005), no Pré-cambriano os processos parecem ter sido mais longos e mais intensos do que os análogos modernos, o que indica que o tempo decorrido para a deposição da sucessão de estudo pode ter sido mais longo, bem como, a sedimentação pode ter sido muito mais ativa, em uma bacia faminta e em constante subsidência. Na base do Grupo Águas Claras é interpretado aqui que inicialmente ocorreu um evento de subsidência termal, provocada por prováveis anomalias térmicas instaladas na base da crosta, resultando em adelgaçamento e abatimento listosférico, seguido de pelo menos dois eventos de subsidência flexural influenciados pelo peso da carga sedimentar depositada. O evento de subsidência termal inicial foi o responsável por gerar o espaço de acomodação primordial onde se desenvolveram os sistemas deposicionais interpretados para a sucessão.

Afloramentos conhecidos do Grupo Águas Claras precisam ser futuramente reavaliados à luz desta nova proposição estratigráfica. Por exemplo, a tectônica de natureza rúptil que deforma as rochas da sucessão Águas Claras na área-tipo da unidade, descrita por Nogueira *et al.* (1995) e Pinheiro (1997), colocam lado a lado unidades distintas da sucessão.

A elevada maturidade textural e mineralógica observada para os arenitos descritos podem representar taxas relativamente elevadas de intemperismo, transporte e retrabalhamento dos sedimentos no sítio deposicional, assim como, estar relacionada a processos pós-deposicionais (diagênese e hidrotermalismo), que podem ter contribuído para eliminar/substituir grãos menos estáveis, como de feldspatos.

A correlação entre afloramentos e testemunhos de sondagem da sucessão Águas Claras sempre foi limitada pelo problema do reconhecimento de superfícies-chave (discordâncias e conformidades correlativas) ou camadas-guia, que geralmente estão ausentes e não permitem uma correlação precisa entre os depósitos. É apresentada aqui uma correlação para a unidade com base na discordância erosiva D3 observada no testemunho de sondagem ALV8-FD06, assim como em outros testemunhos da região, nos afloramentos da mina do Azul e em afloramento localizado na área-tipo da unidade, na estrada que liga as minas do Azul e Igarapé Bahia (Araújo & Sousa 2018, Costa 2017, Nogueira *et al.* 1995). A discordância D3 separa depósitos de sistemas deposicionais distintos e sem relação genética entre si, os costeiros e marinhos plataformais ligados a um trato de sistemas transgressivo (TST) da Formação C, sotopostos a depósitos de um sistema fluvial *braided* formado durante um trato de sistemas de mar baixo (TSMB) da Formação D (Figura 14).

Martins *et al.* (2017), com base na datação e dados geoquímicos de rochas da Formação Parauapebas, sugerem que a Bacia de Carajás teve sua origem ligada a um rifteamento intracontinental com forte contaminação crustal pós-evento colisional entre os domínios Carajás e Rio Maria na transição Nearqueano-Paleoproterozoico, como discutido por Tavares (2015). Além disso, Martins *et al.* (2017) posicionam todos os depósitos siliciclásticos sobrejacentes ao Grupo Grão-Pará no Arqueano, porém sem dados estratigráficos e geocronológicos destas sucessões. Por outro lado, Tavares (2015) posiciona os mesmos depósitos no Paleoproterozoico, também sem dados estratigráficos e com poucos dados geocronológicos. Este trabalho, apesar de não apresentar resultados geocronológicos para o Grupo Águas Claras, demonstra com base em princípios estratigráficos e sedimentológicos que o melhor posicionamento para a unidade é no Paleoproterozoico.

O arcabouço estratigráfico sequencial proposto para o Grupo Águas Claras permitiu organizar a evolução de suas formações com os respectivos sistemas deposicionais e inferir os principais estágios de sedimentação e tectônicos experimentados pela bacia (Figura 15). Este estudo do Grupo Águas Claras apresenta uma nova abordagem das unidades sedimentares pré-cambrianas da Serra dos Carajás, baseada principalmente na análise de testemunhos de sondagem para a aplicação da técnica de análise de fácies e sistemas deposicionais, combinada com a estratigrafia de seqüências para rochas vulcanossedimentares do Cráton Amazônico. Nesta perspectiva, o estudo estratigráfico realizado no furo ALV8-FD06 representa a metodologia mais adequada para áreas com limitadas exposições rochosas, afetadas por tectonismo, metamorfismo-hidrotermalismo e forte intemperismo.

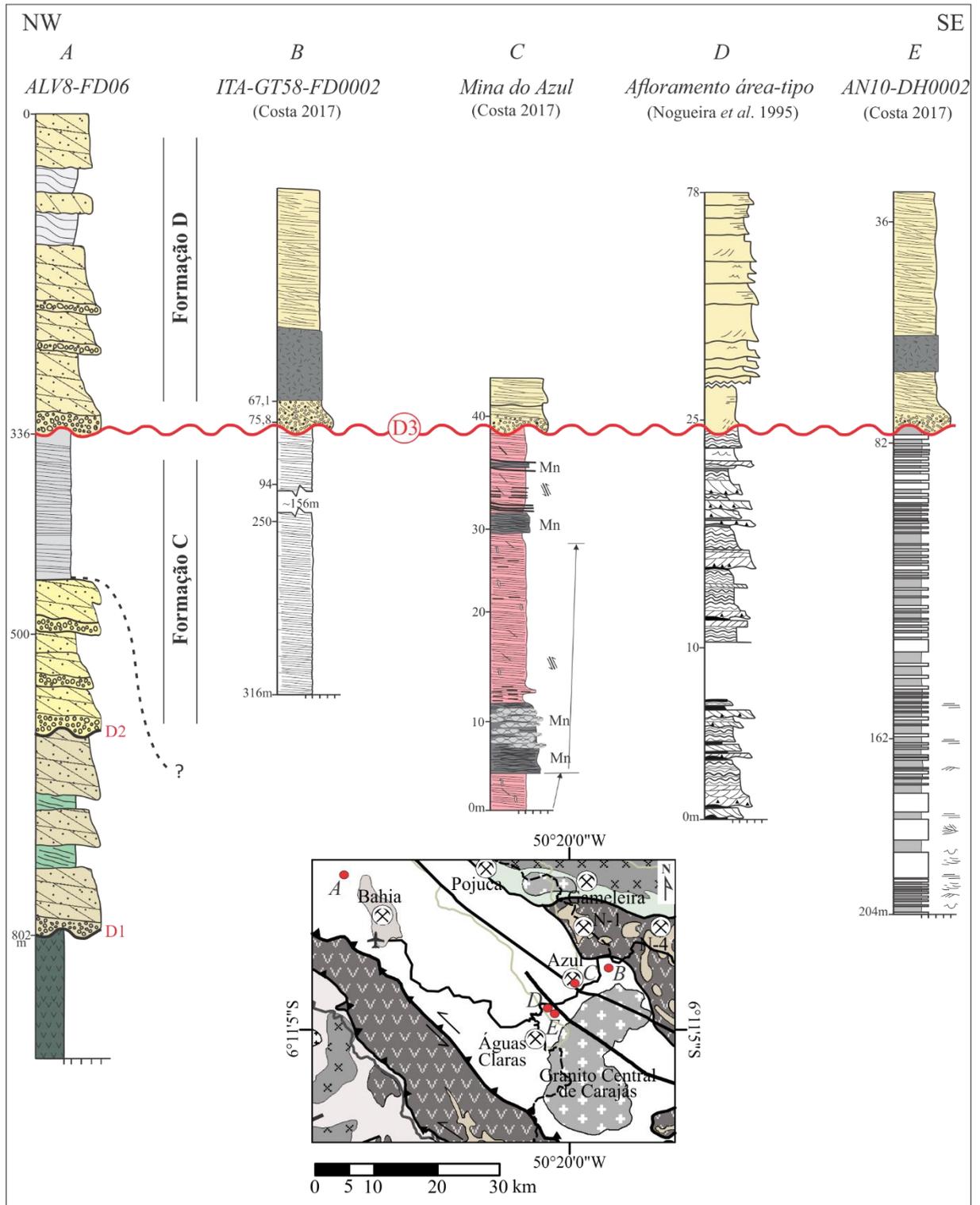


Figura 14 - Correlação estratigráfica entre depósitos do Grupo Águas Claras balizada pela discordância erosiva regional D3 que separa estratos de sistemas costeiros/marinhos plataformais da Formação C, sobrepostos por depósitos de sistema fluvial *braided* da Formação D. Mapa exhibe a localização dos testemunhos de sondagem e afloramentos na Serra dos Carajás.

IDADE Ga	ESTRATIGRAFIA			SUPERFÍCIES- CHAVE	LITOTIPOS	NÍVEL DE BASE	TRATO DE SISTEMAS	SISTEMA DEPOSICIONAL	ESTÁGIO TECTÔNICO DA BACIA
	GRUPO	SEQ.	UNIDADES						
P A L E O P R O T E R O Z O I C O 2,06-	GRUPO ÁGUAS CLARAS	3	Formação D ~336 m	D3 (LS)			Trato de sistemas de mar baixo	Fluvial <i>braided</i>	Sedimentação siliciclástica
			Formação C ~300 m					ST	
		2	Formação B ~140 m	D2 (LS)			Trato de sistemas de mar baixo	Fluvial <i>braided</i>	Subsidência flexural
			1	Formação A ~218 m				D1 (LS)	
NEOARQUEANO 2,74-	GRUPO GRÃO-PARÁ	Grupo Igarapé Bahia ?					Vulcanismo subamarino		
		Sequência Paleovulcânica Superior							

Figura 15 - Sumário estratigráfico e paleoambiental do Grupo Águas Claras com base na avaliação do testemunho de sondagem ALV8-FD06 e de trabalhos realizados na unidade na região da Serra dos Carajás. Abreviações: LS, limite de sequência; ST, superfície transgressiva.

4.6 CONCLUSÕES

1) A análise de fácies e estratigráfica de detalhe revelou três associações de fácies para o Grupo Águas Claras, interpretadas como planície fluvial *braided* (AF1), *foreshore/shoreface* (AF2) e frente deltaica (AF3). AF1 é marcada por depósitos acumulados em amplas planícies fluviais, com redes de canais rasos, interconectados e com altas taxas de influxo de sedimentos. A AF2 é caracterizada por sedimentação em ambiente marinho raso em extensa área cratônica inundada, com circulação de águas e sedimentos relativamente uniformes. A AF3 se distingue por sedimentação relacionada a frentes de desembocadura proximais, alimentadas por canais fluviais *braided* com elevado fornecimento de sedimentos, acumulados em prováveis zonas contínuas na região costeira.

- 2) Os métodos da estratigrafia de sequências possibilitaram o reconhecimento de quatro formações (A, B, C e D) para o Grupo Águas Claras, inseridas em três sequências deposicionais diacrônicas, separadas por superfícies de descontinuidade e consideradas como de terceira ordem.
- 3) A maturidade textural e mineralógica observada nos quartzarenitos das unidades está ligada a elevadas taxas de intemperismo, transporte e retrabalhamento na bacia, assim como a processos diagenéticos e hidrotermais (clorotização), que podem ter contribuído para eliminar/substituir grãos menos estáveis.
- 4) O empilhamento estratigráfico da sucessão sugere uma sedimentação com tendência progradante-retrogradante-progradante, que registra a evolução de sistemas fluviais *braided*, marinho e deltaico, influenciados por fluxos piroclásticos subaéreos na base, desenvolvidos durante tratos de sistemas de mar baixo e trato de sistemas transgressivo, que se superpõem e refletem flutuações do nível do mar Águas Claras.
- 5) Eventos de subsidência termal (inicial) e flexural provavelmente geraram o espaço de acomodação que propiciou tanto a expansão dos diferentes sistemas deposicionais quanto a preservação dos sedimentos de natureza essencialmente siliciclástica do Grupo Águas Claras, depositados na Bacia de Carajás durante o Paleoproterozoico.

CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES

O Grupo Águas Claras constitui uma unidade sedimentar essencialmente siliciclástica com complexa evolução, do Paleoproterozoico da Bacia de Carajás. Esta unidade foi definida a partir da avaliação de uma sucessão de aproximadamente 800 m registrada em testemunho de sondagem obtido de um bloco tectonicamente preservado do noroeste da Serra dos Carajás. A análise de fácies e estratigráfica aliada aos métodos da estratigrafia de sequências revelaram nove fácies sedimentares agrupadas em três associações de fácies, interpretadas como planície fluvial *braided* (AF1), *foreshore/shoreface* (AF2) e frente deltaica (AF3), que ocorrem incluídas em quatro formações, denominadas de Formação A, Formação B, Formação C e Formação D.

A Formação A é constituída por depósitos fluviais da AF1 com intercalações de tufos grossos, que indicam atividades vulcânicas adjacentes às planícies fluviais durante trato de sistemas de mar baixo. A Formação B é composta exclusivamente por depósitos fluviais da AF1 desenvolvidos em trato de sistemas de mar baixo. A Formação C compreende depósitos costeiros/marinhos de *foreshore/shoreface* da AF2 acumulados durante trato de sistemas transgressivo. Esta unidade inclui também estratos hospedeiros de mineralização de manganês primário. A Formação D é constituída predominantemente por depósitos de planície fluvial *braided* da AF1 e subordinadamente por pacotes deltaicos da AF3, depositados em trato de sistemas de mar baixo. A elevada maturidade textural e mineralógica observada nos quartzarenitos das unidades está ligada a elevadas taxas de intemperismo, transporte e retrabalhamento na bacia, assim como a processos diagenéticos e hidrotermais (clorotização), que podem ter contribuído para eliminar/substituir grãos menos estáveis.

Estas formações compõem o Grupo Águas Claras que ocorre compartimentado por superfícies de descontinuidade regionais. Estas superfícies limitam três sequências deposicionais de gêneses distintas e consideradas como de terceira ordem. O empilhamento estratigráfico observado indica sedimentação com tendência progradante-retrogradante-progradante, que registra a evolução de sistemas fluviais *braided*, marinho e deltaico, influenciados por fluxos piroclásticos subaéreos na base, desenvolvidos durante diferentes tratos de sistemas, que refletem flutuações do nível do mar Águas Claras durante o Paleoproterozoico.

O estudo estratigráfico de unidades sedimentares pré-cambrianas da Bacia de Carajás baseado em testemunhos de sondagem profundos representa a metodologia mais adequada para áreas densamente vegetadas e afetadas por tectonismo, metamorfismo-hidrotermalismo e intemperismo. A redefinição estratigráfica realizada neste estudo permitiu sequenciar parte da evolução sedimentar do Grupo Águas Claras na Serra dos Carajás e abre perspectivas para estudos semelhantes em outras unidades da Bacia de Carajás.

REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C. 2010. *Geologia, geoquímica, geocronologia e petrogênese das suítes TTG e dos leucogranitos arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 208 p.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**:103-126.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **120**:235-257.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **120**:235-257.
- 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*, **104** (3-4):187-206.
- Anaisse Júnior J. 1997. *Petrografia dos arenitos da Formação Águas Claras, Arqueano, Serra dos Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 36 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*. v. 28, p. 149-164.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará*. In: Programa de Levantamentos geológicos Básicos do Brasil. Brasília,DF, CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 136 p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: 7º Congresso Latino-americano de Geologia. Belém. *Anais*. v.1, p. 324-333.
- Araújo R.A. & Sousa M.J. 2018. Geologia, Estratigrafia e análise do minério dos depósitos de manganês de Carajás: regiões do Azul, Sereno, Buritirama e Antônio Vicente. Belém, CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Relatório técnico.
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do igarapé Gelado, Norte da Província Mineral de Carajás*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 96 p.
- Barbosa O., Ramos J.R.A., Gomes F.A., Hembold R. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do “Projeto Araguaia”*. Monografia, 19. Rio de Janeiro, DNPM, 94 f.

- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., Scheller T., 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **34** (4):531-538.
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Dias G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geológica Leopoldensia*, **40**:1-70.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3** (4):215-242.
- Bekker A., Holland H.D., Wang P.L., Rumble III D., Stein H.J., Hanna J.L., Coetzee L.L., Beukes N.J. 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature*, **427**:117-120.
- Bekker A., Slack J.F., Planavsky N., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K.O., Rouxel O.J. 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*, **105** (3):467-508.
- Berni G.V. 2009. *Geologia e alteração hidrotermal do depósito de Au-Pd-Pt de Serra Pelada, Curionópolis, Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 116 p.
- Bhattacharyya A. & Morad S. 1993. Proterozoic braided ephemeral fluvial deposits: an example from the Dhandraul Sandstone Formation of the Kaimur Group, Son Valley, central India. *Sedimentary Geology*, **84** (1-4):101-114.
- Bonhomme M.G., Gauthier-Lafaye F., Weber F. 1982. An example of lower Proterozoic sediments: the Francevillian in Gabon. *Precambrian Research*, **18** (1-2):87-102.
- Bose P.K., Chaudhuri A.K., Seth A. 1988. Facies, flow and bedform patterns across a storm-dominated inner continental shelf: Proterozoic Kaimur Formation, Rajasthan, India. *Sedimentary Geology*, **59** (3-4):275-293.
- Bose P.K., Eriksson P.G., Sarkar S., Wright D.T., Samanta P., Mukhopadhyay S., Mandal S., Banerjee S., Altermann W. 2012. Sedimentation patterns during the Precambrian: A unique record ?. *Marine and Petroleum Geology*, **33** (1):34-68.
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53** (1-2):23-40.
- Canfield D.E., Ngombi-Pemba L., Hammarlund E.U., Bengtson S., Chaussidon M., Gauthier-Lafaye F., Meunier A., Riboulleau A., Roulion-Bard C., Rouxel O., Asael D., Pierson-Wickmann A.C., Albani A.E. 2013. Oxygen dynamics in the aftermath of the Great Oxidation of Earth's atmosphere. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **110** (42):16736-16741.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Amsterdam, Elsevier. 375 p.

- Catuneanu O., Martins-Neto M.A., Eriksson P.G. 2005. Precambrian sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, **176** (1-2):67-95.
- Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple R.W., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fisher W.L., Galloway W.E., Gibling M.R., Giles K. A., Holbrook J.M., Jordan R., Kendall C.G.St.C., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Neal J.E., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H.W., Pratt B.R., Sarg J.F., Shanley K.W., Steel R. J., Strasser A., Tucker M.E., Winker C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **92** (1-2):1-33.
- Cawood P.A., Kröner A., Pisarevsky S. 2006. Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA Today*, **16** (7): 4.
- Clifton H.E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: Posamentier H.W. & Walker R.G. (Eds.). *Facies model revised*. Tulsa, Oklahoma, SEPM, p. 293-337. (Society for Sedimentary Geology- SEPM, *Special Publications*, 84).
- Collinson J.D. 1996. Alluvial sediments. In: Reading H.G. (Ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 3. ed. Oxford, Blackwell Science, p. 37-82.
- Condie K.C. 2005. *Earth as an evolving planetary system*. Amsterdam, Elsevier, 447 p.
- Condie K.C. & Kröner A. 2013. The building blocks of continental crust: evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. *Gondwana Research*, **23** (2): 394-402.
- Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, **200**: 297-320.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K.A. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**:6-11.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K.A. 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., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15** (3-4):396-407.
- Costa F.F.O. 2017. *A Sucessão Siliciclástica paleoproterozoica associada ao depósito de manganês do Azul da Serra dos Carajás*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 62 p.
- Costa M.A.M. 2012. *Proveniência dos arenitos da Formação Águas Claras, Província Mineral de Carajás, SE do Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 70 p.

- 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 O.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.
- Coutinho M.G.N. 2008. *Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG.* Geologia do Cráton Amazônico. CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 373 p.
- Cunha B.C.C., Santos D.B., Prado P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais.* v. 2, p. 873-885.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. *In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (Eds.). Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton.* Volume and Field Trip Guide. Belém, PRONEX-UFPA-SBGNO, p. 99-150.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. *General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province.* CBPM, ISGAM. v. 2, p. 135-142.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O. T., Moura C.A., Macambira M.J., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80** (1-4):101-129.
- 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*, **24** (4):451-483.
- Dias G.S., Macambira M.B., Dall'Ágnol R. Soares A.D.V. Barros C.E.M. 1996. Datações de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. *In: SBG, 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais.* p. 376-378.
- Dreher A.M. 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético.* PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 221 p.
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E., Martini S.L. 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **43** (2):161-184.
- Duarte K.D., 1992. *Geologia e geoquímica do granito Mata Surrão (SW de Rio Maria- Pa): um exemplo de granito "stricto sensu" Arqueano.* MS Dissertation, Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém, 217 p.
- Dubois M., Lopez M., Orberger B., Gay A., Moussavou M., Pambo F., Rodrigues S. 2017. The 2.1 Ga-old injectite network of the Franceville Basin, Gabon: Architecture, origin and implications on manganese mineralization. *Precambrian Research*, **302**:255-278.

Eriksson P.G., Catuneanu O., Nelson D.R., Rigby M.J., Bandopadhyay P.C., Altermann W. 2012. Events in the Precambrian history of the Earth: challenges in discriminating their global significance. *Marine and Petroleum Geology*, **33** (1), 8-25.

Eriksson P.G., Catuneanu O., Sarkar S., Tirsgaard H. 2005. Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology*, **176** (1-2):17-42.

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.

Eriksson P.G., Bumby A. J., Popa M. Sedimentation through time. 2004. *In: Eriksson P.G., Altermann W., Nelson D. R., Mueller W. U., Catuneanu O. (Eds.). The precambrian earth: tempos and events. Elsevier, Amsterdam. p. 593-680.*

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** (1-2):124-139.

Feio G.R.L. 2011. *Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 190 p.

Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**:157-185.

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. 823-846.*

Figueiras A.J.M., Macambira J.B., Villas R.N.N. 1987. Contribuição ao estudo pleioambiental da Formação Rio Fresco na região de Carajás-PA. *In: SBG, Simpósio Sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, Ouro Preto. Anais. p. 17-30.*

Fisher R. & Schmincke H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlin, Springer-Verlag, 472 p.

Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company. 159 p.

Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Geologia USP, Série Científica*, **2**:143-159.

Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide-Cu-Au-U-REE igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **25** (3):377-397.

Galarza M.A., Macambira M.J.B., Moura C.A.V. 2003. Geocronologia Pb-Pb e Sm-Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). *In: SBG, 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. Anais.*

Galloway W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In: Broussard M.L (Ed.). Deltas, models for exploration.* Houston, Texas, Houston Geological Society, p. 87-98.

Gauthier-Lafaye F. & Weber F. 2003. Natural nuclear fission reactors; time constraints for occurrence, and their relation to uranium and manganese deposits and to the evolution of the atmosphere. *Precambrian Research*. **120** (1-2):81-100.

Gauthier-Lafaye F., Nogueira A.C.R, Pinheiro R.V.L., Albani A.E. 2010. The Paleoproterozoic Franconian Series: witness of a geochemical and biological upheaval. *In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais.*

Gibbs A.K. & Wirth K.R. 1990. Geologic setting of the Serra dos Carajás Iron Deposits, Brazil. *In: Chauve J.-J., Yuqi CA., El Shazly E.M., Gross G.A., Laajoki K., Markov M.S., Rai K.L., Stulchikov V.A., Augustithis S.S. (Eds.). Ancient Banded Iron Formations.* Athens. *Theophrastus Publications*: 83-102.

Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2): 201-211.

Goldwin A.N. 2000. *Principles of precambrian geology.* London, Academy Press, 327 p.

Grainger C.J., Groves D.I., Tallarico F.H.B., Fletcher I.R. 2008. Metallogenesis of the Carajás mineral province, southern Amazon craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base metal mineralisation. *Ore Geology Reviews*, **33** (3-4):451-489.

Guo Q., Strauss H., Kaufman A.J., Schroder S., Gutzmer J., Wing B., Baker M.A., Bekker A., Jin Q., Kim S., Farquhar J. 2009. Reconstructing earth's surface oxidation across the Archean-Proterozoic transition. *Geology*, **37** (5):399-402.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais.* p. 100-110.

Hjellbakk A. 1997. Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the upper proterozoic Segladden Member, Varanger peninsula, Northern Norway. *Sedimentary Geology*, **114** (1-4):131-161.

Holland H.D. 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B. Biological Sciences*, **361** (1470): 903-915.

Holland H.D. 2002. Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66** (21):3811-3826.

Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. *In: SBG, 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. Anais.* p. 463-466.

Huhn S.B., Santos A.B.S., Amaral A.F. Ledsham E.J. Gouveia J.L., Martins L.B.P. Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais.* v. 3, p. 1438-1453.

Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.C, Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vandomos P., Pinson W.H, Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages: A pre-drift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil. *Science*, **157** (3788):495-500.

Kahn J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sandstone. *The Journal of Geology*, **64** (4):385-395.

Krupp 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.

Konhauser K.O., Newman D.K., Kappler A. 2005. The potential significance of microbial Fe (III) reduction during deposition of Precambrian banded iron formations. *Geobiology*, **3** (3): 167-177.

Krapez B. 1996. Sequence stratigraphic concepts applied to the identification of basin-filling rhythms in Precambrian successions. *Australian Journal of Earth Sciences*, **43** (4):355-380.

Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In: 31º International Geological Congress, Rio de Janeiro. Abstracts.*

Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. 2001. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 330 p.

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34** (4):447-458.

Liandrat E. 1972. Reconhecimento ao longo dos rios Itacaiunas e Parauapebas, município de Marabá, estado do Pará. *Revista Brasileira de Geografia*, **34** (1):165-184.

Lima F.D. & Pinheiro R.V.L. 2001. Formação Gorotire: consideração sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. *In: Reis N.J & Monteiro M.A.S. Contribuições à Geologia da Amazônia*, **2**. Manaus, SBG-Norte, p. 205-229.

Lindholm R.C. 1987. *A practical approach to sedimentology*. London, Allen & Unwin, 276 p.

- 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.
- 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.
- Lowe D.R. 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, **23** (3): 285-308.
- Lowe D.R. 1975. Water scape structures in coarser-grained sediments. *Sedimentology*, **22** (2):157-204.
- Lubnina N.V. & Slabounoy A.I. 2011. Reconstruction of the Kenorland supercontinent in the Neoproterozoic based on paleomagnetic and geological data. *Moscow University Geology Bulletin*, **66** (4):242-249.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature*, **506** (7488):307-315.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *São Felix do Xingu*: folha SB. 22-Y-B. Estado do Pará, escala 1:250.000. *In*: Programa Levantamentos geológicos básicos do Brasil. Brasília,DF, CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 384 p.
- Macambira J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 217 p.
- Macambira J.B., Kotschoubey B., Santos M.D., Moura C.A.V., Ramos J.F.F. 1986. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínio de Gradaús - sul do Pará. *In*: SBG, 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, *Anais*. v. 5, p. 1956-1968.
- Macambira J.B., Ramos, J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. *Projetos Serra Norte e Pojuca*. Belém, convênio DNPM/Docegeo/UFGA, 150 p (Relatório final).
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38** (12):1134-1142.
- Macambira M.J.B, Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27** (4):235-246.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T. E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49** (3-4):329-354.

- Martins P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva A.M., Chemale Jr, F., Santos J.O.S., Assis L.M. 2017. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, **302**:340-357.
- Master S., Bekker A., Hofmann A. 2010. A review of the stratigraphy and geological setting of the Palaeoproterozoic Magondi Supergroup, Zimbabwe-Type locality for the Lomagundi carbon isotope excursion. *Precambrian Research*, **182** (4):254-273.
- Maynard J.B. 2010. The chemistry of manganese ores through time: a signal of increasing diversity of earth-surface environments. *Economic Geology*, **105** (3):535-552.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania, University of Tasmania, 197 p.
- Medeiros H. & Dall'Agnol R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*. v. 3, p. 1488-1499.
- Meert J.G. 2002. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia. *Gondwana Research*, **5** (1):207-215.
- Meert J.G. 2012. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*, **21** (4):897-993.
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato W.C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, estado do Pará. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais*. v.5, p. 2164-2174.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13** (1):1-62.
- Miall A.D. 1981. *Analysis of fluvial depositional systems*. American Association of Petroleum Geologists, Education Course, Note Series 20, 75 p.
- Miall A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. 4. ed. Berlin, Springer, 582 p.
- Monteiro P.M., Rolando A.P., Macambira M.J.B. 2004. Proveniência de zircão de quartzitos da Formação Gorotire e Grupo Rio Fresco, serra do Inajá, sul da Província Mineral do Carajás. In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. *Resumos*.
- Mougeot R., 1996. *Etude de la limite Archéen - Proterozoïque et des mineralizations Au, ±U associées. Exemples des régions de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajás (Etat de Pará, Brésil)*. PhD Thesis, Université Montpellier II, 249 p.
- Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J., Huhn, S.B. 1996. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: SBG, 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. *Resumos expandidos*. p. 579-581.

Nascimento M.S. & Oliveira D.A. 2015. Ambiente deposicional e proveniência da Formação Gorotire, Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. *In: Gorayeb P., Meiguins A. (Eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia*, **9**. Belém, SBG-Norte.

Nichols G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2. ed. Oxford, Blackwell Science, 419 p.

Nogueira A.C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás-Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 168 p.

Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás, redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:177-197.

Oliveira D.C. 2006. *Modelos de evolução e colocação dos grantitos paleoproterozóicos da Suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 171 p.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:146-160.

Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42** (3-4):229-254.

Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of the granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.

Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. Anais*. v. 2, p. 390-391.

Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. 2003. Geochronology and Nd geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal South American Earth Science*, **15** (7):803-813.

Pinheiro R.V.L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike Slip Systems, Amazon, Brazil*. PhD Thesis, University of Durham, England, 408 p.

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*, **30** (4):597-606.

Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. The structure of the Carajás N-4 ironstone deposit and associated rocks: relationship to Archaean strike-slip tectonics and basement reactivation in the Amazon region, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **10** (3-4):305-319.

- Posamentier H.W & Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. *In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds.). Sea Level Changes - An integrated approach. Tulsa, Oklaroma, SEPM, p. 125-154 (Society for Sedimentary Geology -SEPM, *Special Publications*, 42).*
- Pufahl P.K & Hiatt E.E. 2012. Oxygenation of the Earth's atmosphere-ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology*, **32** (1):1-20.
- Ramos J.F.F., Moura C.A.V., Melo C. F., Pereira J. L., Serique J.S.B., Rodrigues R. M. 1984. Uma discussão sobre sequências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, sudeste do Pará. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. Anais. v. 2, p. 862-872.*
- Reading H.D. & Collinson J.D. 1996. Clastic coasts. *In: Reading, H.G. (Ed.). Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. 3 ed. Blackwell Science, Oxford. p. 154-231.*
- Rio Doce geologia e mineração (Docegeo). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Belém. Anexo aos Anais. 165 p.*
- Rogers J.J.W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *The Journal of Geology*, **104** (1): 91-107.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, **5** (1): 5-22.
- Rogers J.J.W. & Santosh M. 2009. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia. *Gondwana Research*, **15** (3-4): 373-380.
- Rosa-Costa L.T. 2006. *Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento Sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do Evento Transamazônico.* PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 235 p.
- Rosa-Costa L.T., Monié P., Lafon J.M., Arnaud N.O. 2009. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, **27** (2-3): 113–128.
- Santos A. & Pena Filho J.I.C. 2000. *Xinguara: folha SB. 22-Z-C. Estado do Pará, escala 1:250.000.* *In: Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Brasília,DF, CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.*
- Santos J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guiana e Brasil-Central. 2003. *In: Bizzi, L.A. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília,DF, CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. p. 169-226.*

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.D., Riker S.R., Souza M.D., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *In: SBG, 9º Simpósio de geologia da Amazônia, Belém. Resumos expandidos.* p. 156-159.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3** (4):453-488.

Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. Resumos.*

Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymsky R. 2006. Geology, Geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:327-339.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. *Folha SB. 22 - Araguaia e parte da Folha SC. 22 - Tocantins*: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. *In: BRASIL. Projeto RADAM. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral*, p. 3-143. (Levantamentos de recursos naturais, 4).

Silva J.L. 1988. Mina de manganês do Azul. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, Belém. Anexo aos anais.* p. 73-94.

Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109** (3):293-315.

Steel R.J. & Thompson, D.B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, **30** (3):341-367.

Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: an archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Economic Geology*, **100** (1):7-28.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida.* São Paulo, Beca, p. 471-485.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22** (3):174-182.

- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schumus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, **38** (2):161-175.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz A., Campos D.A. (Eds.). *Tectonic evolution of South American*. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 41-95.
- Tavares F.M. 2015. *Evolução Geotectônica do nordeste da Província Carajás*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 143 p.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42** (3-4):213-227.
- 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. *Mineração e Metalurgia*, **48** (288):253-256.
- Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposit, northern Brazil. *Economic Geology*, **66** (7):985-994.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., De Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal South American Earth Science*, **11** (3):265-277.
- Truckenbrodt W., Anaisse Júnior J., Nogueira A.C.R. 1996. Contribuição à Petrografia dos Arenitos da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. In: SBG, 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*. p. 217-219.
- Tsikos H., Beukes N.J., Moore J.M., Harris C. 2003. Deposition, diagenesis, and secondary enrichment of metals in the Paleoproterozoic Hotazel iron formation, Kalahari manganese field, South Africa. *Economic Geology*, **98** (7):1449-1462.
- Tucker M.E. 2014. *Rochas sedimentares: guia geológico de campo*. 4. ed. Bookman, Porto Alegre.
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3. ed. Blackwell. Scientific publication, London, 262 p.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree J.B., Bubb J.N., Hatlelid W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton C.E. (Ed.). *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, Oklahoma, American AAPG- Association of Petroleum Geologists, Memoir, **26**: 49-212.
- Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 212 p.

- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008a. *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. In: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Eds.). Belém, CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. p. 1-329.*
- Vasquez M.L., Sousa C.S., Carvalho. J.M.A. (Eds.). 2008b. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. Belém, CPRM- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.*
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G. & James N.P. (Eds.). Facies models: response to sea level change. Ontario, Geological Association of Canada, p. 1-14.*
- Walker R.G. 2006. Facies models revisited: an introduction. *In: Posamentier H.W. & Walker R.G. (Eds.). Facies models revisited. Tulsa, Oklahoma, SEPM, p. 1-18. (Society for Sedimentary Geology -SEPM, Special Publications, 84).*
- Walker R.G. & Plint A.G. 1992. Wave-and storm-dominated shallow marine systems. *In: Walker R.G. & James N.P. (Eds.). Facies models: response to sea level change. Ontario, Geological Association of Canada, p. 219-238.*
- Windley B.F. 1995. *The evolving continents*. 3 ed. Chichester, John Wiley & Sons. 526 p.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2):195-200.
- Zhao G., Cawood P.A., Simon A.W., Sun M. 2002. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, **59** (1-4): 125–162.
- Zucchetti M. *Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5, Carajás, PA*. 2007. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 165 p.