



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**PETROGRAFIA, DIAGÊNESE E PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA
FORMAÇÃO MONTE ALEGRE, REGIÃO DE URUARÁ/PA,
PENSILVANIANO DA BACIA DO AMAZONAS**

Trabalho apresentado por:

LUCAS NORONHA N ASCIMENTO DE JESUS

Orientador: Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior (IG/UFPA)

BELÉM – PA

2020

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de
acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do
Pará**

**Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados
fornecidos pelo(a) autor(a)**

J58p Jesus, Lucas Noronha Nascimento de.
Petrografia, Diagênese e Proveniência dos Arenitos da Formação
Monte Alegre, Região de Uruará/PA, Pensilvaniano da Bacia do
Amazonas. / Lucas Noronha Nascimento de Jesus. — 2020.
xv, 65 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal
do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2020.

1. Sedimentologia. 2. Petrografia. 3. Litofácies. 4.
Depósitos eólicos. I. Título.

CDD 551.30098115



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

**PETROGRAFIA, DIAGÊNESE E PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DA
FORMAÇÃO MONTE ALEGRE, REGIÃO DE URUARÁ/PA,
PENSILVANIANO DA BACIA DO AMAZONAS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por

LUCAS NORONHA NASCIMENTO DE JESUS

Como requisito para obtenção do grau de Bacharel em Geologia

Data da aprovação: 05/03/2020

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior
(Orientador – IG/UFPA)

Dr. Pedro Augusto Santos da Silva
(Relator interno – PPGG/UFPA)

Prof^ª. Msc. Quézia da Silva Alencar
(Relator externo – IFPA)

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Pará, com o corpo técnico e docente comprometido com o Curso de Geologia, que me proporcionaram enorme crescimento no âmbito profissional e pessoal.

Ao Grupo Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia, incluindo graduandos, mestrandos, doutorandos e docentes, pelo acolhimento e contribuições admiráveis ao conhecimento, além da cessão dos laboratórios utilizados para a realização do trabalho.

Ao orientador deste trabalho, Prof^o Dr. José Bandeira Cavalcante, pela oportunidade e competência durante as discussões.

Agradeço especialmente ao Geólogo Dr. Pedro Augusto Silva, por toda paciência e dedicação durante este trabalho, e por demonstrar tamanha competência aliada à humildade e bom humor.

Aos técnicos do Laboratório de Laminação Joelma Lobo e Bruno Veras, não tão somente pelo fantástico trabalho, mas também pelos longos anos de amizade, precedentes até à graduação.

Ao Laboratório de Difração de Raios-X IG/UFPA, na pessoa da Prof^a Dr. Simone da Paz por autorizar e Aldemir por ajudar na realização das análises.

À Gisele Tavares e Ana Paula por toda educação e auxílio durante análises no Laboratório de Microanálises IG/UFPA.

À minha avó Maria de Nazaré, pelas lições de humildade, confiança incondicional, e por ser a mais habilidosa em ensinar a arte da vida.

Aos meus tios e tias por toda a contribuição dentro e fora do âmbito acadêmico, em especial à Ângela Maria Paiva, pilar fundamental do início ao fim da graduação.

Aos meus pais Ana Rita e Alberto Julio e meu irmão Felipe Matheus, por ensinar e ajudar a superar cada dificuldade encontrada.

Aos meus amigos da turma de 2015, em especial ao grupo batizado como “Smite”, pelas longas e calorosas discussões geológicas durante o curso.

À Tissiana Franco pelo apoio constante, além de toda a contribuição para o crescimento pessoal aliado com amor.

À Dominique Ferreira por compartilhar inefável bom humor e uma amizade Leal.

À Thays Ferreira e João Alberto, por toda amizade, além da força, coragem e dedicação para superar os campos do curso e da vida.

Aos meus amigos de vida Bruno Miguel, Renan Mateus, Robinson Andrade e Rodolfo Ferreira, por me ensinar o verdadeiro sentido de amizade e dividir incontáveis momentos de descontração.

“Having faith in God did not mean sitting back and doing nothing. It meant believing you would find success if you did your best honestly and energetically”

(Ken Follett)

RESUMO

A Bacia do Amazonas é uma estrutura geológica desenvolvida como sinéclise intracratônica com área estimada em 500.000 km², localizada no norte brasileiro abrangendo parte dos Estados do Amazonas e Pará. A Formação Monte Alegre (Bashkiriano) constitui a base da sequência regressiva de idade neocarbonífera-neopermiana da Bacia, representada pelo Grupo Tapajós. A partir da descrição de testemunhos de sondagem amostrados no Município de Uruará/PA, foram identificadas 4 (quatro) fácies sedimentares denominadas: 1) arenito com laminação plano-paralela (Ap); 2) arenito maciço (Am); 3) arenito/siltito com laminação plano-paralela (ASp); e 4) arenito com estratificação cruzada tabular (At). Estas foram agrupadas em duas associações de fácies: lençol de areia e interdunas (AF1) e campos de dunas (AF2), representantes de um sistema desértico úmido/costeiro. A partir da petrografia de 18 lâminas polidas, as rochas foram classificadas como quartzarenitos, com granulometria areia muito fina a média, composicional e texturalmente maduros. Apoiado pela difração de raios-X e microscopia eletrônica de varredura das amostras, foi proposta a sequência diagenética para os arenitos da Formação, que engloba a cimentação carbonática, sobrecrecimento de sílica e infiltração de argilas durante a eodiagênese, compactação mecânica, química, alteração de feldspatos e autigênese mineral durante a mesodiagênese, além de percolação de fluidos oxidantes e precipitação de hematita tardiamente. A porosidade do conjunto foi obliterada parcialmente pelos eventos de cimentação, entretanto fora gerada porosidade secundária pela dissolução mineral, culminando em intervalos entre 2 e 13% de porosidade total para as rochas. A aplicação de catodoluminescência sobre os grãos de quartzo identificou emissões variando entre o violeta, azul escuro e azul claro, indicativas de fontes graníticas plutônicas para os sedimentos.

Palavras-chave: Formação Monte Alegre. Petrografia. Carbonífero-Superior.

ABSTRACT

The Amazonas Basin is a geological structure developed as intracratonic synclisis with an area estimated at 500,000 km², located in northern Brazil covering part of the States of Amazonas and Pará. The Monte Alegre Formation (Bashkiriano) is the basis of the neocarboniferous-neopermian regressive sequence of the Basin, represented by the Tapajós Group. From the description of boreholes sampled in the municipality of Uruará/PA, 4 (four) sedimentary facies were identified: 1) sandstone with plane-parallel lamination (Ap); 2) massive sandstone (Am); 3) sandstone/siltstone with plane-parallel lamination (ASp); and 4) sandstone with tabular cross-stratification (At). These were grouped into two facies associations: sand sheet and interdunes (AF1) and dune fields (AF2), representatives of a humid/coastal desert system. From the petrography of 18 polished thin sections, the rocks were classified as quartzarenites, with very fine to medium sand granulometry, compositional and texturally mature. Supported by X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscopy (SEM) and catodoluminescence (CL) of the samples, the diagenetic sequence was proposed to the sandstones of the Formation, which includes carbonic cementation, silica overgrowth and infiltration of clays during eodiagenesis, mechanical and chemical compaction, alteration of feldspars and mineral authigenesis during mesodiagenesis, as well as late percolation of oxidizing fluids and precipitation of hematite. The porosity of the set was partially obliterated by cementation events, but secondary porosity had been generated by mineral dissolution, culminating in intervals between 2 and 13% of total porosity for rocks. The application of catholuminescence on quartz grains identified emissions ranging between violet, dark blue and light blue, indicative of plutonic granite sources for sediments.

Keywords: Monte Alegre Formation. Petrography. Upper Carboniferous.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Mapa de localização da área de estudo e litoestratigrafia regional, Município de Uruará, centro-oeste do estado do Pará. 3
- Figura 2- Fluxograma de processo contendo as principais metodologias e ferramentas utilizadas no trabalho. 7
- Figura 3- Compartimentação tectônica da Bacia do Amazonas e limites estruturais com as bacias adjacentes. Modificado de Costa *et al.* (2001). 8
- Figura 4- Carta litoestratigráfica com preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas segundo proposta de Cunha *et al.* (2007). Destacada em vermelho ocorre a Formação Monte Alegre, Pensilvaniano (bashkiriano). 10
- Figura 5- Catodoluminescência (CL) em quartzo de diferentes origens realizada no LabCatodo IG-UFGA. A) CL em quartzo de origem plutônica (Q) em amostras de granito. B) CL em arenito com cimento calcita ferrosa, onde nota-se a presença de grãos de origem plutônica (Q1), vulcânica (Q2) e metamórfica (Q3). C) CL em lâminas de grãos leves, estes compostos de quartzo de origem plutônica (Q). D) CL em arenito eólico da bacia do Parnaíba, apresentando quartzo de origem plutônica (Q1) e metamórfica (Q2), além de minerais de feldspato com intensa luminescência avermelhada a violeta. Catodoluminescência (CL) em quartzo de diferentes origens realizada no LabCatodo IG-UFGA. A) CL em quartzo de origem plutônica (Q) em amostras de granito. B) CL em arenito com cimento calcita ferrosa, onde nota-se a presença de grãos de origem plutônica (Q1), vulcânica (Q2) e metamórfica (Q3). C) CL em lâminas de grãos leves, estes compostos de quartzo de origem plutônica (Q). D) CL em arenito eólico da bacia do Parnaíba, apresentando quartzo de origem plutônica (Q1) e metamórfica (Q2), além de minerais de feldspato com intensa luminescência avermelhada a violeta. 16
- Figura 6- Perfil geológico a partir do testemunho de sondagem com identificação dos intervalos selecionados para laminação. Predominam fácies arenosas estratificadas, com clastos argilosos no topo. Ap: arenito com laminação plano-paralela; Am: arenito maciço; ASp: arenito/siltito com laminação plano-paralela; At: arenito com estratificação cruzada tabular. 18

- Figura 7- Laminação plano-paralela sobre arenito da fácies Ap. Notar a alternância de coloração entre as lâminas, que destaca também ligeira diferença de granulometria. 19
- Figura 8- Amostras da fácies Am. (A) Testemunho de sondagem sem estrutura sedimentar evidente; (B) contato limitante entre as fácies At e Am no topo do perfil; (C) observação macroscópica de fragmento de siltito e (D) observação sob microscópio (FS). 21
- Figura 9- Amostras da fácies ASp. (A) Destaque às porções esbranquiçadas da rocha, com pontilhados de óxi/hidróxido de ferro; (B) estrutura de laminação plano-paralela, destacada por ligeira diferença granulométrica entre as lâminas, realçadas por diferenças de coloração. 22
- Figura 10- Amostras da fácies At, com detalhes das estratificações cruzadas tabulares (setas brancas), destacadas por ligeira diferenciação granulométrica entre os estratos, acompanhada também por uma mudança de coloração entre as mesmas. 23
- Figura 11- Bloco diagrama e seção (A-A') representativos do modelo deposicional interpretado para os arenitos da Formação Monte Alegre na região de Uruará. 26
- Figura 12- Aspectos morfológicos e microestruturais dos grãos de quartzo do arcabouço. (A) conjunto de grãos de quartzo monocristalino (Qm) com extinção homogênea; (B) grãos de quartzo monocristalino (Qm) com extinção ondulante (setas pretas); (C e D) grãos de quartzo policristalino (Qp); (E) grão de quartzo (Qtz) com fratura seca (seta amarela); (F) grão de quartzo (Qtz) com fratura preenchida por argilominerais (setas pretas). 28
- Figura 13- Algumas características diagenéticas exibidas sobre os grãos de quartzo dos arenitos. As setas amarelas destacam o contato: (A) contatos retos entre os grãos de quartzo (Qtz); (B) contato côncavo-convexo, marcado por interpolação da borda de um grão de quartzo (Qtz) sobre outro; (C) contato suturado entre grão de quartzo (Qtz) e sobrecrecimento de quartzo (sq); (D) contato tríplice de compromisso, marcado pela presença de sobrecrecimento de quartzo (sq); (E) linha de sujeira formada por argila (setas pretas) marcando limite do grão original e o sobrecrecimento de quartzo; (F) películas de hematita (Hm) precipitadas sobre grãos de quartzo (Qtz). 29
- Figura 14- Distribuição de minerais acessórios/pesados no arcabouço dos arenitos. (A) zircão detrítico (Zr) fraturado a nicóis paralelos e (B) a nicóis cruzados; (C) muscovita (Ms) detrítica como inclusão em grão de quartzo (Qtz); (D) grãos de anatásio (An); (E) cromita (Cr); (F) Ilmenita (Ilm).30

- Figura 15- Aspectos dos grãos de feldspato no arcabouço. (A) grão de plagioclásio com maclas tipo albita (Pl) com clivagens pobremente observáveis; (B) grão de álcali-feldspato alterado (Kfa) parcialmente substituído por argilominerais. 31
- Figura 16- Principais fragmentos líticos dos arenitos. (A) fragmento de rocha pelítica (Frp); (B) fragmento de chert (Cht) (quartzo microcristalino). 31
- Figura 17- Relação morfológica dos argilominerais com espaços porosos e grãos do arcabouço. (A) matriz de compactação (Mc – seta amarela) preenchendo espaços porosos, nicóis descruzados e (B) a nicóis cruzados; (C) detalhe da deformação plástica e migração de frações argilosas para os interstícios intergranulares (seta amarela); (D) matriz de infiltração (setas amarelas) formando coatings sobre grãos de quartzo, acompanhadas por filmes de óxido de ferro (setas vermelhas). 33
- Figura 18- Resultados da difração de raios-X pelo método de amostra total aplicado sobre as amostras (A) F24-CX1-26,15 caracterizando fácies essencialmente arenosas, com destaque aos picos de quartzo (Qtz), labradorita (Lbr) e biotita (Bt); e (B) F24-CX2-29,09 caracterizando fácies com maior conteúdo de argila, com destaque aos picos de quartzo (Qtz), caulinita (Cln) e biotita (Bt), além de picos anômalos de saponita (Sp) e saponita ferrosa (Sp (Fe)). 34
- Figura 19- Aspectos da caulinita autigênica. (A) observação ao microscópio petrográfico dos agregados de caulinita (Cln) preenchendo poro móldico; (B) observação da caulinita (Cln) em MEV. Notar lamelas sem orientação preferencial. 35
- Figura 20- Cimentação dos grãos por autigênese de quartzo, no detalhe à direita o sobrecrecimento sintaxial do mesmo. 36
- Figura 21- Cimento de calcita espática (Ce) em cristais que suplantam a dimensão dos grãos e poros do arcabouço. 37
- Figura 22- Aspectos da precipitação de ferro nos arenitos. (A) cimentação por hematita (Hm), unindo os grãos adjacentes; (B) superimposição de coloração por óxido de ferro sobre a matriz de compactação (Mc); (C e D) imagens em MEV destacando o caráter da cimentação por hematita (manchas brancas). 38
- Figura 23- Morfologia das porosidades primária e secundária. (A) poro primário (Pp) de formato triangular e alongado, preservado entre grãos detríticos; (B) poro móldico (Pm); (C) poro agigantado (Pa); (D) poro de fratura (Pf); (E e F) porosidade de contração (Pc). 39

- Figura 24- Classificação litológica dos arenitos da Formação Monte Alegre na região de Uruará/PA. (A) Diagrama ternário modificado de Folk (1974); (B) plotagem dos pontos (n = 18) com proporções obtidas pela Tabela 3. 45
- Figura 25- Sequência dos parâmetros diagenéticos que afetam os arenitos da Formação Monte Alegre. As linhas contínuas destacam a prevalência temporal de cada evento. 46
- Figura 26- Precipitação de hematita (Hm) sobre os grãos de quartzo (Qtz) e caulinita (Cln), indicativo da ordem de eventos sobre os arenitos da Formação Monte Alegre. 50
- Figura 27- Fotomicrografias sob luz natural e catodoluminescência das fácies da Formação Monte Alegre. (A) grãos de quartzo com luminescência azul escuro (ae), azul claro (ac) e violeta (vl); (B) grão de feldspato (Fld) com luminescência distinta dos quartzos circundantes; (C) caulinita (Cln) autigênica disposta entre os grãos do arcabouço. 53
- Figura 28- Localização das prováveis áreas-fonte de sedimentos para a Formação Monte Alegre, que consistem de rochas mesoproterozóicas a neoproterozóicas associadas à Faixa Paraguai-Araguaia, segundo datação em zircões detríticos por Makino *et al.* (2007). 54

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1- Prováveis fontes dos grãos de quartzo conforme a luminescência registrada durante a catodoluminescência..... | 6 |
| Tabela 2- Fácies e interpretação dos processos sedimentares atuantes sobre os arenitos da Formação Monte Alegre na região de Uruará/PA..... | 17 |
| Tabela 3- Resultado da contagem dos constituintes em lâminas petrográficas..... | 42 |
| Tabela 4- Resultado percentual da contagem dos constituintes em lâminas petrográficas..... | 43 |
| Tabela 5- Somatório dos constituintes Quartzo, Feldspato e Fragmentos Líticos dos arenitos, e recálculo percentual de cada parâmetro. | 44 |
| Tabela 6- Proporção entre as faixas de luminescência obtidas da contagem de grãos de quartzo sob catodoluminescência..... | 52 |

SUMÁRIO

| | |
|--|------|
| AGRADECIMENTOS | iv |
| EPÍGRAFE | vi |
| RESUMO | vii |
| ABSTRACT | viii |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES | ix |
| LISTA DE TABELAS | xiii |
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS | 1 |
| 2 MATERIAIS E MÉTODOS | 4 |
| 2.1 ANÁLISE DE FÁCIES | 4 |
| 2.2 PETROGRAFIA | 4 |
| 2.3 CATODOLUMINESCÊNCIA..... | 5 |
| 2.4 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X | 6 |
| 2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA..... | 6 |
| 3 BACIA DO AMAZONAS | 8 |
| 3.1 ASPECTOS ESTRUTURAIS | 8 |
| 3.2 PREENCHIMENTO SEDIMENTAR..... | 9 |
| 4 GRUPO TAPAJÓS | 11 |
| 5 FORMAÇÃO MONTE ALEGRE | 13 |
| 5.1 TRABALHOS PRÉVIOS | 13 |
| 6 CATODOLUMINESCÊNCIA | 15 |
| 7 RESULTADOS | 17 |
| 7.1 DESCRIÇÃO DE LITOFÁCIES | 17 |
| 7.1.1 Associação de fácies de lençol de areia (AF1)..... | 18 |

| | | |
|-------|--|----|
| 7.1.2 | Associação de fácies de campos de dunas eólicas (AF2)..... | 20 |
| 8 | MODELO DEPOSICIONAL..... | 24 |
| 9 | PETROGRAFIA DOS ARENITOS | 25 |
| 9.1 | GRÃOS DO ARCABOUÇO..... | 25 |
| 9.2 | MATRIZ..... | 31 |
| 9.3 | MINERAIS AUTIGÊNICOS..... | 33 |
| 9.3.1 | Argilominerais..... | 35 |
| 9.3.2 | Sobrecrescimento de sílica | 35 |
| 9.3.3 | Cimento carbonático..... | 36 |
| 9.3.4 | Precipitação de ferro..... | 37 |
| 9.4 | POROSIDADE..... | 38 |
| 10 | CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS..... | 40 |
| 11 | DIAGÊNESE..... | 41 |
| 11.1 | CONSIDERAÇÕES GERAIS..... | 41 |
| 11.2 | SEQUÊNCIA DE EVENTOS DIAGENÉTICOS | 45 |
| 12 | PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR..... | 51 |
| 12.1 | CATODOLUMINESCÊNCIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE | 51 |
| 13 | CONCLUSÕES..... | 56 |
| | REFERÊNCIAS | 57 |

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

Os depósitos eólicos são amplamente estudados e caracterizados durante o Paleozoico das bacias do Meio-Norte Brasileiro, como as Bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba (Cunha *et al.* 2007, Vaz *et al.* 2007). Estas rochas de idade Carbonífera formam um espectro de ambientes deposicionais constituídos por campo de dunas, lençóis de areia, interdunas, canais de *wadi* e lagunas siliciclásticas (Torres 1989, Cunha *et al.* 2007, Medeiros 2020). Estes paleoambientes são registrados na Bacia do Amazonas em afloramentos ao longo do Rio Tapajós, município de Itaituba e em cortes de estradas e pedreiras nas proximidades do município de Monte Alegre (Matsuda 2002, Lima 2010, Silva 2019). A possibilidade de se estudar estes depósitos eólicos em testemunhos de sondagem em uma nova área não explorada anteriormente, levanta grandes possibilidades de futuras correlações com os depósitos já descritos na literatura.

Na bacia do Amazonas os estudos faciográficos podem empregar a petrografia para determinar os tipos de arenitos, entretanto com a descoberta de um sistema petrolífero na bacia do Amazonas, sendo a Formação Barreirinhas o gerador, a Formação Monte Alegre o reservatório e a Formação Itaituba como selante deste sistema (Gonzaga *et al.* 2000), o estudo petrográfico passou a ser utilizado com o intuito de determinar os distintos processos diagenéticos de redução e formação de porosidade e permeabilidade associando-o como possíveis reservatório do sistema petrolífero Barreirinhas-Itaituba (!). O estudo diagenético nos arenitos da área de estudo forneceram informações sobre os processos diagenéticos que afetaram a rocha durante o soterramento e assim pôde-se determinar se há geração ou redução de porosidade ao longo do perfil estudado.

Em conjunto com a petrografia o trabalho incluirá a catodoluminescência (CL) para determinar a origem dos grãos de quartzo do arcabouço, além da composição dos cimentos encontrados nos grãos (Pagel *et al.* 2000, Götze *et al.* 2001). Os tipos de grãos de quartzo associado com as referências bibliográficas revelaram informações das prováveis fontes de rochas para a sedimentação eólica na região de Uruará, já a (CL) nos cimentos revelou o tipo e o padrão de crescimento dos cimentos e juntamente com os processos diagenéticos pôde-se inferir o predomínio de processos de cimentação ou de geração de porosidade.

A área de estudo deste trabalho localiza-se no Município de Uruará (PA), mesorregião do Sudeste Paraense, cujas coordenadas da sede municipal são $3^{\circ}43'24.36''\text{S}$ e $53^{\circ}44'0.42''\text{W}$ (

Figura 1). Os pontos de amostragem subsuperficial situam-se ao longo da rodovia BR-230, onde está instalado o empreendimento Sabmina S.A., o qual é responsável pela perfuração de 36 testemunhos de sondagem, do qual o testemunho 24 da Formação Monte Alegre foi cedido para o desenvolvimento deste trabalho

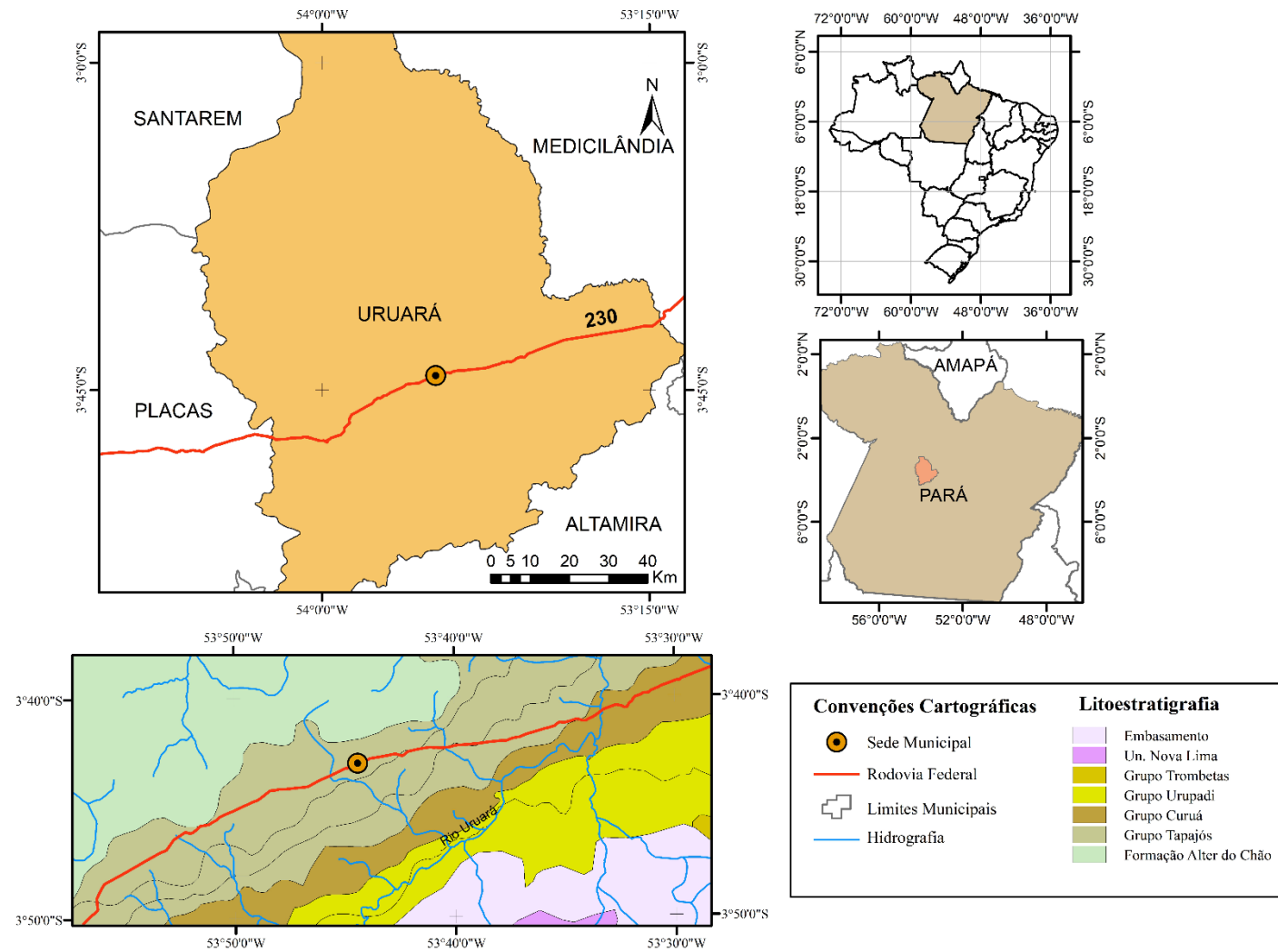


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo e litoestratigrafia regional, Município de Uruará, centro-oeste do estado do Pará.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram aplicadas neste trabalho de conclusão de curso as seguintes metodologias: análise de fácies, petrografia de arenitos, catodoluminescência (CL), difração de raios-X (DRX) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) (Figura 2).

2.1. ANÁLISE DE FÁCIES

Conforme a proposta de Walker (1984), foi realizada a individualização e modelamento de fácies para o presente trabalho, e seguiu com 1) identificação de fácies sedimentares a partir da diferenciação na cor, granulometria, textura, estruturas sedimentares e composição mineralógica entre elas; 2) reconhecimento dos principais processos sedimentares oriundos do ambiente de deposição; e 3) agrupamento das fácies cogenéticas adjacentes em associação de fácies. A análise culminou na definição de quatro litofácies sedimentares exibidas no perfil litológico do conjunto (Figura 6).

2.2. PETROGRAFIA

Após a descrição macroscópica e definição das litofácies, foram confeccionadas 18 lâminas petrográficas polidas no Laboratório de Laminação do Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGG-UFGA), as quais foram submetidas à pigmentação por alizarina-vermelho S e ferrocianeto de potássio, para identificação e distinção de eventuais cimentos carbonáticos de composição calcítica ou dolomítica (Dickinson 1966, Tucker & Dias-Brito 2017). Posteriormente, as amostras foram descritas em termos de textura e composição dos grãos, matriz e cimentos, assim como o reconhecimento das relações de contato entre estes. A seguir foram contados no mínimo 300 pontos para cada amostra, a fim de obter a proporção modal entre os constituintes deposicionais, diagenéticos e espaço poroso, e assim a classificação de cada amostra segundo o diagrama de Folk (1974). Após a etapa de identificação e classificação textural e mineralógica, foram registradas fotomicrografias no microscópio LEICA-EC3, com câmera (CAM02140010) acoplada.

2.3. CATODOLUMINESCÊNCIA

A análise sob catodoluminescência (CL) foi executada no Laboratório de Catodoluminescência (LabCatodo – IG/UFGA), utilizando-se 3 (três) lâminas polidas, sendo 2 representativas do subambiente de campos de dunas e 1 do subambiente de lençol de areia. As imagens foram obtidas ao microscópio óptico Leica DM4500 P LED acoplado a estação ótica de catodoluminescência colorida, Cambridge Image Technology Ltd. (CCL Mk5-2) com condições instrumentais de 208 a 244 mA, 15.9 Kv e tempo de exposição = 54,2 s. Tal método foi utilizado sobre os grãos de quartzo, sendo contados 100 grãos por lâmina. A interpretação quanto a proveniência de sedimentos para as rochas baseou-se na metodologia apresentada por Ramseyer *et al.* (1988), Götze *et al.* (2001), Boggs Jr (2002) e Augustsson & Reker (2012), que propõem a origem do grão conforme a coloração emitida sob CL e estão sumarizadas na Tabela 1.

Tabela 1- Prováveis fontes dos grãos de quartzo conforme a luminescência registrada durante a catodoluminescência.

| Referências | Vulcânico | Plutônico | Metamórfico (alta T°) | Metamórfico (baixa T°) | Metamórfica de contato | Pegmatítico |
|-------------------------------|--------------------------------------|--|-----------------------|--------------------------------------|------------------------|-------------------------------|
| Ramseyer <i>et al.</i> (1988) | Azul a violeta | Azul-violeta, preto azulado | Azul (granulito) | Marrom | Azul | - |
| Götze <i>et al.</i> (2001) | Azul, violeta, vermelho | Azul (mais escuro que vulcânico) a violeta | Azul a violeta | Marrom | - | Azul ao verde (baixa duração) |
| Boggs Jr (2002) | Azul claro | Azul claro a vermelho | - | Vermelho a marrom (próximo ao preto) | Azul claro | Azul ao verde (baixa duração) |
| Augustsson & Reker (2012) | Vermelho e violeta, azul médio/claro | Azul claro a azul escuro | Azul claro | Azul escuro a marrom | Azul escuro a marrom | Azul |

2.4. Difração de raios-X

A identificação de argilominerais do arcabouço das rochas foi realizada através da técnica de difração de raios-x (DRX) pelo método de amostra total, realizada no Laboratório de Difração de Raios-X IG (UFPA). As análises foram realizadas no difratômetro de raios-X do modelo X'Pert Pro 3 MPD (PW 3040/60) PANalytical, com goniômetro PW3050/60(θ - θ) e com tubo de raios-X cerâmico de anodo de Cu ($K_{\alpha 1} = 1,540598 \text{ \AA}$) modelo PW3373/00, foco fino longo, filtro K_{β} de Ni, detector PIXCEL1D (*Real Time Multiple Scanning*) no modo *scanning*. Foram usadas as seguintes condições instrumentais. Foram utilizadas as condições instrumentais de Varredura de 4° a 80° 2θ , 40 kV, 40 mA, passo $0,02^{\circ}$ em 2θ e tempo/passo de 30 s, fenda divergente de 1/4 e máscara de 10 mm.

2.5. Microscopia eletrônica de varredura

Foram escolhidas cinco lâminas polidas do conjunto, representativas das fácies descritas, submetidas à análise de MEV/EDS (ITV). Tais lâminas foram inicialmente metalizadas por ouro no metalizador Emitech K550X durante 1,5 minutos (espessura de 15 nm aproximadamente). A técnica de imageamento foi a de elétrons retroespalhados, cujo equipamento utilizado foi um MEV Zeiss modelo SIGMA-VP pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para a UFPA. As condições de

operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv e distância de trabalho = 8,5 mm. As análises de EDS (*energy dispersive spectroscopy*) foram realizadas pelo mesmo equipamento com EDS IXRF modelo Sedona-SD acoplado, sendo utilizado o tempo de contagem para análise dos elementos = 30 s.

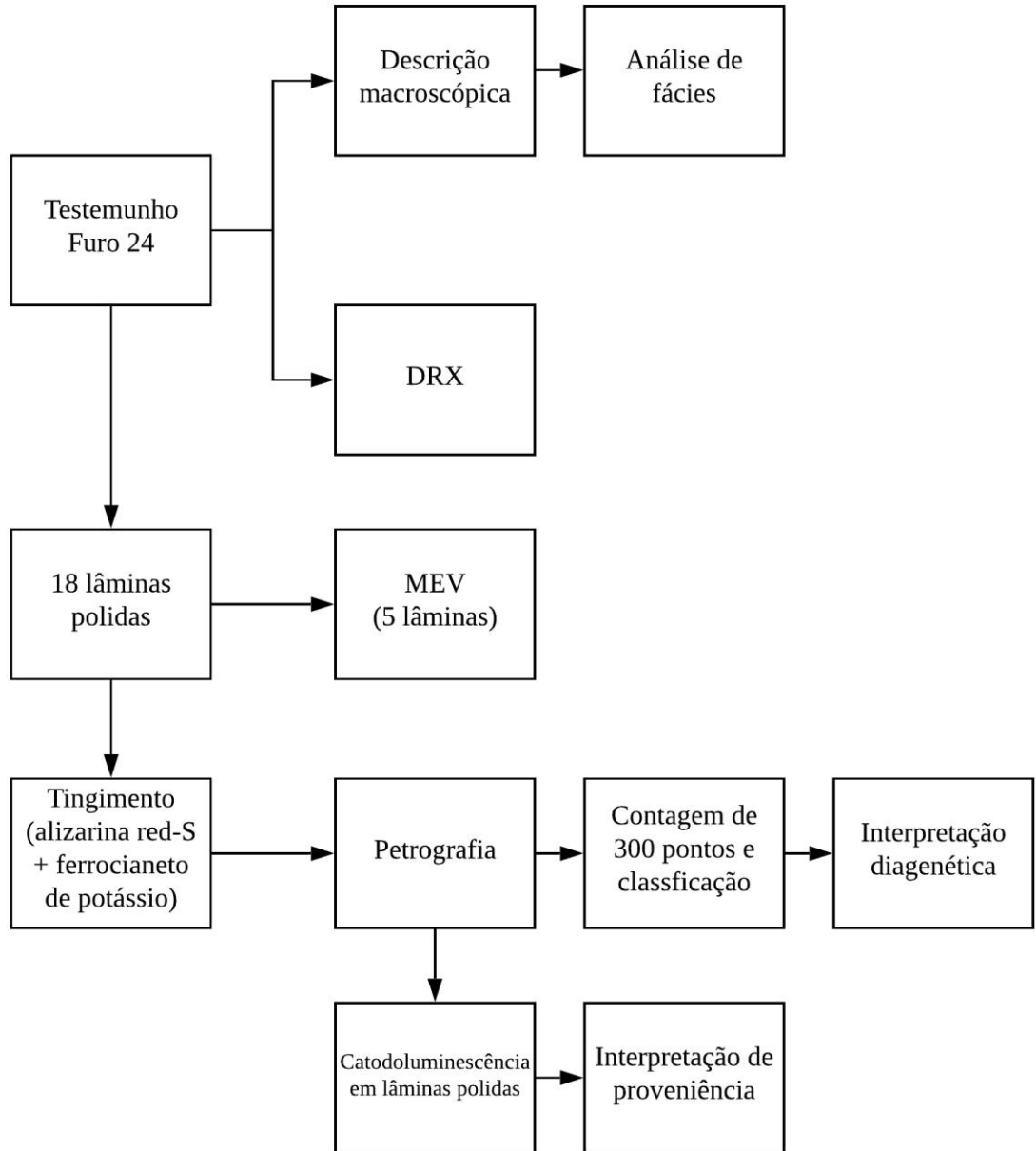


Figura 2- Fluxograma de processo contendo as principais metodologias e ferramentas utilizadas no trabalho.

3. BACIA DO AMAZONAS

3.1. Aspectos estruturais

A Bacia do Amazonas representa uma sinéclise alongada na direção ENE-WSW de expressão territorial estimada em 515.000 km² (Silva *et al.* 2003) localizada no norte brasileiro, abrangendo parte dos estados do Amazonas e Pará, limitada a oeste pelo Arco de Purus, separando-a da Bacia do Solimões, e a leste pelo Arco de Gurupá, no limite com a Bacia do Marajó (Cunha *et al.* 2007). Está implantada sobre províncias estruturais no Cráton Amazônico, o qual se divide em Escudo das Guianas e Escudo Brasil-Central (Figura 3).

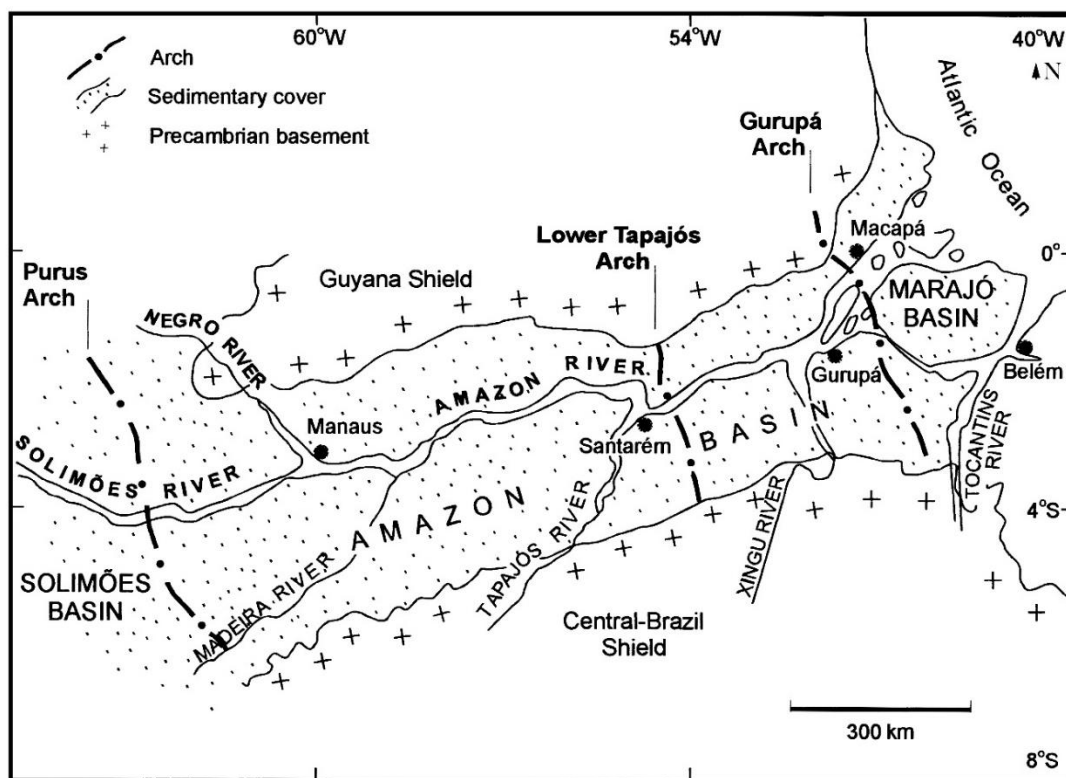


Figura 3- Compartimentação tectônica da Bacia do Amazonas e limites estruturais com as bacias adjacentes. Modificado de Costa *et al.* (2001).

A gênese da Bacia está ligada com a dispersão de esforços concernentes à Faixa Móvel Araguaia-Tocantins durante o fechamento do Ciclo Brasileiro, com o desenvolvimento de uma zona de alívio de tensão na direção N-S. Estima-se que tal zona fora precursora ao rifte continental da Bacia e, o posterior resfriamento de sequências magmáticas originara a subsidência térmica regional e assim a implantação da sinéclise intracratônica de idade neoproterozóica (Almeida 1967 *apud* Cunha *et al.* 2007, Costa *et al.* 1996, Milani & Thomaz Filho 2000, Cordani *et al.* 2009, Caputo 2014).

3.2. Preenchimento sedimentar

O embasamento da Bacia do Amazonas apresenta idades pré-cambrianas a eocambrianas, no qual estão inseridas as rochas do Grupo Purus, composto das formações Prosperança e Acari. A primeira representa um sistema fluvio-lacustre compondo-se essencialmente de arenitos, siltitos e arcóseos que se intercalam com conglomerados, enquanto a segunda apresenta espessas camadas de carbonatos e dolomitos intercalados com argilitos e siltitos, depositados em planície de maré (Vasquez & Rosa-Costa 2008, Cordani 2017). A Figura 4 exibe a carta estratigráfica da Bacia do Amazonas segundo a proposta de Cunha *et al.* (2007), na qual o preenchimento sedimentar fanerozóico pode alcançar 5.000 m de espessura no depocentro, sendo identificadas quatro sequências deposicionais de segunda ordem: ordoviciana-siluriana, devoniana-carbonífero inferior, carbonífero superior-permiana e cretáceo-paleógeno.

A sequência ordoviciana-siluriana é representada pelo Grupo Trombetas, depositado durante pulsos transgressivo-regressivos em alternância de sistemas glacial e marinho, com ingressões no sentido E-W, registrando arenitos, pelitos e folhelhos neríticos, além de diamictitos marinhos distribuídos nas formações Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapu (Cunha *et al.* 2007).

A sequência devoniana-carbonífero inferior (Tournaisiana) compõe-se dos grupos Urupadi e Curuá, inseridos num ciclo transgressivo-regressivo com fácies predominantemente marinhas com eventuais incursões glaciais. O Grupo Urupadi, composto das formações Maecuru e Ererê, representa uma graduação de arenitos/pelitos neríticos a deltaicos para siltitos e folhelhos parálidos (Macambira *et al.* 1977, Caputo 1984). O Grupo Curuá compõe-se das formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro, representando um pulso regressivo com graduação de fácies marinha distal (euxínica), marinho raso e fluvial, considerando ainda incursões glaciais (Caputo 1984). A Formação Faro fora excluída da sequência na proposta de Cunha *et al.* (2007) por apresentar idades incondizentes com o restante do Grupo Curuá, devido a um hiato regional na Bacia, constituindo, portanto, uma sequência isolada de idade neo-viseana.

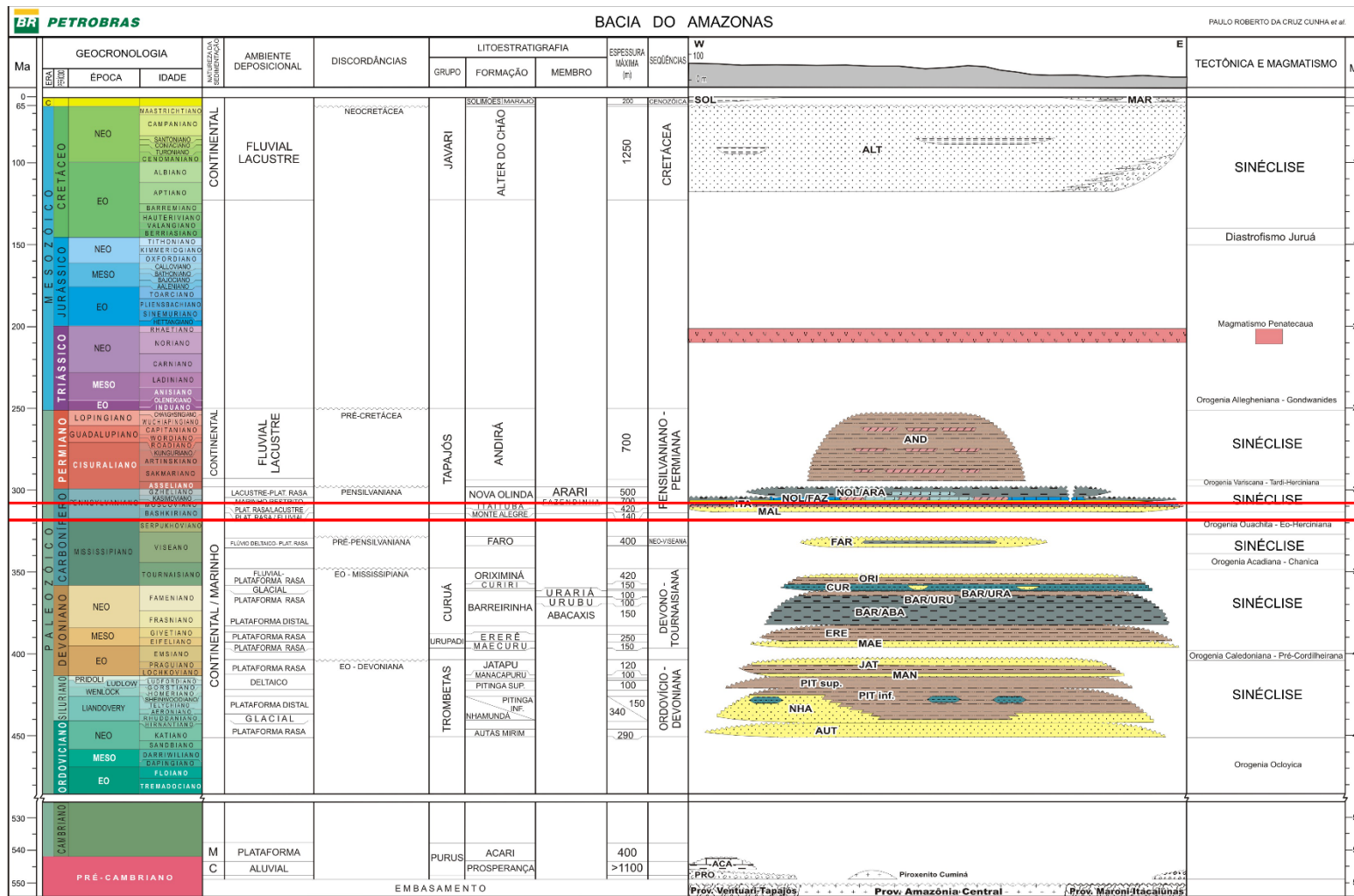


Figura 4- Carta litostратográfica com preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas segundo proposta de Cunha *et al.* (2007). Destacada em vermelho ocorre a Formação Monte Alegre, Pensilvaniano (bashkiriano).

4. GRUPO TAPAJÓS

A sequência pensilvaniana-permiana remete a uma nova fase de sedimentação de tendência transgressiva-regressiva correspondente ao Grupo Tapajós (Cunha *et al.* 1994). Inicia-se com a deposição da Formação Monte Alegre, em ambiente desértico, apresentando na base conglomerados polimíticos com clastos de tamanho grânulo a seixo de riolito, granito, quartzo leitoso e folhelho e matriz de areia grossa mal selecionada, depositados em canais de rios *wadis* (Costa 1984 *apud* Cunha *et al.* 2007). Acima deste apresenta arenitos bimodais, friáveis e caulíníticos quando alterados, de cor branco a verde-claro, cimentados por sílica e, restritamente, por óxido de ferro, granulometria fina a média, com grãos foscos bem selecionados e arredondados, apresentando estratificação cruzada de grande porte ou estrutura maciça, depositados no subambiente de dunas eólicas. Por fim, ao topo da unidade, ocorrem pelitos avermelhados, laminados e intercalados com arenitos, depositados em lagos interdunas (Cunha *et al.* 2007, Matsuda *et al.* 2010, Santos 2003).

Na continuidade do regime transgressivo, depositam-se os carbonatos e folhelhos da Formação Itaituba, além de evaporitos (anidrita), em ambiente lagunar e marinho raso-inframaré. No mesmo regime depositam-se os calcários e folhelhos da Formação Nova Olinda, destacando-se o subambiente de planície tipo *sabkha* registrando camadas de halita. Com o soerguimento causado pela Orogenia Tardi-Herciniana, registra-se um *gap* deposicional de aproximadamente 20 Ma entre as formações Nova Olinda e Andirá, esta última composta predominantemente de fácies continentais, de ambiente fluvial e lacustre, apresentando arenitos e siltitos avermelhados com raras intercalações com anidrita (Cunha *et al.* 2007).

Eventos relacionados à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana e, posteriormente a separação das placas Sul-americana e Africana, causaram modificações tectônicas no contexto da Bacia que além de proporcionar extensiva erosão, ocasionou a reativação de sistemas rúpteis responsáveis pela ascensão e derrame de magmas básicos juro-triássicos sobre as sequências sedimentares, destacando-se o grande volume acomodado sobre a Formação Andirá (Cunha *et al.* 2007, Silva *et al.* 2003, Zálan 2004).

Posteriormente à deposição do Grupo Tapajós, a Bacia do Amazonas registra sistemas distensivos seguidos de magmatismo básico na forma de enxames de diques e soleiras de diabásio, dentre os quais inclui-se os diabásios juro-triássicos do Evento Penatecaua (Costa *et al.* 2012, Cunha *et al.* 2007). A sedimentação Cretáceo-Terciário é representada pelo Grupo

Javari, composto pelas formações Alter do Chão e Solimões. Predominam nas formações supracitadas rochas clásticas depositadas em sistema fluvio-lacustre, com presença de arenitos e argilitos (incluindo caulim), por vezes conchíferos, além de frações conglomeráticas restritas.

5. FORMAÇÃO MONTE ALEGRE

5.1. Trabalhos prévios

As primeiras referências concernentes à Formação constam em Albuquerque (1922 *apud* Caputo 1984) que a denominou Arenito do Forno pela exposição na Pedreira do Forno na região do Rio Jatapu, e posteriormente em Kremer (1956) que identificou arenitos semelhantes na região do Tapajós, denominando-os Arenito Maloquinha. Ambas nomenclaturas foram substituídas na proposta de Freydank (1957) que descreveu como Formação Monte Alegre um pacote de arenitos cimentados por sílica, carbonato e óxido de ferro encontrado na região dômica homônima, entretanto não estabelecendo seção-tipo. A afirmação do termo na bibliografia se deve a Morales (1959).

A distribuição geográfica da Formação Monte Alegre é contínua sobre a Bacia do Amazonas, excetuando-se na região do Arco de Gurupá, onde não é registrada (0 Caputo *et al.* 1972), com espessura variando entre 25 e 170 m (Campos 1964, Matsuda *et al.* 2004, Pastana *et al.* 1978). Caputo (1984) descreve a sedimentação da Formação como uma sucessão de conglomerados polimíticos, seguidos por arenitos com estratificação cruzada de pequeno a grande porte, intercalados com folhelhos, calcários e dolomitos. Torres (1989) descreve 9 litofácies sedimentares para a formação na região do Médio Tapajós, que englobam arenitos conglomeráticos, arenitos com intraclastos argilosos, arenitos com laminações bimodal e plano-paralela, arenitos com acamamento ondular e bioturbados, além de folhelhos laminados e dololutitos. O autor supracitado propõe o modelo deposicional como um sistema desértico com incursões marinhas, enquanto Lima (2010) analisando os arenitos nas regiões de Monte Alegre e Itaituba, descreve um sistema desértico costeiro com predominância de sedimentos siliciclásticos, composto de campos de dunas/interdunas, lençóis de areia, rios efêmeros (*wadis*) e laguna/*washover*. Em termos de evolução diagenética, a petrografia dos arenitos ortoquartzíticos da Formação Monte Alegre destaca a predominância da compactação mecânica como agente redutor de porosidade, seguido pela precipitação de cimentos, além de episódios de geração de porosidade secundária a partir da dissolução de grãos feldspáticos e cimentos carbonáticos (*e.g.* dolomita, ankerita, calcita) (Duarte 2017, Lima 2010, Torres 1989).

Apesar de não serem comuns nas fácies arenosas da Formação Monte Alegre, são encontrados braquiópodes da espécie *Lingula*, os mesmos achados na Formação Itaituba. Melo (1960 *apud* Bigarella 1973) descreve camadas intercaladas de folhelhos e carbonatos

contidas de registros fósseis de braquiópodes, briozoários, foraminíferos e conodontes (*Streptognathodus*), sendo este último indicativo que a idade mínima para a Formação é o carbonífero superior. Em complementação, Scorzon *et al.* (2016) detalha que a presença de conodontes em camadas carbonáticas atribui idade morrowana (equivalente ao bashkiriano) à Formação.

6. CATODOLUMINESCÊNCIA

O quartzo é um dos minerais mais registrados na crosta terrestre, além de ser encontrado em abundância, apresenta uma forte resistência as intempéries quando exposto aos processos de erosão (Götze *et al.* 2001). Este mineral ocorre com frequência em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares (Deer *et al.* 1992, Götze & Kempe 2009) podendo apresentar propriedades específicas que podem ser características do tipo de rocha, como por exemplo o sobrecrescimento sintaxial de sílica, típico de rochas sedimentares detríticas como os arenitos (Worden & Burley 2003).

O estudo dos minerais de sílica e suas modificações pode apresentar numerosas aplicações na indústria petrolífera, em hidrogeologia, em cerâmica e em minerais industriais (Götze *et al.* 2001, Pagel *et al.* 2000). As técnicas de luminescência aplicadas ao quartzo podem fornecer interpretações quanto a composição, fonte, estrutura, deformações e diferentes formas de crescimento do mineral (Augustsson & Reker 2012, Pagel *et al.* 2000). A aplicação da catodoluminescência (CL) em quartzo revela o crescimento e zonação dos cristais, ou mesmo as diferentes gerações de crescimento nos grãos de quartzo, o que não é distinguido pelo microscópio óptico (Götze *et al.* 2001, Pagel *et al.* 2000, Ramseyer *et al.* 1988).

A análise espectral utilizada pela CL pode distinguir as diferentes gerações dos minerais e de acordo com as cores determinar a origem do mineral, seja ela ígnea, metamórfica ou hidrotermal (Götze *et al.* 2001, Götze *et al.* 2016). Segundo Götze *et al.* (2001) os defeitos na rede cristalina são gerados a partir de condições termodinâmicas durante a mineralização, isso faz com que os efeitos de mineralização formados pelo metamorfismo, temperatura, pressão e deformação possa alterar as propriedades estruturais do quartzo que pode ser refletido diretamente na luminescência.

A luminescência em SiO₂ é normalmente fraca, entretanto é altamente variável de acordo com as condições de formação da sílica (Götze *et al.* 2001, Götze *et al.* 2016, Kalceff & Phillips 1995). Investigações em espécimes de quartzo naturais e sintéticas revelam que as emissões das bandas variam do espectro azul a vermelho, sendo estas bandas de cores diretamente associadas com a origem do mineral, seja ela ígnea, metamórfica ou hidrotermal (Augustsson & Reker 2012, Götze *et al.* 2001, Götze 2012, Pagel *et al.* 2000). Quartzos originados de granitos e granodioritos apresentam emissões de cores que variam de azul a violeta, outras rochas ígneas de rápido resfriamento podem apresentar luminescência

avermelhada. Quartzo de pegmatitos apresentam luminescência azul esverdeada, enquanto que quartzos hidrotermais apresentam luminescência amarelada. Ágata, calcedônia e quartzo criptocristalino apresentam luminescência marrom amarelado. O quartzo de origem metamórfica de alto grau apresenta coloração marrom e violeta, enquanto que o quartzo metamórfico de baixo grau apresenta coloração vermelho enferrujado (Augustsson & Reker 2012, Götze *et al.* 2001, Götze *et al.* 2016, Gusick 2009, Pagel *et al.* 2000, Sprunt *et al.* 1978; Zinkermagel 1978). Alguns exemplos de coloração adquirida pelos grãos de quartzo durante a CL em análises de diferentes rochas no Laboratório de Catodoluminescência (LabCatodo IG-UFGA) são mostrados na Figura 5.



Figura 5- Catodoluminescência (CL) em quartzo de diferentes origens realizada no LabCatodo IG-UFGA. A) CL em quartzo de origem plutônica (Q) em amostras de granito. B) CL em arenito com cimento calcita ferrosa, onde nota-se a presença de grãos de origem plutônica (Q1), vulcânica (Q2) e metamórfica (Q3). C) CL em lâminas de grãos leves, estes compostos de quartzo de origem plutônica (Q). D) CL em arenito eólico da bacia do Parnaíba, apresentando quartzo de origem plutônica (Q1) e metamórfica (Q2), além de minerais de feldspato com intensa luminescência avermelhada a violeta. Catodoluminescência (CL) em quartzo de diferentes origens realizada no LabCatodo IG-UFGA. A) CL em quartzo de origem plutônica (Q) em amostras de granito. B) CL em arenito com cimento calcita ferrosa, onde nota-se a presença de grãos de origem plutônica (Q1), vulcânica (Q2) e metamórfica (Q3). C) CL em lâminas de grãos leves, estes compostos de quartzo de origem plutônica (Q). D) CL em arenito eólico da bacia do Parnaíba, apresentando quartzo de origem plutônica (Q1) e metamórfica (Q2), além de minerais de feldspato com intensa luminescência avermelhada a violeta.

7. RESULTADOS

7.1. Descrição de litofácies

A codificação de cada fácies segue a proposta de Miall (1977), onde as letras maiúsculas representam a litologia enquanto a letra minúscula representa a principal estrutura sedimentar identificada. Em geral, as rochas da Formação Monte Alegre identificadas através do testemunho de sondagem 24 são arenitos branco-amarelados, bem selecionados, com estratificações cruzadas e laminações planares, além de *sets* sem estrutura discriminante, por vezes intercalados com fração silte/argila. Foram descritas 4 litofácies para o conjunto (Figura 6), assim como os processos sedimentares responsáveis pela sua geração, sumarizados na Tabela 2, e culminaram na identificação de 2 associações de fácies: depósitos de lençol de areia e dunas eólicas.

Tabela 2- Fácies e interpretação dos processos sedimentares atuantes sobre os arenitos da Formação Monte Alegre na região de Uruará/PA.

| FÁCIES | DESCRIÇÃO | PROCESSOS |
|--|---|---|
| Arenito com laminação plano-paralela (Ap) | Arenito muito fino a fino, branco amarelado, associado com frações pelíticas e ocasionalmente com laminações levemente onduladas. | Deposição em leito plano, suspensão em alta energia de fluxo. |
| Arenito maciço (Am) | Arenito fino com fração areia média subordinada, cor branco amarelado, grãos de quartzo subarredondados com brilho fosco, pontilhado por impregnações de óxido de ferro (hematita). | Leito arenoso fluidizado. |
| Arenito/Siltito com laminação plano-paralela (ASp) | Arenito muito fino associado com siltito amarelado, friável, com estrutura de laminação plano-paralela deformada por fraturas. | Deposição em leito plano, suspensão em alta energia de fluxo. |
| Arenito com estratificação cruzada tabular (At) | Arenito fino a médio de cor branco amarelada e porções especialmente esbranquiçadas, grãos de quartzo subarredondados com brilho fosco. | Migração de dunas transversais 2D. |

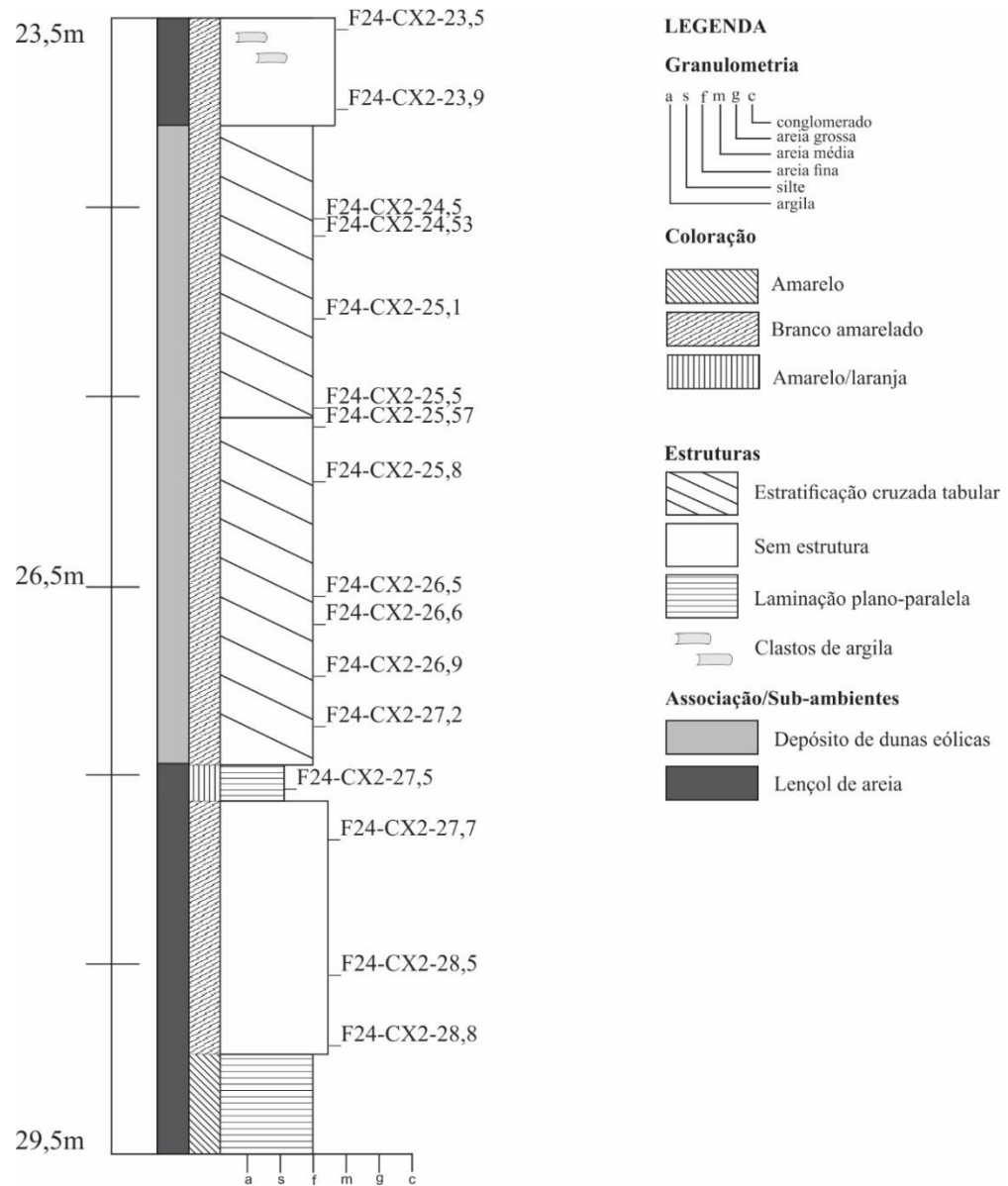


Figura 6- Perfil geológico a partir do testemunho de sondagem com identificação dos intervalos selecionados para laminação. Predominam fácies arenosas estratificadas, com clastos argilosos no topo. Ap: arenito com laminação plano-paralela; Am: arenito maciço; ASp: arenito/siltito com laminação plano-paralela; At: arenito com estratificação cruzada tabular.

7.1.1. Associação de fácies de lençol de areia (AF1)

Esta associação é formada pelas fácies arenito com laminação plano-paralela (Ap), arenito maciço (Am) e arenito/siltito com laminação plano-paralela.

A fácies Ap possui espessura de 0,5 m, apresenta arenito de granulometria areia muito fina a fina, alternância de lâminas de cor amarela e branco-amarelada, por vezes misturados com fração silto-argilosa, friável, apresentando estrutura de laminação plano-paralela (Figura 7), além de raros acamamentos levemente ondulados.



Figura 7- Laminação plano-paralela sobre arenito da fácies Ap. Notar a alternância de coloração entre as lâminas, que destaca também ligeira diferença de granulometria.

A fácies Am se distribui por 1,5 m no perfil, em dois sets, apresentando granulometria areia fina, com incipiente quantidade de areia média associada, cor branco-amarelado composta prioritariamente de grãos de quartzo (Figura 8 A). Quando observados em lupa, destacam-se grãos subarredondados a angulosos com brilho fosco, sendo o perfil pontilhado de óxi-hidróxido de ferro. O limite basal desta fácies com a fácies subjacente (Ac) é gradual (Figura 8 B). Em direção ao topo do perfil, são identificados clastos pelíticos (Figura 8 C), que são igualmente observados em lâmina petrográfica (Figura 8 D).

A fácies ASp exibe intercalação entre areia muito fina e silte, de cor ocre com porções esbranquiçadas (Figura 9 A), bastante friável, destacando a laminação plano-paralela levemente deformada (Figura 9 B). Observa-se também tingimento persistente por oxi-hidróxido de ferro.

Interpretação

Esta associação de fácies é interpretada como depósitos de lençol de areia, dominada por processos subaquosos. A origem da fácies Ap é atribuída à deposição durante eventuais inundações, que proporcionam além da orientação do fluxo (unidirecional), a velocidade necessária para formação de laminações planares na fração areia fina (Glennie 1970, Mescolotti *et al.* 2019, Tucker 2001). Considera-se ainda uma variação sutil na velocidade de

fluxo, responsável pela deposição síncrona de frações mais finas (Nichols 2009). A deposição da fácies Am remete a fluxos episódicos, com energia suficiente para transportar frações de areia média, além de clastos argilosos, reforçando a origem subaquosa (Atkinson *et al.* 1990; Nichols 2009). A ausência de estruturas é atribuída à fluidificação de areia no ambiente deposicional. Acredita-se que a sedimentação da fácies ASp relaciona-se à interação mútua entre o lençol de areia e depósitos interdunas, considerando que o desenvolvimento de laminações plano-paralelas em siltitos remete à deposição em ambiente calmo (Pettijohn *et al.* 1972, Tucker 2001).

Os sistemas de lençol de areia são comumente associados a ambientes de deposição cujas estruturas são majoritariamente controladas por agente eólico, sendo comuns *wind ripples*, laminações com gradação inversa, laminações cruzadas de baixo ângulo, etc. (Scholle & Spearing 1982). Entretanto, Basilici & Dal' Bó (2014) descrevem processos de sedimentação subaquosos para este ambiente. Algumas hipóteses concernentes ao retardo na formação de dunas eólicas são o baixo suprimento de sedimentos, cimentação ou inundações periódicas da superfície, além da presença de sedimentos grosseiros ou vegetação (Chakraborty & Chakraborty 2001).

7.1.2. Associação de fácies de campos de dunas eólicas (AF2)

Esta associação é representada pela fácies At, que é a mais expressiva do perfil distribuindo-se por 3,5 m, composta por grãos de quartzo tamanho areia fina a média, cor branco-amarelado com porções esbranquiçadas, grãos subarredondados de brilho fosco. As estratificações cruzadas são reconhecidas por leve diferença de granulometria nos *foresets*, acompanhadas por ligeira diferença na coloração entre os estratos (Figura 10 A e B), de geometria tabular com inclinação $\cong 30^\circ$ (Hunter 1977).

Interpretação

Esta associação foi interpretada como depósitos de dunas eólicas, cuja seleção e deposição dos grãos tem o vento como principal fator controlador. A fácies apresenta grãos de quartzo bem selecionados, raramente angulosos na fração areia muito fina, com estrutura de estratificação tabular, gerada pela sedimentação no leito inclinado (*lee side*) de dunas eólicas, com alta velocidade de fluxo (Boggs Jr. 2006, Nichols 2009). Em função da bimodalidade granulométrica nos arenitos, acredita-se que a deposição e preservação se dá em fácies de avalanche – peculiares dos campos de dunas eólicas (Brookfield 1992).

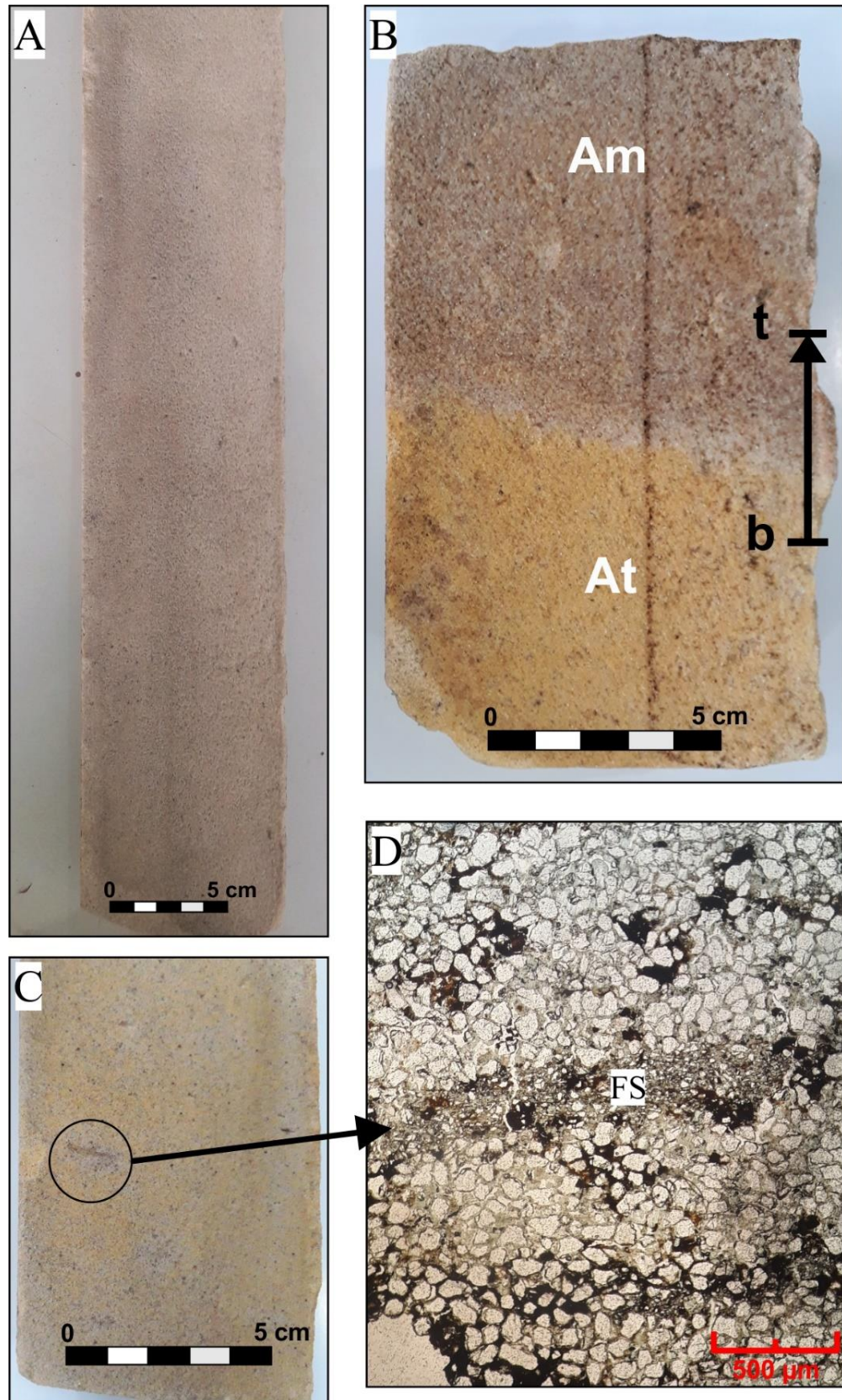


Figura 8- Amostras da fácies Am. (A) Testemunho de sondagem sem estrutura sedimentar evidente; (B) contato limitante entre as fácies At e Am no topo do perfil; (C) observação macroscópica de fragmento de siltito e (D) observação sob microscópio (FS).

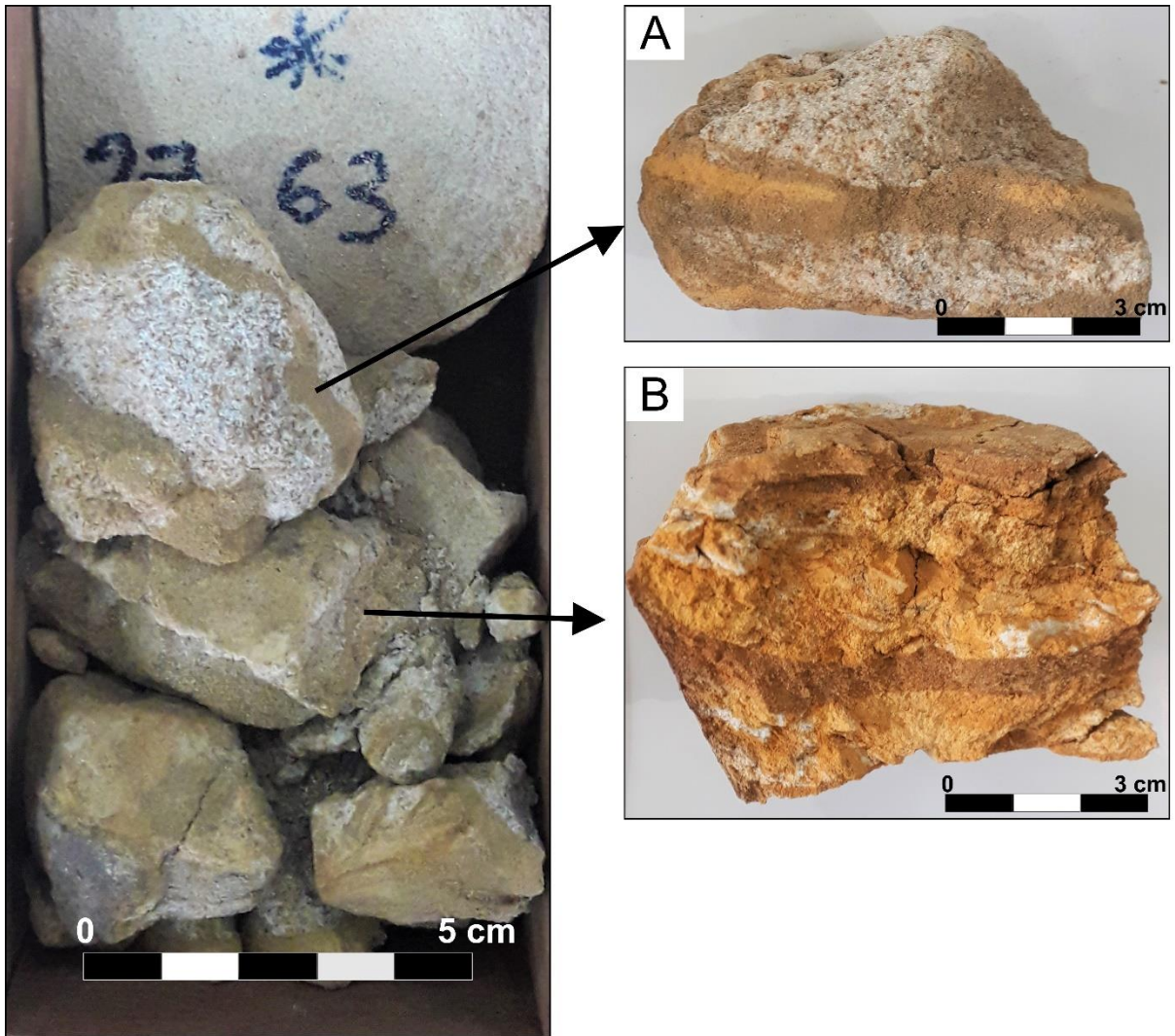


Figura 9- Amostras da fácies ASp. (A) Destaque às porções esbranquiçadas da rocha, com pontilhados de óxi/hidróxido de ferro; (B) estrutura de laminação plano-paralela, destacada por ligeira diferença granulométrica entre as lâminas, realçadas por diferenças de coloração.

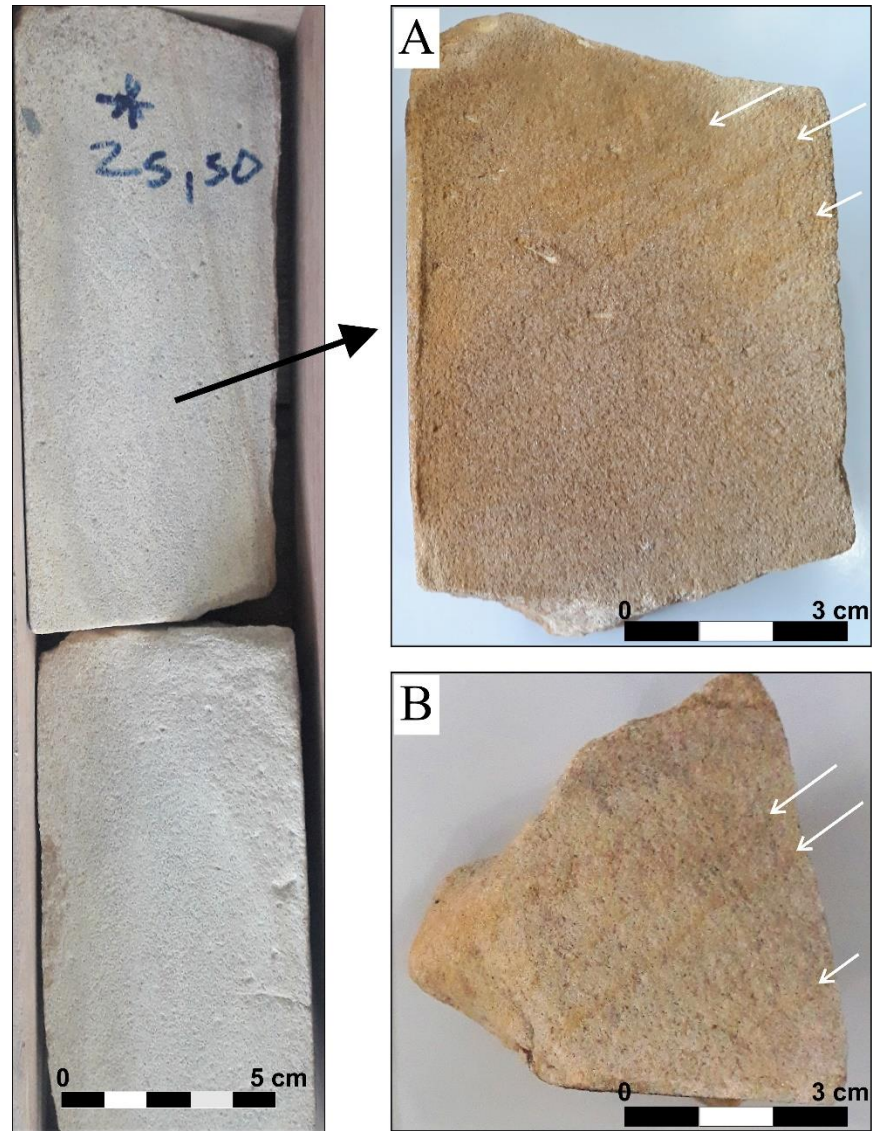


Figura 10- Amostras da fácies At, com detalhes das estratificações cruzadas tabulares (setas brancas), destacadas por ligeira diferenciação granulométrica entre os estratos, acompanhada também por uma mudança de coloração entre as mesmas.

8. MODELO DEPOSICIONAL

O modelo deposicional inferido para a Formação Monte Alegre na região de Uruará (PA) é o sistema desértico úmido (costeiro), composto por lençol de areia (AF1) e campos de dunas (AF2).

A associação de lençol de areia (AF1) tem como propriedade a sedimentação contemporânea de fácies subaquosas com variação na energia de fluxo, responsável pela associação de frações pelíticas aos arenitos, e distribui-se por áreas extensas com lâmina d'água pouco espessa – a característica permeável dos arenitos impossibilitara a manutenção de espessos corpos d'água. A principal ocorrência de pelitos no ambiente desértico remete a zonas de interdunas, em eventuais lagos ou lagunas que atuam como “obstáculos” durante o transporte da fração fina (Atkinson *et al.* 1990; Brookfield 1992). Acredita-se ainda que sistema pode ter sido influenciado por escassos fluxos de *wadi*, capazes de transportar até a granulometria de areia média e clastos de argila/silte (comuns em direção ao topo do perfil), entretanto, sem registrar estruturas de confiabilidade para sua individualização como subambiente.

A presença de estratificações cruzadas tabulares, com ligeira variação granulométrica entre os estratos remete ao ambiente de campos de dunas (AF2), em consonância com trabalhos prévios (Caputo 1984, Elias *et al.* 2004, Freydank 1957, Lima 2010, Matsuda *et al.* 2010, Torres 1989). Ainda segundo os autores supracitados, a sedimentação nos campos de dunas foi influenciada por corpos d'água, ora por ambiente costeiro (mar raso), ora por lagunas salgadas, identificando-se marcas de adesão e bioturbações, feições inerentes da presença de água no ambiente (Brookfield 1992, Karpeta 1990).

O modelo deposicional exibido no bloco diagrama (Figura 11) destaca a distribuição dos subambientes interpretados para a Formação Monte Alegre na região de Uruará, e a seção demonstra a relação lateral (e contemporânea) das fácies descritas.

9. PETROGRAFIA DOS ARENITOS

Foram descritos a partir das lâminas petrográficas os tipos de grãos e contatos entre si, matriz, cimentos e poros dos arenitos estudados. Propõe-se, posteriormente, a classificação dos mesmos segundo o diagrama triangular de Folk (1974), assim como a sequência de eventos diagenéticos e sua influência sobre o arcabouço, além de possíveis fontes de material para geração de minerais autigênicos ou precipitados.

9.1. Grãos do arcabouço

Destaca-se para os arenitos a predominância de grãos de quartzo, com feldspatos potássico, plagioclásio e fragmentos de rocha pelítica em menor quantidade, além de micas (muscovita e biotita), minerais pesados translúcidos e opacos como acessórios.

Os grãos de quartzo perfazem de 50 a 85% do volume total das amostras, sendo predominantemente grãos monocristalinos (74,25%) de extinção uniforme ou reta (Figura 12 A) ou ondulante (Figura 12 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**B) e grãos de quartzo policristalinos (0,58%) subordinadamente (Figura 12 C e D). Variam granulometricamente entre areia muito fina a média (0,07 a 0,3 mm), em grãos subédricos a anédricos, angulosos a subarredondados, semiesféricos e alongados,

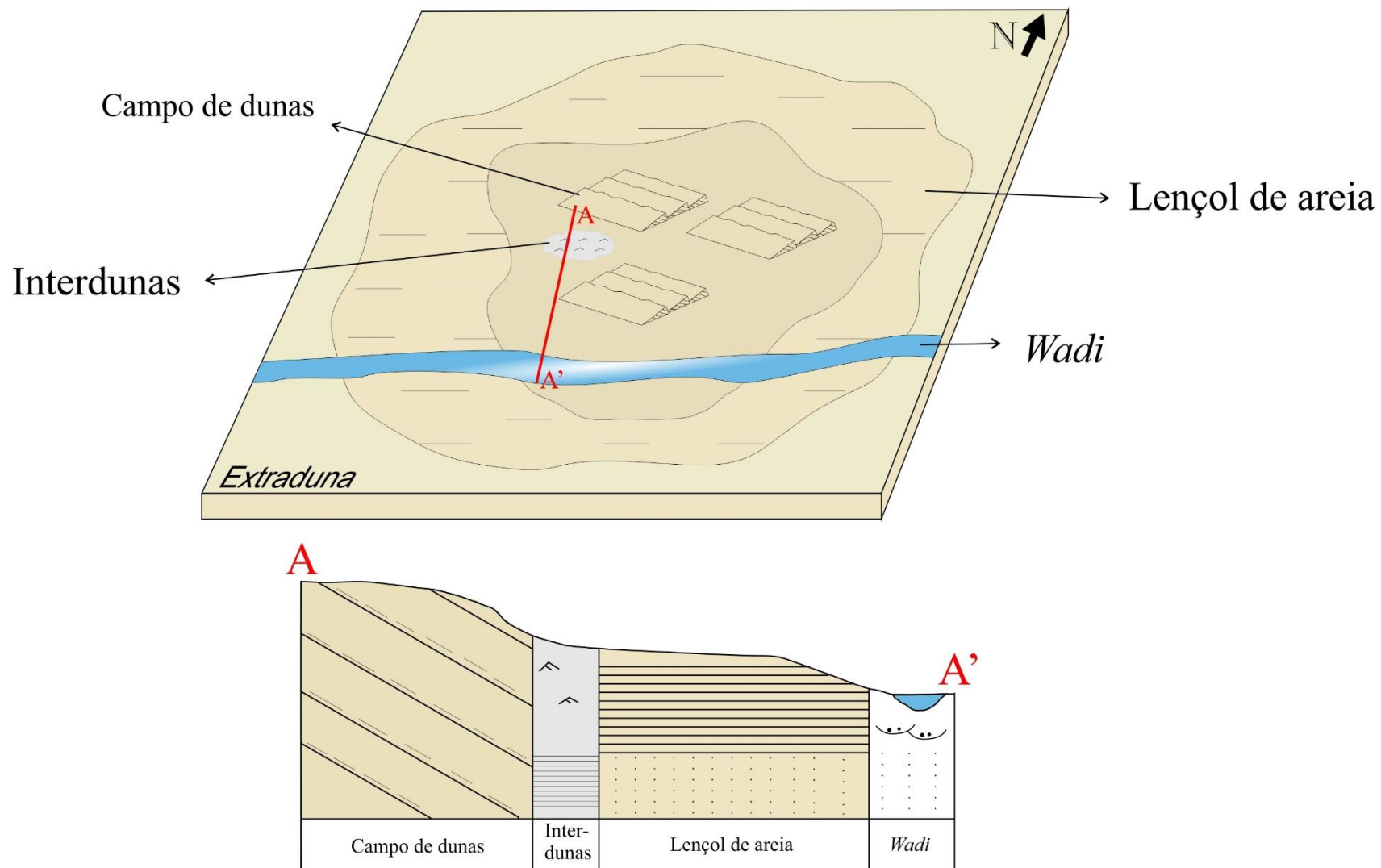


Figura 11- Bloco diagrama e seção (A-A') representativos do modelo deposicional interpretado para os arenitos da Formação Monte Alegre na região de Uruará.

apresentando fraturas secas ou preenchidas (Figura 12 E e F, respectivamente). Os contatos entre grãos de quartzo são predominantemente retos/longos (Figura 13A) e côncavo-convexos (Figura 13B), ocorrendo raramente contatos suturados entre grãos e nos limites grão/cimento (Figura 13C), além de contatos de compromisso (Figura 13D). Comumente observam-se *cutans* de argila (Figura 13E) ou óxi/hidróxido de ferro (Figura 13F) recobrando parcialmente os grãos, facilitando o reconhecimento da forma original do grão e destacando a zona de crescimento sintaxial de quartzo através das linhas de sujeira.

Minerais pesados e acessórios podem ser encontrados no arcabouço como grãos isolados ou inclusos sobre os grãos de quartzo, e perfazem menos de 1% da proporção modal das rochas. Os principais minerais encontrados foram o zircão (Figura 14 A e B) e muscovita (Figura 14C), assim como grãos reconhecidos a partir de MEV/EDS como anatásio (Figura 14D), cromita (Figura 14E) e ilmenita (Figura 14F).

Os grãos de plagioclásio (Figura 15A) são raros nos arenitos, em proporção modal inferior a 1%, com maclas ou clivagens pobremente visíveis e dimensão inferior a 0,1 mm, além de apresentar alteração pervasiva para argilominerais.

O feldspato potássico está presente em no máximo 2% da composição do arcabouço, com granulometria areia fina a média (0,1 a 0,2 mm), em grãos subédricos, subarredondados e semiesféricos, com extinção ondulante. Encontra-se alterado parcialmente para argilominerais (Figura 15B), exibindo, conseqüentemente, maclamentos deformados.

Fragmentos líticos são observados em no máximo 3% do arcabouço, sendo predominantemente fragmentos de rocha sedimentar (Frp) de origem pelítica (Figura 16A), que apresentam dimensão entre 0,1 e 1 mm, e secundariamente fragmentos arredondados de chert (quartzo microcristalino – Figura 16B), com dimensão de no máximo 0,125 mm. Os Frp são comumente observados esmagados entre os grãos rígidos de quartzo, e Dickinson (1970) descreve essa feição como pseudomatriz.

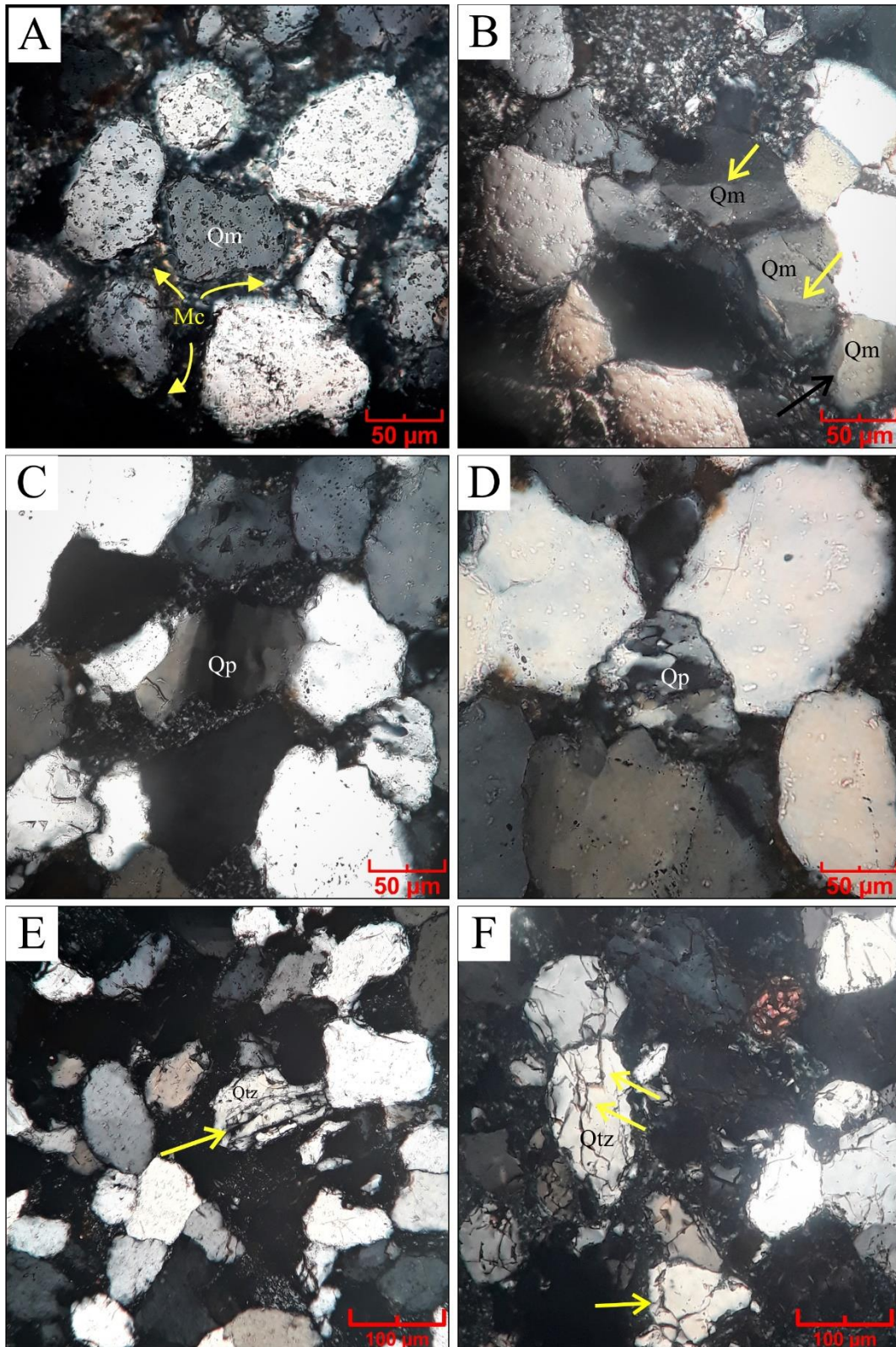


Figura 12- Aspectos morfológicos e microestruturais dos grãos de quartzo do arcabouço. (A) conjunto de grãos de quartzo monocristalino (Qm) com extinção homogênea; (B) grãos de quartzo monocristalino (Qm) com extinção ondulante (setas pretas); (C e D) grãos de quartzo policristalino (Qp); (E) grão de quartzo (Qtz) com fratura seca (seta amarela); (F) grão de quartzo (Qtz) com fratura preenchida por argilominerais (setas pretas).

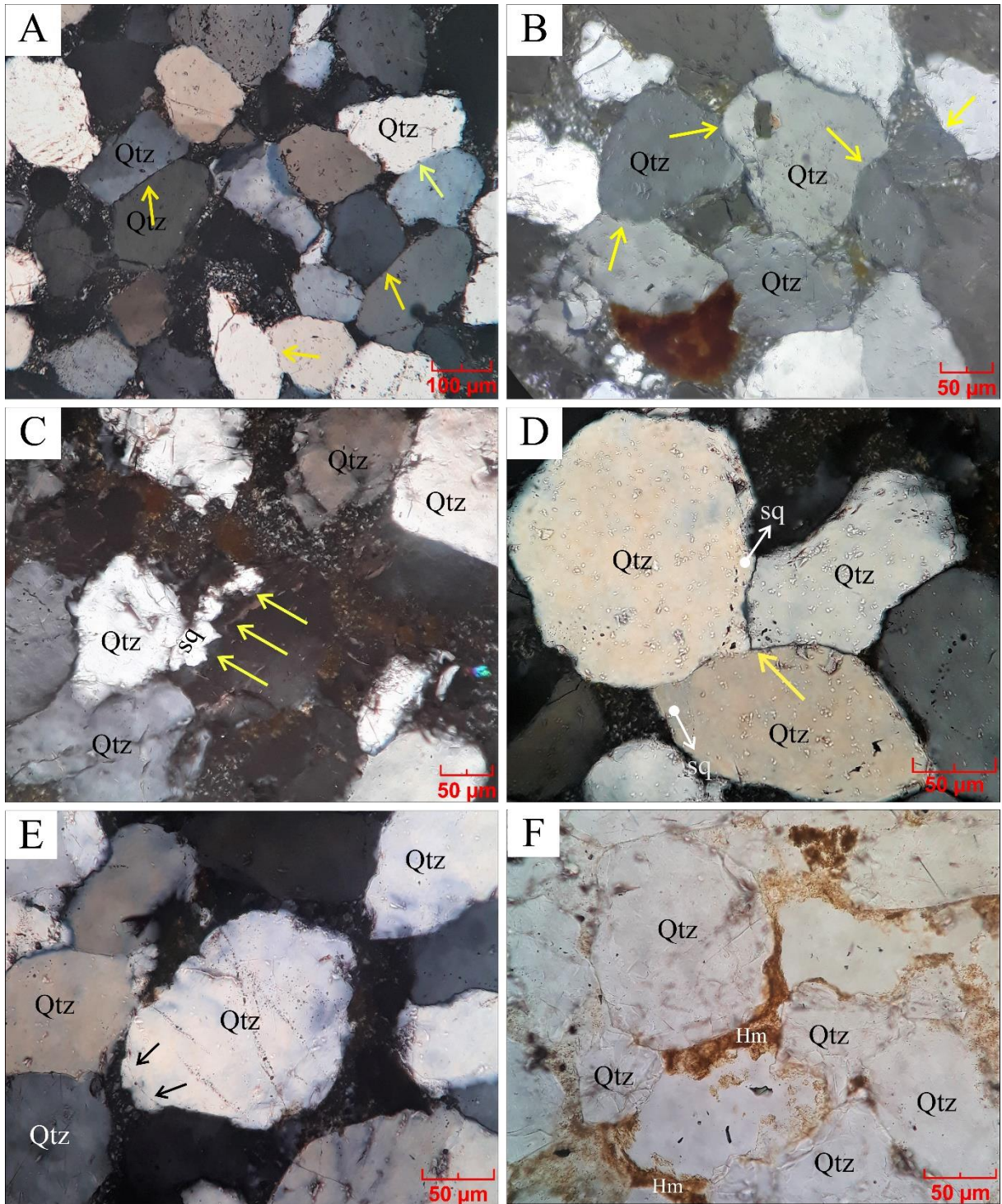


Figura 13- Algumas características diagenéticas exibidas sobre os grãos de quartzo dos arenitos. As setas amarelas destacam o contato: (A) contatos retos entre os grãos de quartzo (Qtz)); (B) contato côncavo-convexo, marcado por interpolação da borda de um grão de quartzo (Qtz) sobre outro; (C) contato suturado entre grão de quartzo (Qtz) e sobrecrecimento de quartzo (sq); (D) contato tríptico de compromisso, marcado pela presença de sobrecrecimento de quartzo (sq); (E) linha de sujeira formada por argila (setas pretas) marcando limite do grão original e o sobrecrecimento de quartzo; (F) películas de hematita (Hm) precipitadas sobre grãos de quartzo (Qtz).

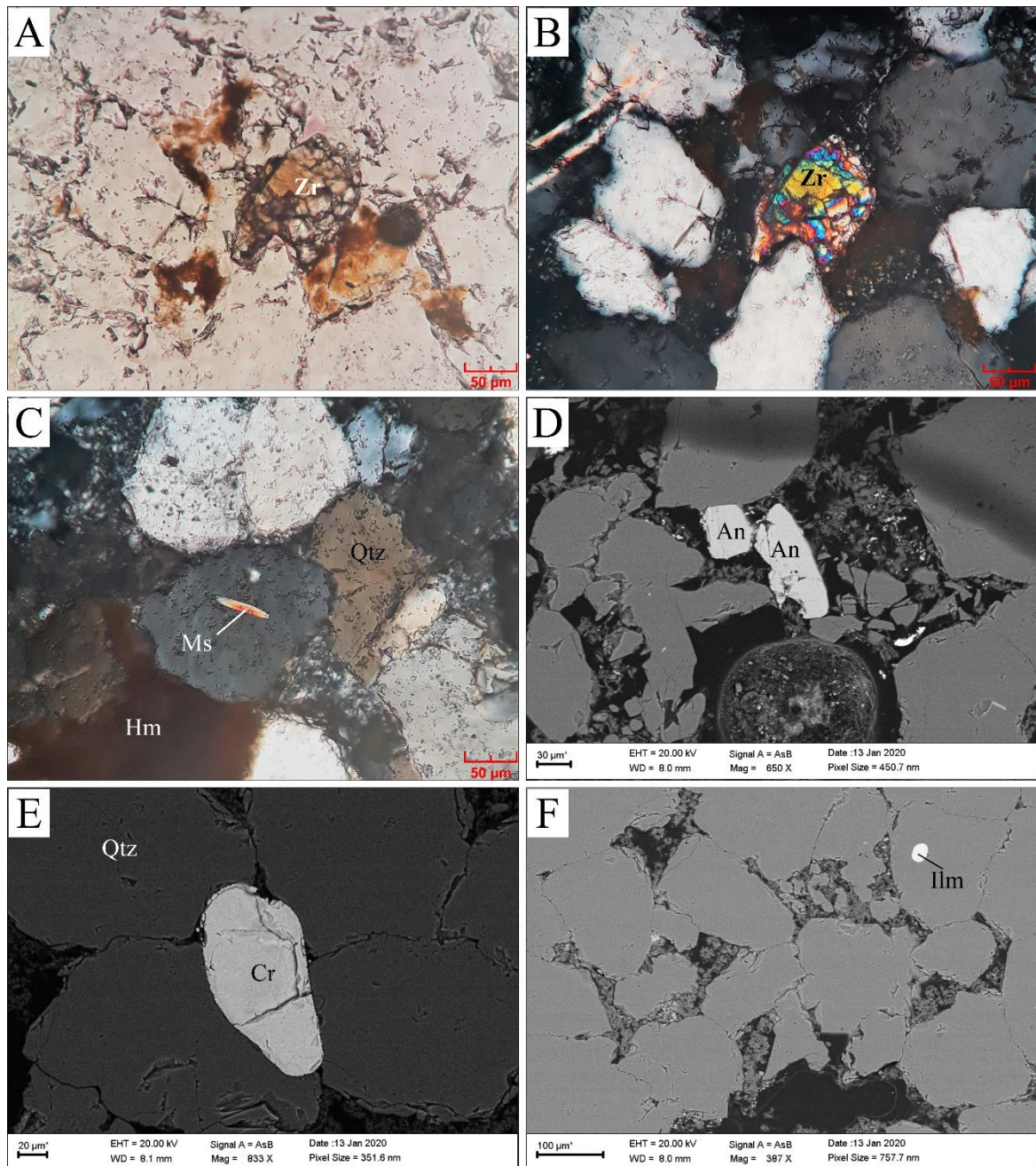


Figura 14- Distribuição de minerais acessórios/pesados no arcabouço dos arenitos. (A) zircão detritico (Zr) fraturado a nicóis paralelos e (B) a nicóis cruzados; (C) muscovita (Ms) detritica como inclusão em grão de quartzo (Qtz); (D) grãos de anatásio (An); (E) cromita (Cr); (F) Ilmenita (Ilm).

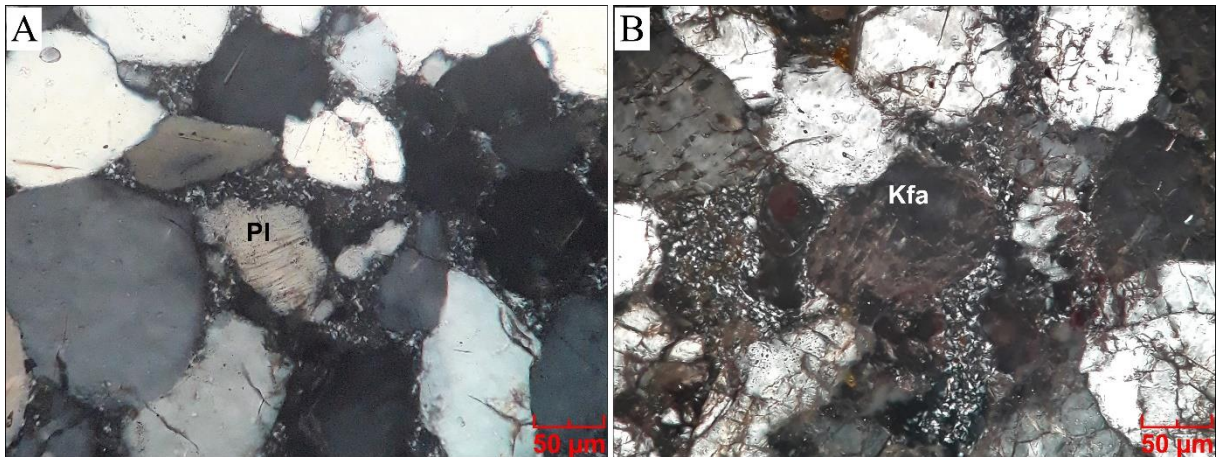


Figura 15- Aspectos dos grãos de feldspato no arcabouço. (A) grão de plagioclásio com maclas tipo albita (PI) com clivagens pobremente observáveis; (B) grão de álcali-feldspato alterado (Kfa) parcialmente substituído por argilominerais.

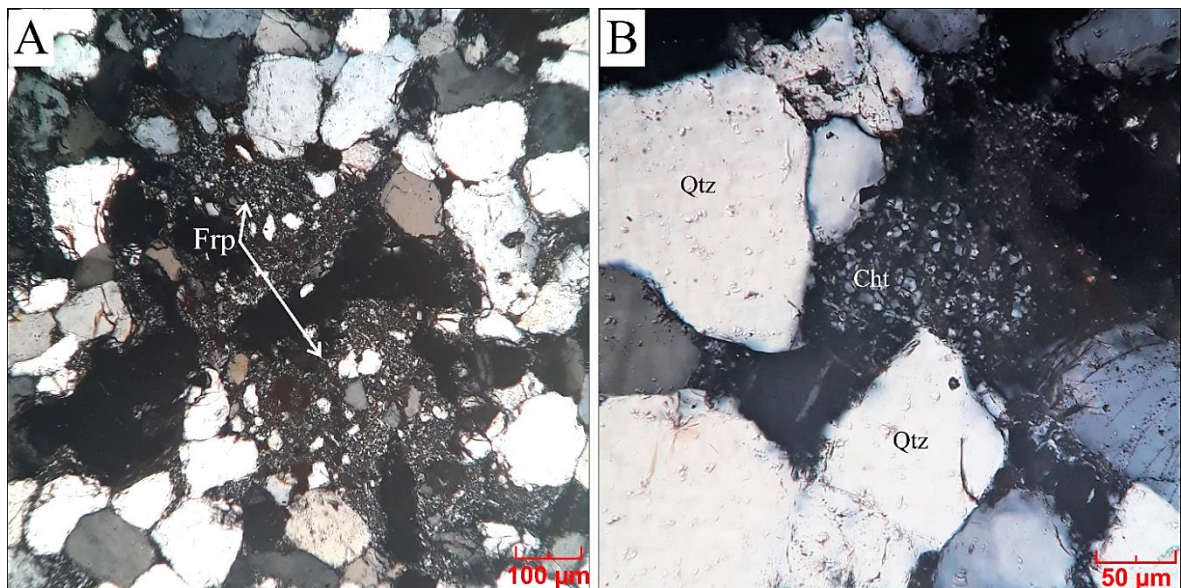


Figura 16- Principais fragmentos líticos dos arenitos. (A) fragmento de rocha pelítica (Frp); (B) fragmento de chert (Cht) (quartzo microcristalino).

9.2. Matriz

De acordo com Ros & Césaro (1986), o termo “matriz” é utilizado generalizadamente para denominar a fração granulométrica mais fina alocada entre os grãos do arcabouço, ocasião tal que não permite classificações e interpretações geológicas, paleoambientais e tectônicas mais específicas. Ramseyer *et al.* (1988) reconhecem oito principais mecanismos de colocação de fração fina entre os grãos do arcabouço, dos quais destacam-se para o presente trabalho apenas dois: compactação e infiltração.

A denominada matriz de compactação (Figura 17 A/B) encontra-se em ambas as quatro litofácies (Ap, Am, ASp e At) e é claramente reconhecível ao microscópio como clastos ora incolores, ora marrom/castanho, com prolongamentos estendidos aos interstícios intergranulares (Figura 17C). Este elemento é resultado do contínuo soterramento das rochas, onde fragmentos líticos dúcteis (e.g. fragmentos de siltitos, folhelhos, filitos, ardósias, intraclastos argilosos e demais materiais alterados para argilominerais) são esmagados e moldados semiplasticamente nos contornos dos grãos mais competentes do arcabouço, promovendo também uma considerável obliteração da porosidade e permeabilidade originais (Ramm 1992). Dickinson (1970) denomina o material resultante deste processo como pseudomatriz, e descreve evidências para sua correta identificação.

A infiltração mecânica de argilas foi reconhecida essencialmente como 1) cutículas (*coatings*) anisópacas tangenciais aos grãos de quartzo (Figura 17D), onde apresentam cor amarelo dourado e alta birrefringência e 2) agregados de argila, visualmente “descolada” dos grãos, comumente fragmentados. Este elemento é observado em todas as fácies sedimentares descritas, apresentando variação no perfil, sendo proeminente nas fácies basais (Ap e Am). Segundo Moraes & Ros (1988) e Tucker (2001) este é um processo recorrente principalmente em arcabouços grosseiros, porosos e facilmente reconhecido em formações de ambiente árido/semi-árido, entretanto, não exclusivamente. Walker (1976) descreve quatro mecanismos fundamentais para acumulação de argila nos sedimentos, durante o fluxo vertical de infiltração: concentrações na zona vadosa; concentrações no nível freático; concentrações sobre barreiras impermeáveis; e concentração nas proximidades de infiltração de influentes (zonas de recarga).

A composição dos argilominerais foi estimada através de MEV/EDS, com análises pontuais que destacam grande predominância de Al e Si na matriz (Figura 17 C – gráfico), e difração de raios-X pelo método de “amostra total”, que destaca além da grande predominância de quartzo, a presença de labradorita + biotita (Figura 18A) nas fácies essencialmente arenosas (Am e At), e caulinita + biotita + saponita (picos anômalos) (Figura 18B) nas fácies com maior conteúdo de argila (Ap e ASp).

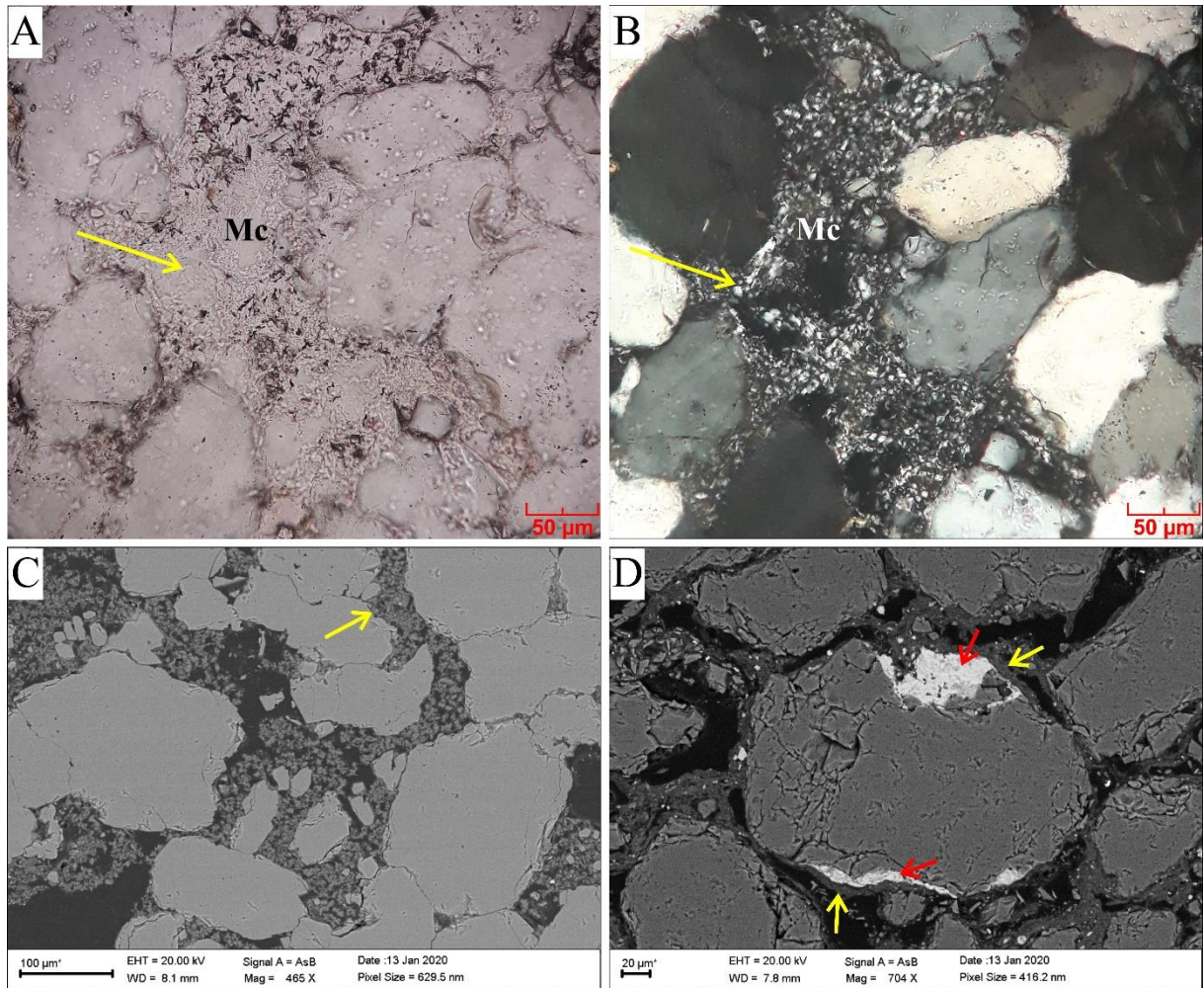


Figura 17- Relação morfológica dos argilominerais com espaços porosos e grãos do arcabouço. (A) matriz de compactação (Mc – seta amarela) preenchendo espaços porosos, nicóis descruzados e (B) a nicóis cruzados; (C) detalhe da deformação plástica e migração de frações argilosas para os interstícios intergranulares (seta amarela); (D) matriz de infiltração (setas amarelas) formando coatings sobre grãos de quartzo, acompanhadas por filmes de óxido de ferro (setas vermelhas).

9.3. Minerais autigênicos

Minerais autigênicos são aqueles precipitados *in situ*, *i.e.*, na própria bacia sedimentar, provenientes da coluna d'água ou de sedimentos adjacentes (Huggett 1982, Kazerouni 2013, Whetten & Hawkins Jr. 1970). Tratando-se, portanto, de elementos epigenéticos do arcabouço, são precipitados nos interstícios intergranulares e acarretam, geralmente, uma redução significativa na porosidade original das rochas. Em vista de que os minerais autigênicos são formados nos estágios iniciais de diagênese, seu estudo abriga devida importância na caracterização biogeoquímica das águas de formação e dos sedimentos, auxiliando na correta interpretação paleoambiental (Glenn & Filippelli 2007, Wilson & Pittman 1977).

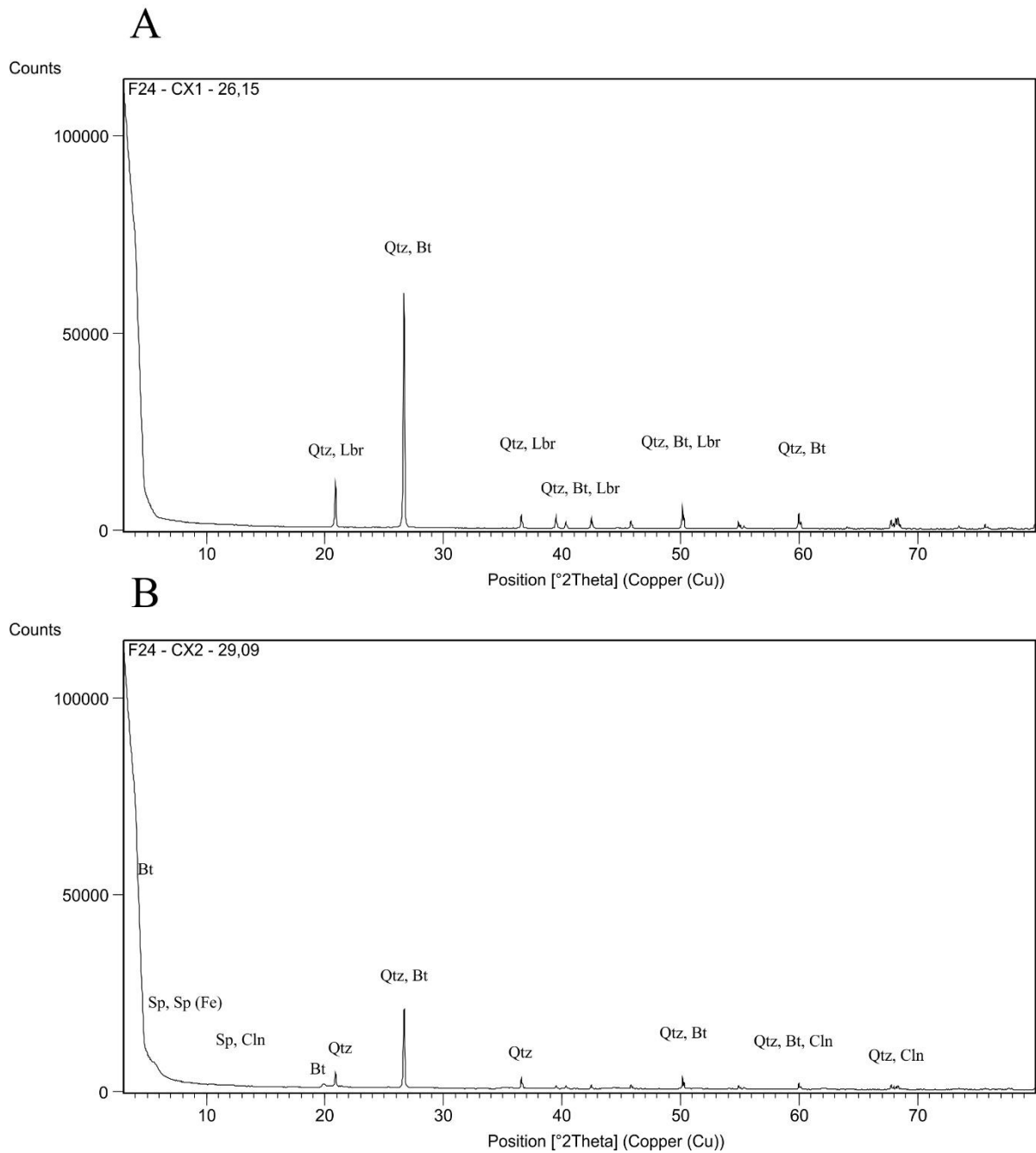


Figura 18- Resultados da difração de raios-X pelo método de amostra total aplicado sobre as amostras (A) F24-CX1-26,15 caracterizando fácies essencialmente arenosas, com destaque aos picos de quartzo (Qtz), labradorita (Lbr) e biotita (Bt); e (B) F24-CX2-29,09 caracterizando fácies com maior conteúdo de argila, com destaque aos picos de quartzo (Qtz), caulinita (Cln) e biotita (Bt), além de picos anômalos de saponita (Sp) e saponita ferrosa (Sp (Fe)).

Os minerais autigênicos identificados nos arenitos foram os argilominerais, sobrecrescimento de quartzo, cimento carbonático e hematita.

9.3.1. Argilominerais

A neoformação de argilas nos arenitos é representada essencialmente por caulinita, como destacado por MEV/EDS, apresentando-se em até 13% do volume total da rocha, presente em todas as fácies sedimentares. A caulinita autigênica é observada ao microscópio preenchendo parcial ou totalmente o espaço de poros secundários (Figura 19A), apresentando contatos regulares tanto com os grãos de quartzo quanto com o sobrecrescimento de sílica, e como agregados de cristais lamelares (Figura 19B). Shelton (1964) e Glenn & Filippelli (2007) indicam que a alteração de feldspatos, substituição de quartzo e recristalização de argilominerais (principalmente caulinita deposicional) são as prováveis fontes para a geração deste mineral no ambiente diagenético.

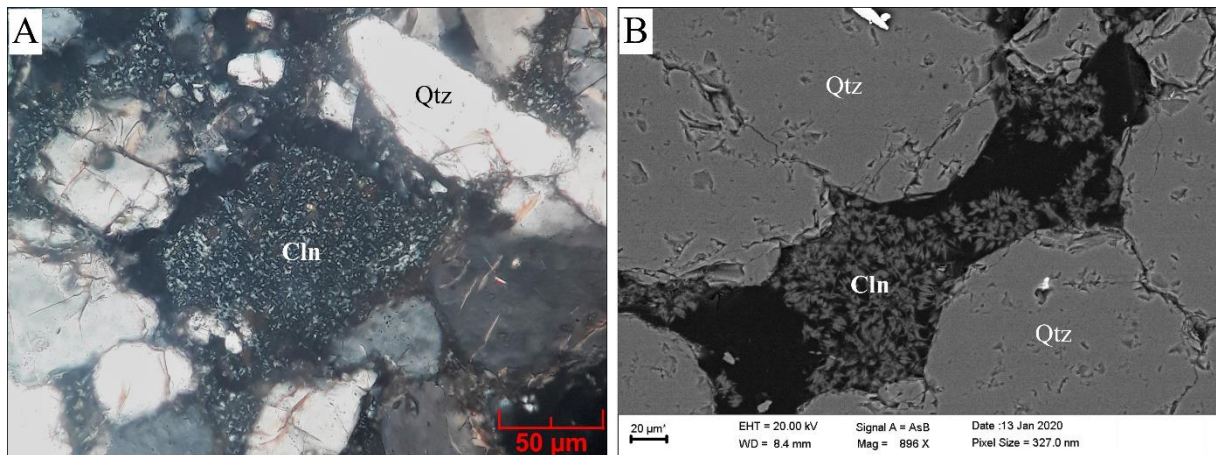


Figura 19- Aspectos da caulinita autigênica. (A) observação ao microscópio petrográfico dos agregados de caulinita (Cln) preenchendo poro móldico; (B) observação da caulinita (Cln) em MEV. Notar lamelas sem orientação preferencial.

9.3.2. Sobrecrescimento de sílica

A autigênese de quartzo nos arenitos relaciona-se essencialmente ao crescimento sintaxial de quartzo (Figura 20), *i.e.*, a precipitação de cimento com eixos ópticos e cristalográficos paralelos aos grãos. Tal elemento encontra-se em todas as litofácies e perfaz aproximadamente 3% do volume total dos arenitos. Apresenta espessura variada, e é reconhecido a partir de 1) linhas de descontinuidade (sujeira) na borda dos grãos, compostas de cutículas de argilominerais ou óxi/hidróxido de ferro e 2) contatos retos de compromisso (tríplices) indicando o crescimento de cimento em grãos cuja linha de sujeira é incipiente ou

inexistente. A partir da proposta de McBride (1989), considera-se que as prováveis fontes de sílica para a geração do cimento nos arenitos da Formação Monte Alegre são:

- a) decomposição de feldspatos;
- b) dissolução de grãos de quartzo a partir de siltitos durante compactação mecânica;
- c) dissolução de “poeira” de quartzo derivada de abrasão em ambiente eólico e;
- d) dissolução por pressão nos contatos côncavo-convexos (compactação química).

Ainda segundo o autor, não há conclusões definitivas para inferir a ordem de importância aos processos supracitados, uma vez que a precipitação autigênica de quartzo é controlada fortemente pela composição da água de formação e dos sedimentos. O modo de ocorrência e interpretação destes fatores são discutidos em maior detalhe na seção 11.2 – Sequência de Eventos Diagenéticos.

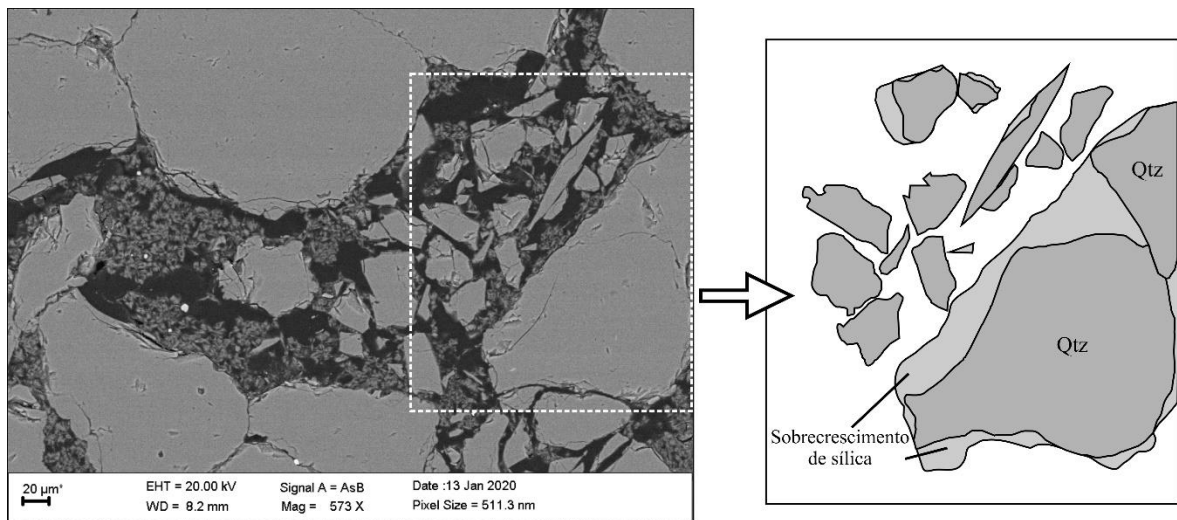


Figura 20- Cimentação dos grãos por autigênese de quartzo, no detalhe à direita o sobrecrescimento sintaxial do mesmo.

9.3.3. Cimento carbonático

A cimentação carbonática restringe-se às porções de topo do perfil litológico (entre 24,5 e 23,5 m do testemunho) com proporção modal <1% do arcabouço. O tingimento das amostras com alizarina-red-S auxiliou na identificação deste cimento, assim como sua composição, que se trata de calcita espática não-ferrosa (Figura 21), e ocorre essencialmente preenchendo o espaço poroso intergranular de forma localizada nas amostras, com dimensão de até 0,6 mm, suplantando em tamanho os grãos do arcabouço e a porosidade na qual o mineral precipita. A calcita é observada em cristais subédricos a euédricos, com contatos

regulares com os grãos de quartzo, e apresenta planos de clivagem bem definidos e cintilância. Tucker (2001) descreve algumas fontes de CaCO_3 para a cimentação nos arenitos, dentre as quais destaca-se para este trabalho a concentração de íons na água conata.

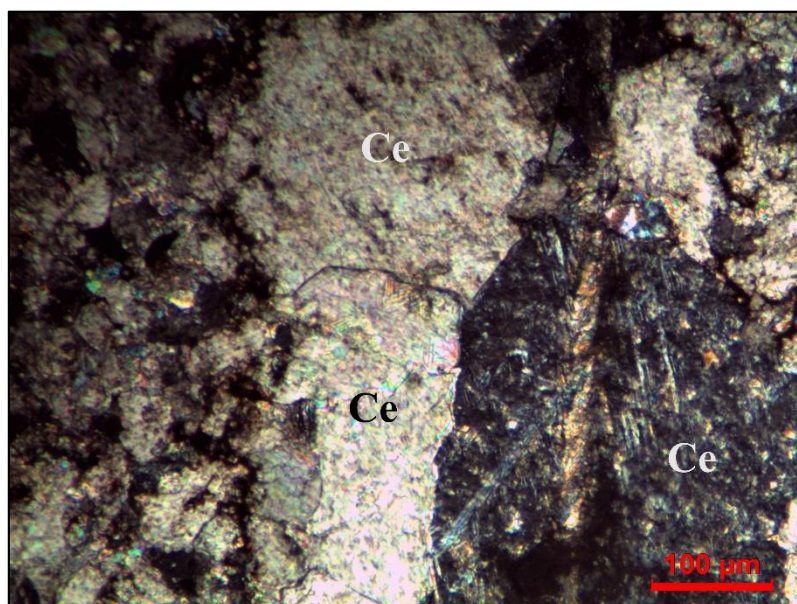


Figura 21- Cimento de calcita espática (Ce) em cristais que suplantam a dimensão dos grãos e poros do arcabouço.

9.3.4. Precipitação de ferro

A precipitação de óxido de ferro ocorre em proporções variadas entre as fácies analisadas, sendo abundante na fácies Ap (chegando a 10,7% da proporção modal), enquanto nas demais fácies (Am, ASp e At) perfaz no máximo 2-3%. A precipitação é representada por hematita, e se apresenta em *cutans*, envolvendo os grãos de quartzo com películas delgadas e também preenchendo o espaço poroso da rocha (Figura 22 A, C e D), onde admite morfologia de cimento. Segundo Boggs Jr. (2006, 2009) e Ixer & Waugh (2008) a provável fonte desta precipitação é a oxidação de Fe contido em argilominerais e/ou silicatos contidos de Fe (e.g. clorita, biotita, hornblenda). Considera-se ainda, que a presença de hematita pode ser responsável pelo tingimento de cor vermelho/amarelo em porções localizadas da matriz (Burgess *et al.* 2016) (Figura 22 B).

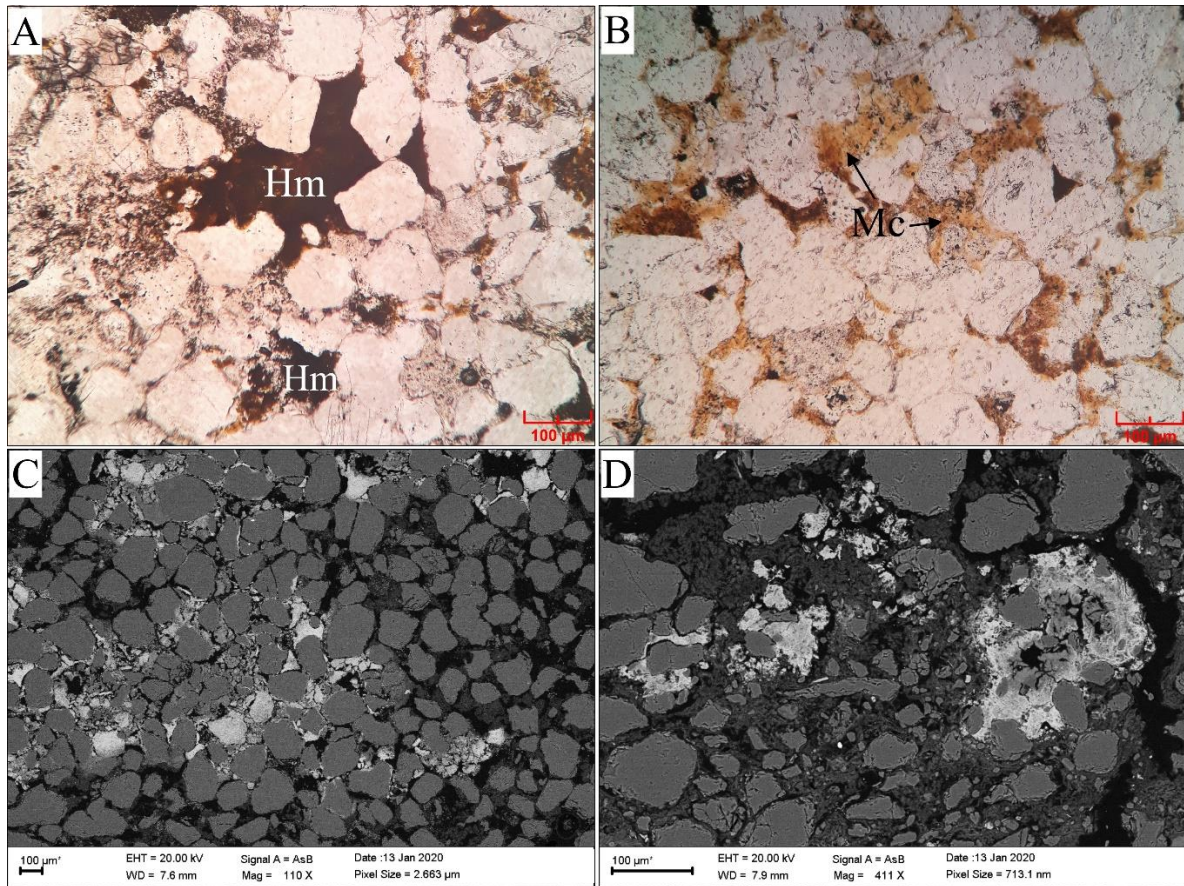


Figura 22- Aspectos da precipitação de ferro nos arenitos. (A) cimentação por hematita (Hm), unindo os grãos adjacentes; (B) superimposição de coloração por óxido de ferro sobre a matriz de compactação (Mc); (C e D) imagens em MEV destacando o caráter da cimentação por hematita (manchas brancas).

9.4. Porosidade

O espaço poroso nos arenitos varia em termos gerais entre 2 e 13% da proporção modal sobre o arcabouço, sendo dependente do nível de cimentação e/ou dissolução mineral entre as fácies. A porosidade é representada essencialmente por poros intergranulares, sendo os poros primários caracterizados por morfologia triangular (Figura 23A) ou segmentos alongados entre os grãos, com dimensão variada e contornos homogêneos/lisos, indicativo da preservação do espaço poroso. Entretanto, a porosidade primária é raramente preservada nas amostras, em função de eventos de cimentação, seja calcítica ou quartzosa. Já a porosidade secundária é representada por poros móldicos (Figura 23B) e agigantados (Figura 23C), com dimensão entre 0,1 a 2 mm respectivamente, com contornos irregulares nos contatos com os grãos. A origem desta porosidade está ligada com a dissolução de cimentos pretéritos (e.g. calcita espática e sílica) ou minerais autigênicos que foram precipitados no espaço poroso (quartzo, argilominerais). Ocorrem ainda, mesmo que insignificante quantitativamente, poros

de fratura, presentes em microfraturas nos grãos de quartzo ou da própria rocha (Figura 23D), e poros de contração (Figura 23 E e F), gerados a partir do ressecamento e contração de argilas durante a diagênese (Schmidt & McDonald 1979 *apud* Torres 1989).

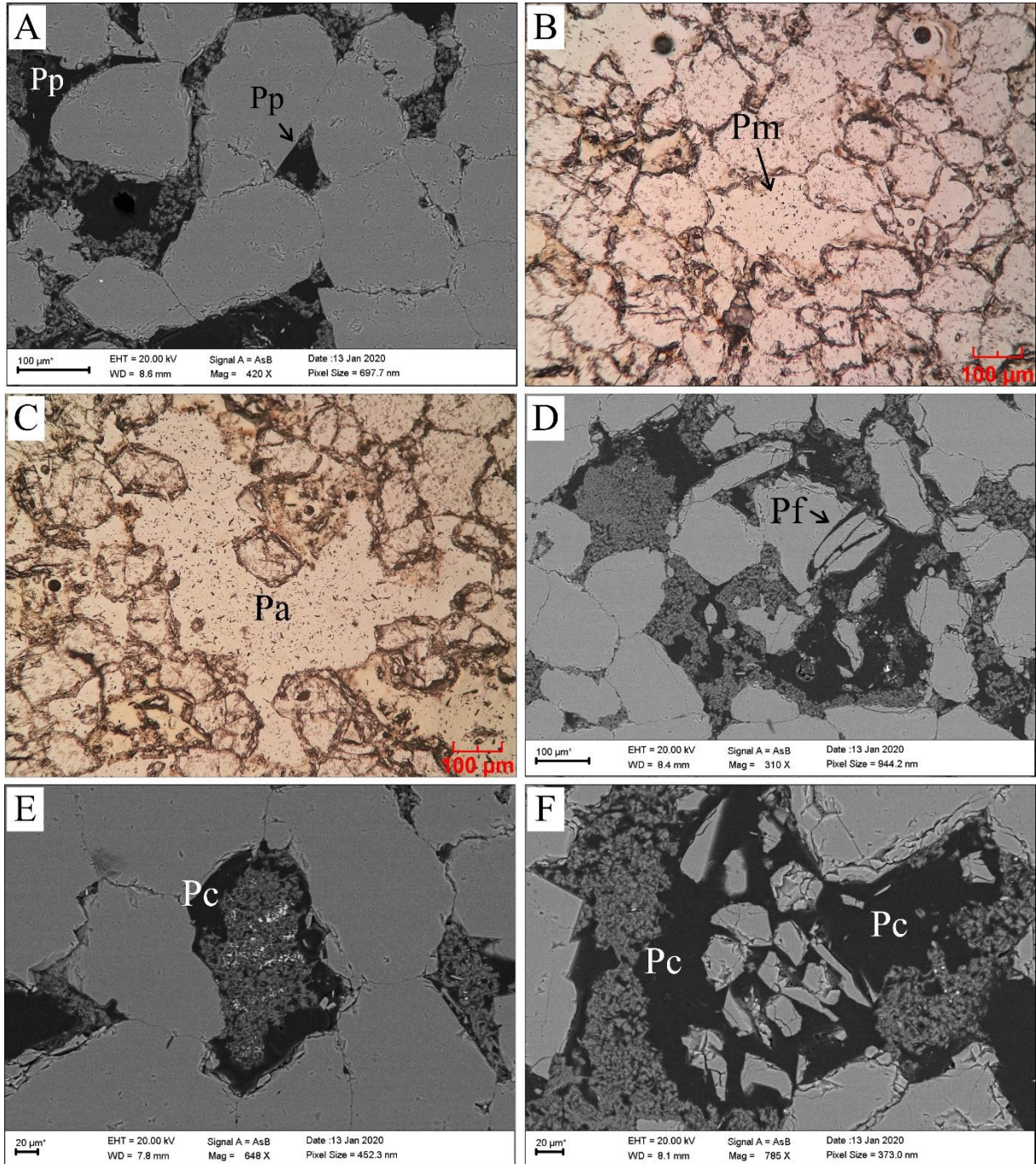


Figura 23- Morfologia das porosidades primária e secundária. (A) poro primário (Pp) de formato triangular e alongado, preservado entre grãos detríticos; (B) poro móldico (Pm); (C) poro agigantado (Pa); (D) poro de fratura (Pf); (E e F) porosidade de contração (Pc).

10. CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS

As 18 lâminas petrográficas foram classificadas segundo a proposta de Folk (1974) em quartzarenitos, sendo a composição das amostras sumarizada na Tabela 3, e exibida em porcentagem na Tabela 4. Já a Tabela 5 exhibe as frações quartzo, feldspato e fragmentos líticos, e o recálculo percentual destas, que foram utilizados para classificar as amostras segundo o diagrama ternário de Folk (1974) (Figura 24). Segundo o autor, as amostras representam, portanto, um conjunto de quartzarenitos com ínfimas variações entre os três componentes, e apresentam em média quartzo = 98,55%, feldspato = 0,62% e fragmentos líticos = 0,83%.

11. DIAGÊNESE

11.1. Considerações gerais

Segundo Boggs Jr. (2009) diagênese engloba todos os processos que atuam na modificação dos sedimentos após a deposição. A assembleia sedimentar original reage com a água contida nos poros de forma a equilibrar-se textural e geoquimicamente com o ambiente, ocorrendo caracteristicamente em baixas temperaturas ($<250^{\circ}\text{C}$) e profundidades, iniciando tão logo em subsuperfície até aproximadamente 5 km, onde passa a ocorrer a destruição da fábrica sedimentar original devido ao início do metamorfismo (Nichols 2009, Tucker 2001). Dentre diversas propostas, aquela aceita amplamente cientificamente remete a Choquette & Pray (1970), que dividem as zonas em eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. A eodiagênese denota a atuação de processos que ocorrem na ou próximos à superfície, controlados por agentes químicos, físicos e biológicos característicos do ambiente deposicional e influxos superficiais. A mesodiagênese representa a zona de soterramento efetivo, onde reações físico-químicas tomam lugar de forma proeminente e a composição química dos fluidos intersticiais são modificadas. Por fim, a telodiagênese ocorre quando por soerguimento ou inversão estrutural, um pacote previamente soterrado é exposto aos processos superficiais, onde tomam lugar, por exemplo, a oxidação da água conata e nova geração de porosidade (Boggs Jr. 2009, Kazerouni 2013, Worden & Burley 2003).

Tabela 3- Resultado da contagem dos constituintes em lâminas petrográficas.

| ID Lâminas | Qtz detrítico | | Feld | Frag. | | | Cimentos autigênicos | | | | Poros | | | Total Pts |
|----------------|---------------|------|------|-------|-----|--------|----------------------|-----|-------|----|-------|---------------|---------|--------------|
| | Mono | Poli | | Kf | Frp | Pseudo | Matriz | Qtz | Carb. | Fe | Arg. | Intergranular | Móldico | |
| F-24-CX2-28,8 | 155 | 0 | 0 | 7 | 13 | 59 | 11 | 0 | 34 | 11 | 22 | 1 | 2 | 315 |
| F-24-CX2-28,5 | 226 | 1 | 1 | 1 | 5 | 55 | 5 | 0 | 6 | 0 | 4 | 5 | 0 | 310 |
| F-24-CX2-27,7 | 247 | 3 | 0 | 1 | 9 | 39 | 5 | 0 | 2 | 0 | 9 | 6 | 0 | 324 |
| F-24-CX2-27,5 | 234 | 0 | 3 | 2 | 0 | 52 | 2 | 0 | 5 | 0 | 7 | 5 | 2 | 313 |
| F-24-CX1-27,2 | 243 | 0 | 0 | 1 | 8 | 46 | 3 | 0 | 0 | 0 | 11 | 0 | 2 | 315 |
| F-24-CX1-26,9 | 262 | 2 | 0 | 1 | 7 | 35 | 2 | 0 | 0 | 1 | 5 | 4 | 0 | 320 |
| F-24-CX1-26,6 | 220 | 0 | 6 | 2 | 3 | 36 | 7 | 2 | 1 | 3 | 23 | 7 | 7 | 317 |
| F-24-CX1-26,5 | 237 | 2 | 0 | 2 | 8 | 32 | 2 | 0 | 0 | 0 | 20 | 4 | 11 | 318 |
| F-24-CX1-26,15 | 230 | 1 | 0 | 1 | 2 | 29 | 6 | 0 | 3 | 0 | 38 | 3 | 1 | 314 |
| F-24-CX1-25,8 | 266 | 2 | 0 | 0 | 2 | 19 | 4 | 0 | 4 | 0 | 18 | 0 | 0 | 315 |
| F-24-CX1-25,57 | 240 | 3 | 0 | 0 | 1 | 24 | 1 | 0 | 1 | 0 | 35 | 6 | 0 | 311 |
| F-24-CX1-25,5 | 257 | 1 | 0 | 0 | 2 | 33 | 6 | 0 | 6 | 0 | 11 | 1 | 0 | 317 |
| F-24-CX1-25,1 | 207 | 0 | 7 | 5 | 0 | 64 | 6 | 1 | 5 | 0 | 12 | 2 | 5 | 314 |
| F-24-CX1-24,53 | 249 | 0 | 0 | 0 | 2 | 28 | 3 | 0 | 4 | 0 | 31 | 0 | 0 | 317 |
| F-24-CX1-24,5 | 225 | 0 | 9 | 9 | 4 | 45 | 5 | 3 | 10 | 5 | 5 | 0 | 3 | 323 |
| F-24-CX1-23,9 | 244 | 3 | 0 | 0 | 1 | 37 | 3 | 0 | 2 | 0 | 29 | 0 | 0 | 319 |
| F-24-CX1-23,79 | 226 | 1 | 0 | 0 | 0 | 43 | 1 | 0 | 6 | 0 | 32 | 5 | 1 | 315 |
| F-24-CX1-23,50 | 242 | 1 | 0 | 0 | 2 | 38 | 2 | 0 | 2 | 0 | 28 | 0 | 0 | 315 |
| <i>Média</i> | 233,88 | 1,81 | 5,2 | 2,90 | 4,6 | 39,66 | 4,11 | 2 | 6,06 | 5 | 18,88 | 4,08 | 3,77 | |

Significado das siglas: Mono = quartzo monocristalino; Poli = quartzo policristalino; Kf = feldspato potássico; Frp = fragmento de rocha sedimentar; Pseudo = pseudomatriz.

Tabela 4- Resultado percentual da contagem dos constituintes em lâminas petrográficas.

| ID Lâminas | Qtz detrítico | | Feld | Frag. | | | Cimentos autigênicos | | | | Poros | | | Total (%) | Significado das siglas: |
|----------------|---------------|------|------|-------|--------|--------|----------------------|-------|-------|------|---------------|---------|------------|-----------|---|
| | Mono | Poli | Kf | Frp | Pseudo | Matriz | Qtz | Carb. | Fe | Arg. | Intergranular | Móldico | Agigantado | | |
| F-24-CX2-28,8 | 49,21 | 0,00 | 0,00 | 2,22 | 4,13 | 18,73 | 3,49 | 0,00 | 10,79 | 3,49 | 6,98 | 0,32 | 0,63 | 100,00 | = quartzo monocristalino; Poli = quartzo policristalino; Kf = feldspato potássico; Frp = fragmento de rocha sedimentar; |
| F-24-CX2-28,5 | 71,75 | 0,32 | 0,32 | 0,32 | 1,59 | 17,46 | 1,59 | 0,00 | 1,90 | 0,00 | 2,86 | 1,59 | 0,00 | 100,00 | |
| F-24-CX2-27,7 | 76,45 | 0,95 | 0,00 | 0,32 | 2,86 | 12,38 | 1,59 | 0,00 | 0,63 | 0,00 | 2,86 | 1,00 | 0,00 | 100,00 | |
| F-24-CX2-27,5 | 74,29 | 0,00 | 0,95 | 0,63 | 0,00 | 16,51 | 0,63 | 0,00 | 1,59 | 0,00 | 2,22 | 1,59 | 0,63 | 100,00 | |
| F-24-CX1-27,2 | 77,14 | 0,00 | 0,00 | 0,32 | 2,54 | 14,60 | 0,95 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 3,49 | 0,00 | 0,63 | 100,00 | |
| F-24-CX1-26,9 | 83,17 | 0,63 | 0,00 | 0,32 | 2,22 | 11,11 | 0,63 | 0,00 | 0,00 | 0,32 | 1,59 | 1,27 | 0,00 | 100,00 | |
| F-24-CX1-26,6 | 69,84 | 0,00 | 1,90 | 0,63 | 0,95 | 11,43 | 2,22 | 0,63 | 0,32 | 0,95 | 7,30 | 2,22 | 2,22 | 100,00 | |
| F-24-CX1-26,5 | 75,24 | 0,63 | 0,00 | 0,63 | 2,54 | 10,16 | 0,63 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 6,35 | 1,27 | 3,49 | 100,00 | |
| F-24-CX1-26,15 | 73,02 | 0,32 | 0,00 | 0,32 | 0,63 | 9,21 | 1,90 | 0,00 | 0,95 | 0,00 | 12,06 | 0,95 | 0,32 | 100,00 | |
| F-24-CX1-25,8 | 84,44 | 0,63 | 0,00 | 0,00 | 0,63 | 6,03 | 1,27 | 0,00 | 1,27 | 0,00 | 5,71 | 0,00 | 0,00 | 100,00 | |
| F-24-CX1-25,57 | 76,19 | 0,95 | 0,00 | 0,00 | 0,32 | 7,62 | 0,32 | 0,00 | 0,32 | 0,00 | 11,11 | 1,90 | 0,00 | 100,00 | |
| F-24-CX1-25,5 | 81,59 | 0,32 | 0,00 | 0,00 | 0,63 | 10,48 | 1,90 | 0,00 | 1,90 | 0,00 | 3,49 | 0,32 | 0,00 | 100,00 | |
| F-24-CX1-25,1 | 65,71 | 0,00 | 2,22 | 1,59 | 0,00 | 20,32 | 1,90 | 0,32 | 1,59 | 0,00 | 3,81 | 0,63 | 1,59 | 100,00 | |
| F-24-CX1-24,53 | 79,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,63 | 8,89 | 0,95 | 0,00 | 1,27 | 0,00 | 9,84 | 0,00 | 0,00 | 100,00 | |
| F-24-CX1-24,5 | 71,43 | 0,00 | 2,86 | 2,86 | 1,27 | 14,29 | 1,59 | 0,95 | 3,17 | 1,59 | 1,59 | 0,00 | 0,95 | 100,00 | |
| F-24-CX1-23,9 | 77,46 | 0,95 | 0,00 | 0,00 | 0,32 | 11,75 | 0,95 | 0,00 | 0,63 | 0,00 | 9,21 | 0,00 | 0,00 | 100,00 | |
| F-24-CX1-23,79 | 71,75 | 0,32 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 13,65 | 0,32 | 0,00 | 1,90 | 0,00 | 10,16 | 1,59 | 0,32 | 100,00 | |
| F-24-CX1-23,50 | 76,83 | 0,32 | 0,00 | 0,00 | 0,63 | 12,06 | 0,63 | 0,00 | 0,63 | 0,00 | 8,89 | 0,00 | 0,00 | 100,00 | |
| <i>Média</i> | 74,25 | 0,58 | 1,65 | 0,92 | 1,46 | 12,59 | 1,31 | 0,63 | 1,93 | 1,59 | 6,00 | 1,30 | 1,20 | | |

Pseudo = pseudomatriz.

Tabela 5- Somatório dos constituintes Quartzo, Feldspato e Fragmentos Líticos dos arenitos, e recálculo percentual de cada parâmetro.

| Q | F | Fr | Total | %Q | %F | %Fr | %Total |
|--------------|---|----|-------|--------|------|------|--------|
| 155 | 0 | 7 | 162 | 95,68 | 0,00 | 4,32 | 100,00 |
| 227 | 1 | 1 | 229 | 99,13 | 0,44 | 0,44 | 100,00 |
| 250 | 0 | 1 | 251 | 99,60 | 0,00 | 0,40 | 100,00 |
| 234 | 3 | 2 | 239 | 97,91 | 1,26 | 0,84 | 100,00 |
| 243 | 0 | 1 | 244 | 99,59 | 0,00 | 0,41 | 100,00 |
| 264 | 0 | 1 | 265 | 99,62 | 0,00 | 0,38 | 100,00 |
| 220 | 6 | 2 | 228 | 96,49 | 2,63 | 0,88 | 100,00 |
| 239 | 0 | 2 | 241 | 99,17 | 0,00 | 0,83 | 100,00 |
| 231 | 0 | 1 | 232 | 99,57 | 0,00 | 0,43 | 100,00 |
| 268 | 0 | 0 | 268 | 100,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 |
| 243 | 0 | 0 | 243 | 100,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 |
| 258 | 0 | 0 | 258 | 100,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 |
| 207 | 7 | 5 | 219 | 94,52 | 3,20 | 2,28 | 100,00 |
| 249 | 0 | 0 | 249 | 100,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 |
| 225 | 9 | 9 | 243 | 92,59 | 3,70 | 3,70 | 100,00 |
| 247 | 0 | 0 | 247 | 100,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 |
| 227 | 0 | 0 | 227 | 100,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 |
| 243 | 0 | 0 | 243 | 100,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 |
| <i>Média</i> | | | | 98,55 | 0,62 | 0,83 | |

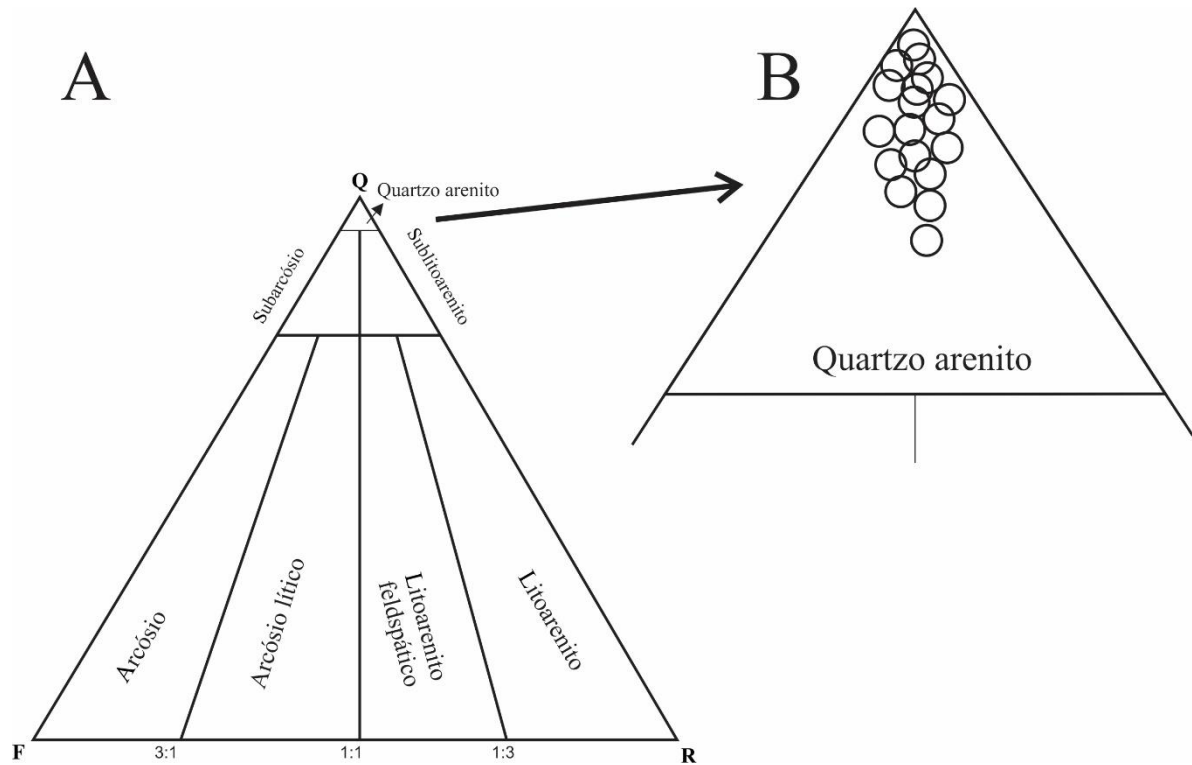


Figura 24- Classificação litológica dos arenitos da Formação Monte Alegre na região de Uruará/PA. (A) Diagrama ternário modificado de Folk (1974); (B) plotagem dos pontos ($n = 18$) com proporções obtidas pela Tabela 3.

11.2. Sequência de eventos diagenéticos

A homogeneidade do conjunto estudado, em termos textuais e composicionais, permite considerar que este fora submetido aos mesmos parâmetros e intensidade de reações diagenéticas. Logo, propõe-se aqui o sequenciamento diagenético (Figura 25) para os arenitos da Formação Monte Alegre, que segue:

- a) Sobrecrescimento precoce de quartzo (sílica);
- b) Infiltração mecânica de argilas;
- c) Cimentação carbonática incipiente;
- d) Compactação mecânica;
- e) Compactação química;
- f) Crescimento syntaxial de quartzo
- g) Dissolução e alteração de feldspatos e cimento carbonático (porosidade secundária);
- h) Autigênese de caulinita;
- i) Precipitação de óxi/hidróxido de ferro.

| | Eodiagênese | Mesodiagênese | Telodiagênese |
|--|-------------|---------------|---------------|
| Sobrecrescimento precoce de quartzo | _____ | | |
| Infiltração mecânica de argilas | _____ | | |
| Cimentação carbonática incipiente | _____ | | |
| Compactação mecânica | _____ | | |
| Compactação química | | _____ | |
| Crescimento sintaxial de quartzo | | _____ | |
| Dissolução e alteração mineral | | _____ | |
| Autigênese de caulinita | | _____ | |
| Precipitação de óxi/hidróxido de ferro | | | _____ |

Figura 25- Sequência dos parâmetros diagenéticos que afetam os arenitos da Formação monte Alegre. As linhas contínuas destacam a prevalência temporal de cada evento.

A ocorrência de sobrecrescimentos de sílica durante a eodiagênese é discutida por Blatt *et al.* (1980), porém, não apresenta grande expressão neste estágio, sendo mais comuns em ambiente deposicionais com altas temperaturas superficiais (desértico). Nos arenitos estudados, o cimento de quartzo precoce se dá sobre grãos limpos (sem cutículas de argila), denotando que ocorrera antes da adição de argilas de infiltração no perfil.

A infiltração mecânica de argilas em fração areia ou cascalho é característica de fases iniciais durante a eodiagênese, e pode ocorrer segundo Moraes & Ros (1988), por concentrações sobre barreiras impermeáveis, concentrações no nível freático e concentrações na zona vadosa, imediatamente após a deposição. Nos arenitos da Formação Monte Alegre a apresentação das argilas se dá como crescimentos tangenciais aos grãos de quartzo (*cutans*), além de aglomerados descolados dos grãos. Esta última denota a atuação de ressecamento das argilas enquanto no ambiente eodiagenético, indicando que a concentração destas ocorrera de forma episódica na zona vadosa, seguida por contração por ressecamento, condizente com a aridez do ambiente deposicional desértico (Frostick *et al.* 1984). Destaca-se que a quantidade

de argila mecanicamente infiltrada não foi suficiente para inibir totalmente os processos de cimentação posteriores (calcita e quartzo).

Ainda em condições eodiagenéticas superficiais, registra-se um episódio de precipitação carbonática incipiente, registrado como cimento de calcita espática não-ferrosa, preenchendo localmente espaços porosos do arcabouço. A cimentação calcítica restringe-se às porções de topo no perfil estudado, considerando como prováveis fontes a acumulação de CaCO_3 no espaço poroso devido à alcalinidade do ambiente deposicional, uma vez que regiões áridas (precipitação <400 mm/ano) contém alta salinidade nos corpos d'água (Zhixue *et al.* 2010).

A compactação mecânica durante a eodiagênese é responsável pela maior parte da expulsão de água conata e rearranjo das partículas na bacia de sedimentação, promovendo maior empacotamento do arcabouço e redução na porosidade primária deste (Barwis *et al.* 1990, Schneider *et al.* 1996, Tucker 2001). Diversos estudos (*e.g.* Barwis *et al.* 1990, Fu *et al.* 1994, Houseknecht 1984, 1987; Scherer 1987, Scholle & Spearing 1982) apontam que arenitos bem selecionados possuem porosidade entre 35-50% imediatamente após a deposição, sendo reduzida para 35% somente com o rearranjo de partículas durante compactação mecânica, e para até 26% quando combinada à compactação química. Nos primeiros estágios, com profundidades variando de poucas dezenas de metros até no máximo 1km (Salem *et al.* 1998, Worden & Burley 2003), são desenvolvidos contatos retilíneos longos entre os grãos, deformação semiplástica de micas (muscovita) e fragmentos de rocha, assim como faturamento rígido dos grãos de quartzo (*brittle fracturing*).

Conforme a pressão litostática obtém maior expressão sobre o pacote, os fragmentos pelíticos inicialmente preservados dão lugar à matriz de compactação, que é representada pelo prolongamento destes fragmentos migrando para os espaços intersticiais do arcabouço. Salienta-se que Dickinson (1970) descreve tal elemento como “pseudomatriz”, entretanto, considerando sua ocorrência persistente no perfil, considera-se aqui como “matriz” segundo a proposta de Moraes & Ros (1988). Acredita-se que tal processo se estende desde a eodiagênese até a mesodiagênese inicial (recente).

A continuidade na compactação mecânica é acompanhada com o aumento do gradiente geotérmico e, portanto, aumento na temperatura do ambiente diagenético (Tucker 2001). O aumento da pressão nos contatos intergranulares acarreta também uma maior solubilidade dos grãos neste contato, proporcionando dissolução parcial daquele mais

susceptível (Boggs 2006, Houseknecht 1984, Ward & Beutner 1984). Tal processo é denominado dissolução por pressão, e é reconhecido a partir de contatos côncavo-convexos entre os grãos de quartzo, com bordas sobrepostas, e segundo McBride (1989) é um processo comum a partir de profundidades de soterramento superiores a 1,5 km. A sílica livre resultante da dissolução em tais contatos, tende a precipitar no espaço poroso ou superfície granular livre imediatamente adjacente ao contato, dando origem à crescimentos sintaxiais de quartzo. Giles *et al.* (2000) estima que a cimentação por quartzo em arenitos é um importante processo a partir de temperaturas de 70-80°C, tendo pico entre 80 e 100°C, reforçando sua gênese mesodiagenética. O sobrecrecimento apresenta faces subédricas a euédricas, marcados ora por cutículas de argila ou óxi/hidróxido de ferro sobre os grãos, ora por contatos tríplexes de compromisso. Além do processo de dissolução de grãos supracitado, McBride (1989) descreve outras 22 fontes de sílica para cimentação de quartzo em arenitos, dos quais destacam-se 3 para os arenitos estudados: decomposição de feldspatos, dissolução de quartzo a partir de siltitos durante compactação mecânica e “poeira” de quartzo gerada por abrasão em ambiente eólico.

Feldspatos detríticos são comuns na composição dos arenitos imediatamente após sua deposição. Entretanto, dificilmente mantêm-se preservados quando do aumento de pressão e temperatura no ambiente diagenético, sendo alterados parcialmente ou substituídos completamente. A reação de alteração de feldspatos para argilominerais (especialmente caulinição) propõe a liberação de sílica para as águas de formação – normalmente acompanhada de cátions Na⁺, Ca⁺ e K⁺. Isso se deve à alta razão Si/Al neste mineral (~3) em comparação aos argilominerais (~1) (Worden & Morad 2003). Em função da alteração química das águas de formação, ocorre concomitantemente a dissolução do cimento calcítico, cuja reprecipitação não foi evidenciada pela petrografia.

As fontes de sílica por poeira quartzosa a partir de abrasão em ambiente eólico (Biederman 1962) e dissolução de quartzo na fração silte (Johnson 1920 *apud* Fontana *et al.* 1986) são correlacionadas durante a diagênese. Ambas feições descrevem o enriquecimento da água de formação em sílica, como resultado da dissolução de quartzo contido em frações mais finas do arcabouço, sem necessariamente ocorrer dissolução por pressão. Worden & Morad (2003) descrevem este processo como difusão molecular, considerando que partículas finas exibem maior área de contato, que é proporcional à energia de superfície destas partículas.

O estágio de geração de porosidade secundária relaciona-se diretamente com as fases de dissolução supracitadas, sendo a geração de poros móldicos e agigantados atribuída à completa dissolução de grãos de feldspato e parcial dissolução do cimento calcítico (Burley & Kantorowicz 1986, Greensmith 1989, Taylor 1950). Surdam *et al.* (1984) descrevem que a dissolução destas fases se relaciona à presença de ácidos orgânicos no ambiente diagenético, que influenciam criticamente a mobilidade de aluminossilicatos e carbonatos.

O fechamento do estágio mesodiagenético se dá pela neoformação caulínica nas rochas. Shelton (1964) afirma que a ocorrência de caulinita epigenética é consequência da característica química das águas de formação, dos tipos de arenitos hospedeiros da autigênese, do ambiente deposicional e estabilidade de minerais com composição compatível com a caulinita. A observação de caulinita em lamelas foi constatada com melhor precisão durante o imageamento por MEV, assim como sua composição foi destacada por EDS e DRX. Esta variação se distribui preenchendo a porosidade secundária do arcabouço em aglomerados soltos, sem orientação preferencial, ou bordejando os grãos de quartzo. A neoformação de caulinita exige um ambiente ligeiramente ácido, compatível com fases de alteração, substituição ou dissolução mineral no ambiente diagenético (Wilson & Pittman 1977). Acredita-se, portanto, que as prováveis fontes para formação de caulinita sejam o evento de dissolução de feldspatos e elementos da matriz descrito anteriormente, que fora responsável pela saturação de Si e Al nas águas de formação. Shelton (1964) descreve ainda que o quartzo pode adquirir um leve caráter de instabilidade em condições de formação de caulinita, onde este mineral pode ocorrer como substituição de grãos ou cimento de quartzo. Nota-se que a caulinita pode ocorrer também na variação criptocristalina, cuja origem é definida como caulinização (hidrólise) de feldspatos. Franks & Forester (1984) destacam que a maioria das caulinitas autigênicas aparecem em intervalos de temperatura próximos de 70° C. Vale discutir aqui que segundo Worden & Burley (2003) muitas vezes o aquilo que se descreve como caulinita, trata-se na verdade do polimorfo dickita. O neomorfismo ocorre, de acordo com os mesmos autores, em profundidades de soterramento entre 3 e 4,5 km e temperaturas entre 90 e 130° C, onde a caulinita é totalmente dissolvida e precipitada imediatamente como dickita.

Por fim, impõe-se no arcabouço as modificações referentes ao estágio telodiagenético, caracterizado pelo soerguimento do pacote rochoso, acompanhado por alteração na pressão, temperatura e composição química da água intersticial. Tal alteração provavelmente

ocasionou um alívio de pressão, registrado por nova fase de faturamento dos grãos de quartzo. Acredita-se também que durante o estágio telodiagenético houvera infiltração de águas meteóricas, caracterizadas pela baixa salinidade, alta concentração de CO_2^- e perfil oxidante (Worden & Burley 2003), que fora responsável pela mobilização de óxi/hidróxidos de ferro no perfil. Estas características foram registradas por Walker & Honea (1969) em análise dos depósitos de arenitos do Deserto de Sonoran, e destacam que grande parte do conteúdo de ferro distribuído como pigmento sobre os grãos, provém de argilas/argilominerais contidos no arcabouço dos arenitos. Fontes similares são consideradas para a gênese de hematita e eventuais outros óxi/hidróxidos de ferro que pigmentam os arenitos da Formação Monte Alegre, uma vez que fazem parte do arcabouço (atualmente como inclusões preservadas) aluminossilicatos contidos de ferro (*e.g.* biotita, ilita), cuja composição química foi destacada por EDS e DRX. A Figura 26 exhibe a relação textural entre os grãos do arcabouço, caulinita autigênica e hematita, onde esta última se sobrepõe aos demais, indicando ter ocorrido durante eventos terminais da diagênese.

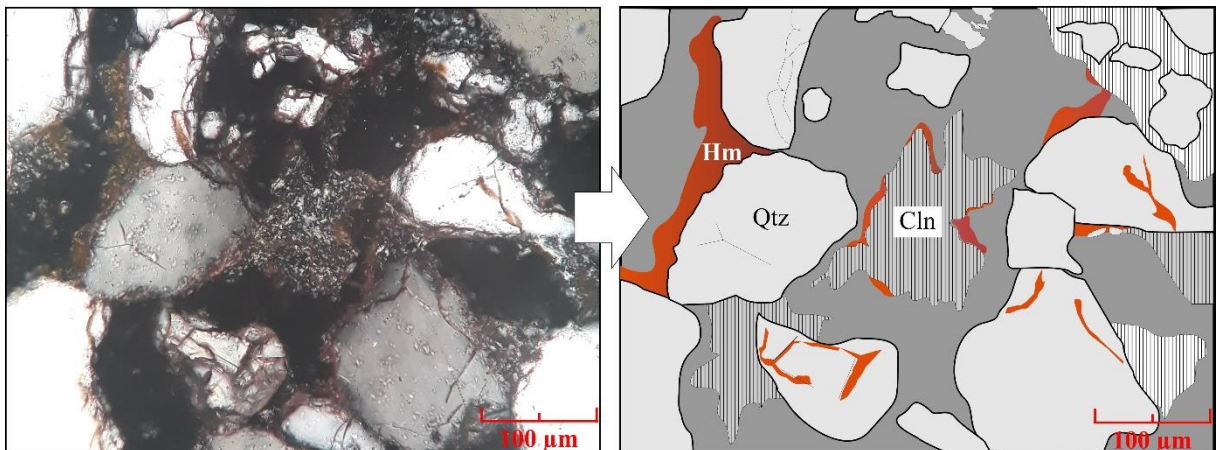


Figura 26- Precipitação de hematita (Hm) sobre os grãos de quartzo (Qtz) e caulinita (Cln), indicativo da ordem de eventos sobre os arenitos da Formação Monte Alegre.

12. PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

Os estudos de proveniência sedimentar sobre os arenitos da Formação Monte Alegre agregam informações importantes quanto a viabilidade destas rochas como análogos reservatórios na Bacia do Amazonas. Em trabalhos de Makino *et al.* (2007) e Fonseca (2016), prováveis fontes para os arenitos da Formação foram indicadas, com maior representatividade para a borda norte da Bacia do Amazonas (região dômica de Monte Alegre), a partir das metodologias de geoquímica isotópica e minerais pesados. Por representar arenitos ortoquartzíticos, com quantidade despiciente de fragmentos líticos e feldspatos, a catodoluminescência sobre os grãos de quartzo apresenta-se como ferramenta bastante útil para a indicação de áreas-fonte destas rochas.

Neste trabalho são apresentados os resultados da catodoluminescência realizada sobre um conjunto de 3 lâminas polidas, representativas das 2 associações de fácies identificadas, cujas interpretações foram agrupadas em função da homogeneidade composicional das amostras. A Tabela 6 sumariza as contagens de 100 grãos de quartzo por amostra, separados pela coloração dominante em violeta, azul claro e azul escuro.

12.1. Catodoluminescência dos arenitos da Formação Monte Alegre

A CL sobre os grãos de quartzo indicou a predominância da luminescência azul escuro (68,66%) (Figura 27A), indicativo de rochas-fonte plutônicas ou vulcânica (fenocristais de quartzo) (Bankole *et al.* 2016, Götze 1996, Götze 2001, Ramseyer *et al.* 1988, Watt *et al.* 1997, Zinkernagel 1978). Foram também observados grãos de quartzo com luminescência azul claro (25%) e violeta (6,33%) (Figura 27A), cuja origem é atribuída, segundo os autores supracitados, a rochas plutônicas graníticas. A ausência de zoneamento dos cristais de quartzo é indício complementar para a origem plutônica (Ramseyer & Matter 1985).

Tabela 6- Proporção entre as faixas de luminescência obtidas da contagem de grãos de quartzo sob catodoluminescência.

| | ID LÂMINA | Cor da emissão | | | Total (%) |
|-----------------|--------------|----------------|----------------|-----------------|-----------|
| | | Violeta (%) | Azul Claro (%) | Azul Escuro (%) | |
| Dunas eólicas | F24-CX1-27,2 | 12 | 26 | 62 | 100 |
| | F24-CX1-25,5 | 2 | 23 | 75 | 100 |
| Lençol de areia | F24-CX1-23,5 | 5 | 26 | 69 | 100 |
| | Média | 6,33 | 25 | 68,66 | |

Podem ser observados também, ainda que restritamente, grãos de feldspato identificados por luminescência violeta-avermelhado (Figura 27B), e caulinita autigênica (Figura 27C), de cor branca, elementos que não serão considerados para a interpretação de proveniência.

Uma vez que não foram observados sob CL, deve-se salientar também a presença de grãos de quartzo policristalino no arcabouço, ainda que em proporção diminuta em relação ao quartzo monocristalino. Esta consideração se faz necessária uma vez que os arenitos apresentam regularmente grãos de quartzo com extinção ondulante, e núcleos policristalinos contidos de vários cristais menores.

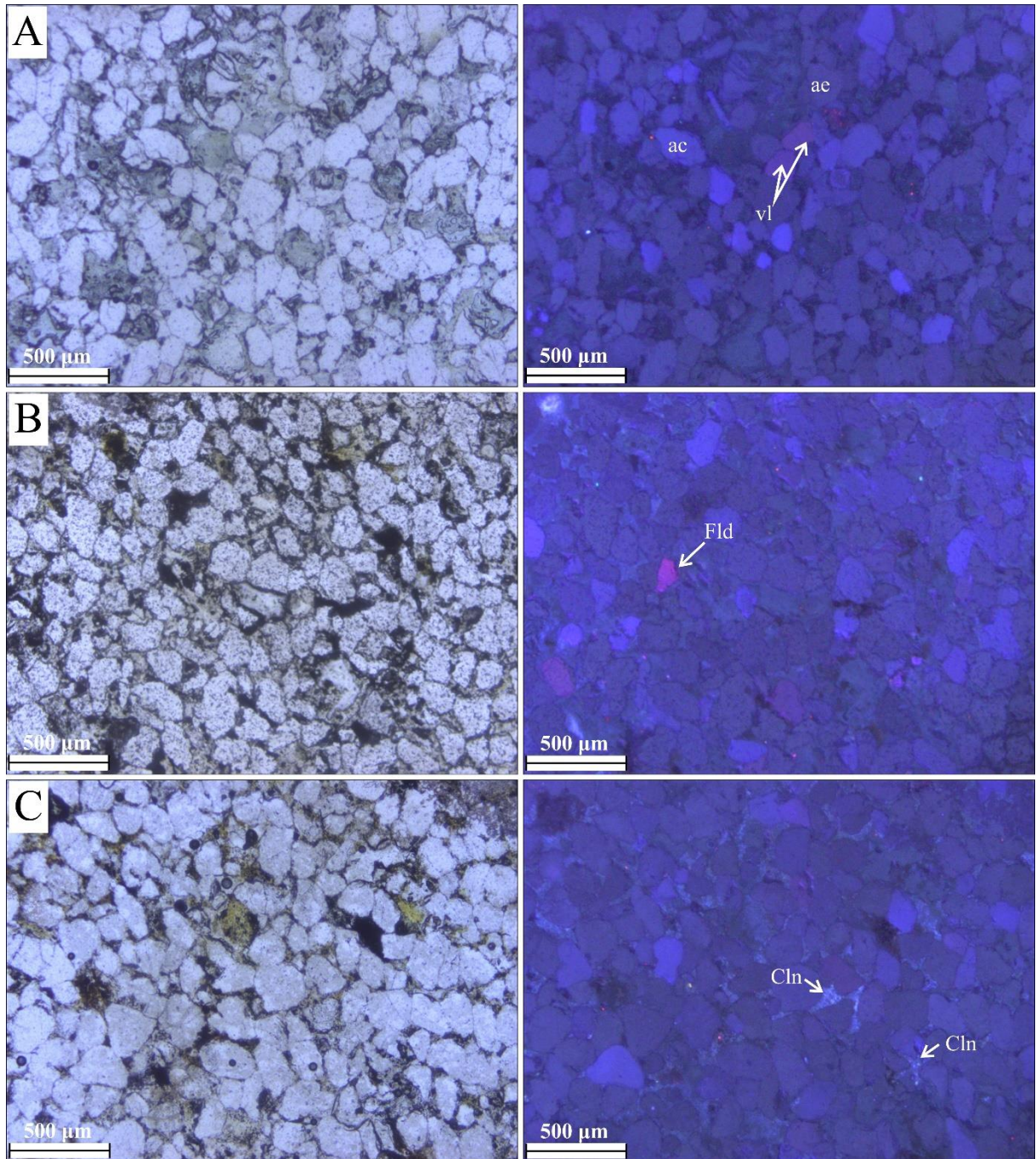


Figura 27- Fotomicrografias sob luz natural e catodoluminescência das fácies da Formação Monte Alegre. (A) grãos de quartzo com luminescência azul escuro (ae), azul claro (ac) e violeta (vl); (B) grão de feldspato (Fld) com luminescência distinta dos quartzos circundantes; (C) caulinita (Cln) autigênica disposta entre os grãos do arcabouço.

Discussão

Os resultados de CL obtidos neste trabalho remetem como origem dos sedimentos da Formação Monte Alegre primariamente rochas plutônicas graníticas, indicada pela predominância de grãos monocristalinos de quartzo com extinção uniforme, e emissões

variando entre o violeta e azul escuro sob CL. Durante a petrografia foram também observados fragmentos de rocha pelítica, sugerindo uma segunda fonte de sedimento autóctone. A presença de grãos policristalinos (Figura 12 C e D), ainda que não observados sob CL, pode inferir uma terceira fonte para os arenitos, representada por rochas metamórficas de baixo grau. Tal consideração é consonante com os resultados apresentados por Makino *et al.* (2007), onde os autores através da datação de zircões detríticos pelo método U-Pb destacam três faixas de populações: 1) duas populações neoproterozóicas – cambrianas (56% dos grãos); 2) duas populações mesoproterozóicas (36%) e; 3) idades paleoproterozóicas e cambrianas (8%), as quais os autores afirmam ser menos representativas.

A predominância de idades mesoproterozóicas e neoproterozóicas são coerentes com idades de geração de rochas no sudeste do Cráton Amazônico (Figura 28), relacionadas ao Cinturão Paraguai-Araguaia. Esta unidade tectônica é caracterizada pela ocorrência de granitoides sintectônicos amalgamados entre rochas metassedimentares e metamórficas de graus variados (Klein *et al.* 2002, Santos 2003, Cordani 2017).

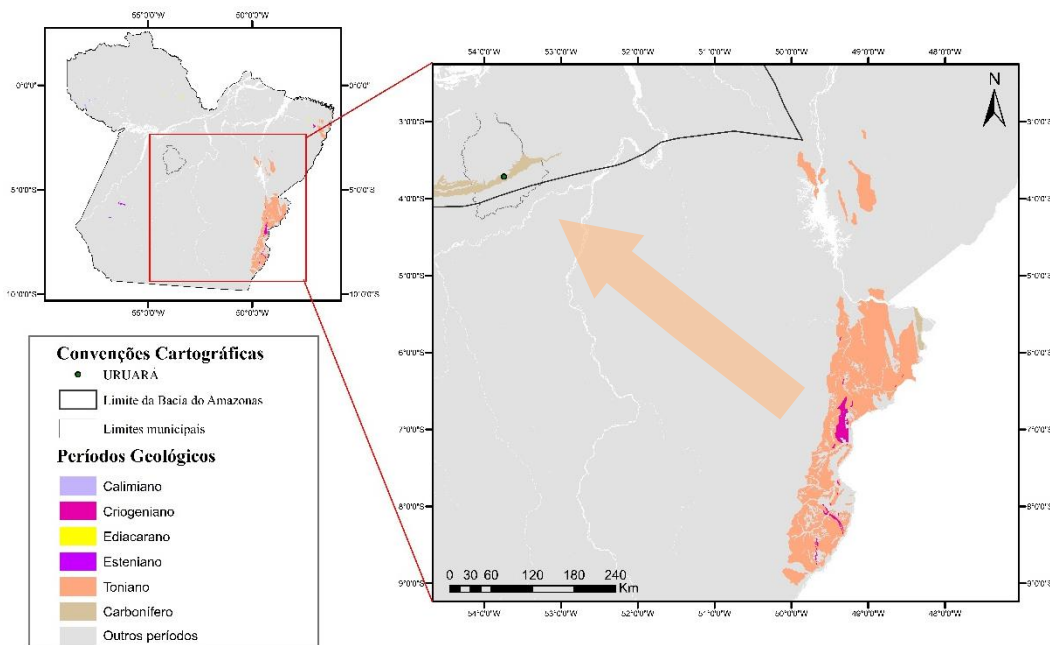


Figura 28- Localização das prováveis áreas-fonte de sedimentos para a Formação Monte Alegre, que consistem de rochas mesoproterozóicas a neoproterozóicas associadas à Faixa Paraguai-Araguaia, segundo datação em zircões detríticos por Makino *et al.* (2007) (a seta indica a direção do transporte de sedimentos).

Entretanto, a área de ocorrência de litologias mesoproterozóicas e neoproterozóicas sobre o Cinturão Paraguai-Araguaia dista aproximadamente 650 km da área de estudo, e

intriga os processos de transporte e deposição de sedimentos oriundos da mesma. Considerando o mesmo intervalo de idades, distribuem-se sobre o Cráton Amazônico os terrenos representados pelas províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena (1.85-1.55 Ga), Maroni- Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga) e Sunsás (1.25-1.0 Ga), além de terrenos antigos representados pela Província Amazônia Central (>2.3 Ga) (Teixeira *et al.* 1989; Tassinari *et al.* 2000; Oliveira 2016) adjacentes à área de estudo. Nestes terrenos ocorrem rochas de afinidade granito-granodiorito que podem servir de fontes para os sedimentos da Formação Monte Alegre, uma vez que predominância de grãos de quartzo com luminescência azul escuro (68,66%) e subordinadamente azul claro (25%), é indicativa de fontes plutônicas (Bankole *et al.* 2016, Götze 1996, Götze 2001, Ramseyer *et al.* 1988, Watt *et al.* 1997, Zinkernagel 1978). Todavia, análises mais detalhadas sobre a Formação Monte Alegre e unidades adjacentes são necessárias para inferir com acurácia as prováveis fontes dos sedimentos da bacia.

13. CONCLUSÕES

Fundamentado nas técnicas de análise faciológica, foram definidas 4 litofácies sedimentares para a Formação Monte Alegre: 1) arenito com laminação plano-paralela (Ap); 2) arenito maciço (Am); 3) arenito/siltito com laminação plano-paralela (ASp); e 4) arenito com estratificação cruzada tabular (At). As fácies foram agrupadas em 2 associações de fácies, que consistem de um sistema de lençol de areia e depósitos interdunas (AF1), e campos de dunas eólicas (AF2). A partir destas interpretou-se que os arenitos na área de estudo foram depositados em ambiente desértico úmido/costeiro, concordando com a vasta bibliografia publicada para a Formação em questão (Bemerguy & Pena 1972, Bigarella 1973, Campos 1964, Caputo *et al.* 1972, Caputo 1984, Carreira *et al.* 1973, Lima 2010, Matsuda *et al.* 2010).

A análise petrográfica permitiu classificar as rochas segundo o diagrama de Folk (1974), e são exclusivamente quartzarenitos, com alta maturidade textural e composicional, contidos de mais de 95% de grãos de quartzo. Permitiu identificar também a ordem e magnitude relativa dos eventos diagenéticos que afetaram as rochas, seguindo desde a precipitação de cimentos precoces, compactação mecânica e química, crescimento secundário de quartzo, dissolução mineral e geração de porosidade secundária, autigênese de argilominerais e precipitação de óxido de ferro (hematita). A porosidade é dominada por poros secundários, sendo reduzida efetivamente, entretanto, por cimentação mesodiagenética, e segundo Kronbauer (2014) é classificada entre pobre e regular (2 a 13%).

A aplicação de catodoluminescência (CL) sobre 3 amostras das duas AF permitiu escassas considerações concernentes à proveniência dos sedimentos, e acredita-se que as prováveis fontes encontram-se na borda sudeste do Cráton Amazônico, representada por rochas de idade mesoproterozóicas e mesoproterozóicas (Makino *et al.* 2007) de origem plutônica, salientadas pela luminescência azul escuro, azul claro e violeta dos grãos de quartzo, e subordinadamente rochas metamórficas de baixo grau, adicionando à análise os grãos policristalinos e/ou com extinção semicomposta que não foram registrados durante a CL. Contudo, a indicação de proveniência sedimentar baseada em CL não foi conclusiva, carecendo da integração entre estudos geocronológicos, mineralógicos, petrográficos, geoquímicos e de paleocorrentes em afloramentos para o estreitamento das interpretações quanto à área-fonte de sedimentos, assim como as prováveis unidades e litologias envolvidas.

REFERÊNCIAS

- Atkinson C.D., McGowen J.H., Bloch S., Lundell L.L., Trumbly P.N. 1990. Braidplain and Deltaic reservoir, Prudhoe Bay Fields, Alaska. *In: Barwis J.H., McPherson J.G., Sudlick J.R.J (eds). Sandstone petroleum reservoirs*. New York, Springer-Verlag cap 1, p. 07-30.
- Augustsson C. & Reker A. 2012. Cathodoluminescence Spectra of Quartz as Provenance Indicators Revisited. *Journal of Sedimentary Research*, **82**: 559-570.
- Bankole S.I., Dublin-Green C.O., Opatola A.O., Olaniran M.D. Akintola A.I. 2016. Petrographic and optical cathodoluminescence study of detrital quartz: provenance indicator for the sediments of the campanian Lokoja-basange Formation, Anambra basin, Nigeria. *Ife Journal of Science*, **18** (4): 861-870.
- Barwis J.H., McPherson J.G., Sudlick J.R.J (eds). 1990. *Sandstone petroleum reservoirs*. New York, Springer-Verlag, cap 6, p. 133-205.
- Basilici G. & Dal' Bó P.F. 2014. Influence of subaqueous processes on the construction and accumulation of an aeolian sand sheet. *In: Lane S.N. Earth surface processes and landforms*. [S.l.], Wiley J. & Sons, p. 32-44.
- Bemerguy I. & Pena C.A. 1972. Contribuição dos perfis elétricos ao conhecimento dos arenitos da Formação Monte Alegre – Área de Autás-Mirim. *In: 26º Congresso Brasileiro de Geologia & 2º Simpósio sobre Exploração de Petróleo no Brasil, Belém, Pará, v. 3, p.149-175*.
- Bigarella J.J. 1973. Geology of the Amazon and Parnaiba Basins. *In: Nairn A.E. & Stehli F.G. The ocean basins and margins*. Curitiba, Paraná. cap.1, p. 25-86.
- Blatt H., Middleton G.V., Murray R. 1980. *Origin of sedimentary rocks*. 2nd edition. [S.l.], Englewood Cliffs, NJ, Prentice- Hall Inc., 782 p.
- Boggs Jr. S. 2006. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 4th edition. [S.l.], Pratiencie Hall. cap 5, p. 119-157.
- Boggs Jr. S. 2009. *Petrology of Sedimentary rocks*. 2nd ed. Cambrige University Press, University of Oregon, Cambrige, cap 4, p. 111-164.
- Boggs Jr. S., Kwon Y.I., Goles G.G., Rusk B.G., Krinsley D., Setedolali A. 2002. Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination. *Journal of Sedimentary Research*, **72** (3): 408–415.
- Brookfield M.E 1992. Eolian systems. *In: Walker R. & James N. (eds.) Facies models – response to sea level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p. 143-156.
- Burgess D.T., Kettler R.M., Loope D.B. 2016. The geologic context of wonderstone: a complex, outcropped pattern of ironoxide cement. *Journal of Sedimentary Research*, **86**: 498-511.
- Burley S.D. & Kantorowicz D. 1986. Thin section and S.E.M. textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. *Sedimentology*, **33**: 587-604.

- Burley S.D. & Worden R.H. 2003. *Sandstone diagenesis: recent and ancient*. Blackwell, Publishing, International Association of Sedimentologists, 664 p.
- Campos C.W.M. 1964. Alguns aspectos estratigráficos da Formação Monte Alegre – área de Autás-Mirim. *Boletim Técnico Petrobras*, Rio de Janeiro, **7** (1): 5-40.
- Caputo M. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. PhD Thesis, University of California, Santa Barbara, 583p.
- Caputo M.V. 2014. Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(2):181-190.
- Caputo M.V., Rodrigues R., Vasconcelos D.N.N. de 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: Histórico e atualização. In. SBG, 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, *Anais*[...], Natal, v. 3, p. 35-46.
- Carreira J. de M., Veiga Jr. J.P., Lowsby S. da Cruz 1973. *Relatório de compilação bibliográfica: análise da bibliografia - índices bibliográficos*. v. 1, 190 p.
- Chakraborty T. & Chakraborty C. 2001. Eolian–aqueous Interactions in the Development of a Proterozoic Sand Sheet: Shikoda Formation, Hosangabad, India. *Journal of Sedimentary Research*, **71** (1): 107–117.
- Choquette P.W. & Pray L.C. 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *AAPG Bulletin*, **54** (2): 207-250.
- Cordani U.G. 2017. História geológica do Cráton Amazônico. In: 15º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais* [...], p. 11-16.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B de, Thomaz Filho A. 2009. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **17** (1): 205-219.
- Costa J., Vasconcelos E., Barros C., Cury L., Juk K. 2012. Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, diabásio Penatecaua, PA. *Revista Brasileira de Geociências*, **42** (4): 754-771.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M. da S. 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**: 335-347.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M. da S., Ferreira Jr C.R.P., Bezerra P.E.L., Costa M.L., Fernandes J.M.G. 1996. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Depositionais. *Geonomos*, **4** (2): 23-44.
- Cunha P. Melo J., Silva O. 2007. Bacia do Amazonas, *Boletim de Geociências Petrobrás*, Manaus, **15** (2): 227–251.
- Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C. Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas, *Boletim de Geociências. Petrobrás*, **8**: 47 – 55.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd ed. London, Longman, Essex., 696 p.

Dickinson R.W. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G.G (eds). *Provenance of arenites*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), Springer, Dordrecht. **148**: 333-361.

Dickinson W.R. 1966. Structural relationships of San Andreas fault system, Cholame Valley and Castle Mountain Range, California. *Geological Society of American Bulletin*, **77** (7): 707-726.

Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40** (2): 695-707.

Duarte J.P. 2014. *Caracterização da porosidade e permeabilidade em arenitos da Formação Monte Alegre, Carbonífero da Bacia do Amazonas*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Paraná, 68 p.

Elias A.R.D., Ros L.F.de, Mizusaki A.M.P., Anjos S.M.C. 2004. Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimões Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **169**: 191-217.

Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX, Hemphill's Pub., 159p.

Fonseca A.I.T. 2016. *Minerais pesados da Formação Monte Alegre, região de Itaituba e Monte Alegre, Bacia do Amazonas-Pará*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Oeste do Pará, n.p.

Fontana D., McBride E.F., Kugler R. 1986. Diagenesis and porosity evolution of submarine-fan and basin-plain sandstones, Marnoso-Arenacea Formation, Northern Apennines, Italy. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **34** (3): 313-328.

Franks S.G. & Forester R.W. 1984. Relationships among secondary porosity, pure-fluid chemistry and carbon dioxide, Texas Gulf Coast. In: McDonald D.A. & Surdam, R.C. *Clastic diagenesis*. (eds.). Tulsa, [s.n], p. 63-79. (AAPG Memoir 37).

Freydank H. G. 1957. *Limited investigation along eastern and southern flank of the Monte Alegre Dome*. Relatório interno. Belém, PETROBRÁS/DENOR.

Frostick L.E., Lucas P.M., Reid I. 1984. The infiltration of fine matrices into coarse-grained alluvial sediments and its implications for stratigraphical interpretation. *Journal of the Geological Society*, **141** : 955-965.

Fu L., Milliken K.L., Sharp Jr. J.M. 1994. Porosity and permeability variations in fractured and lense-gang-banded Breathitt sandstones (Middle Pennsylvanian), eastern Kentucky: diagenetic controls and implications for modeling dual-porosity systems. *Journal of Hydrology*, **154**: 531-381.

Giles M.R., Indrelid S.L., Beynon G.V., Amthor J. 2000. The origin of large-scale quartz cementation: evidence from large data sets and coupled heat–fluid mass transport modelling. Special Publication IAS, **29**:21-38.

- Glenn C.R., Filippelli G.M. 2007. Authigenic mineral formation in the marine environment: Pathways, processes and products. *Deep-sea Research. Part 2. Topical Studies in Oceanography*, **54**: 1141-1146.
- Glennie K, W., Mudd G.C., Nagtegaal P.J.C. 1978. Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. *Journal of Geologic Society of London* **135**: 25-34.
- Glennie K.W. 1970. Wadis and desert fluvial sediments. In: Glennie K.W. *Desert sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier, cap. 4: p. 199-210. (Developments in Sedimentology, 14).
- Gonzaga E.G., Gonçalves E.T., Coutinho L.F. 2000. Petroleum geology of the Amazonas basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: Mello M. R. & Katz B. J. (eds.). *Petroleum systems of South Atlantic margins*. [S.l, s.n], p. 159–178. (AAPG Memoir, 73).
- Götze J. & Kempe U. 2009. Physical principles of cathodoluminescence (CL) and its applications in geosciences. In: Gucsik A. (ed.). *Cathodoluminescence and its application in the planetary sciences*. Berlin Heidelberg, Springer, p. 1–22.
- Götze J. 2012. Application of Cathodoluminescence Microscopy and Spectroscopy in Geosciences. *Microscopy Society of America, Microscopy and microanalysis*, **18**(6): 1270-1284.
- Götze, J. Möckel R., Vennemann, T., Müller, A. 2016. Origin and geochemistry of agates in Permian volcanic rocks of the sub-Erzgebirge basin, Saxony (Germany). *Chemical Geology Including Isotope Geoscience*, **428**: 77-91.
- Götze J., Plötze M., Habermann D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz - a review. *Mineralogy and Petrology*, **71**: 225-250.
- Greensmith J.T. 1989. *Petrology of the sedimentary rocks*. 7 ed. London, Unwin Hyman. cap. 5, p. 54-83.
- Gusick A. 2009. *Cathodoluminescence and its application in the planetary sciences*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, p.11-126.
- Hoseknecht D.W. 1984. Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**(2): 348-361.
- Houseknecht D.W. 1987. Assessing Relative Importance of Compaction Processes Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones. *APPG Bulletin*, **71**(6): 633-642.
- Huggett J.M. *The growth and origin of authigenic clay minerals in sandstones*. PhD Thesis, Geology Department, University of London, 211 p.
- Hunter R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24** (IS 3): 303-461.

- Ixer R.A. & Waugh B. 2008. Authigenic iron and titanium oxides in Triassic red beds: (St. Bees Sandstone), Cumbria, Northern England. *Geology Journal*, **14** (pt 2): 179-192.
- Kalceff M.A. & Phillips M. R. 1995. Cathodoluminescence microcharacterization of the defect structure of quartz. *Physical Review B, American Physical Society*. **52**(5): 3122-3134.
- Karpeta W.P. 1990. The morphology of Permian palaeodunes a reinterpretation of the Bridgnorth Sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. *Sedimentary Geology*, **69**: 59-75.
- Kazerouni A.M. 2013. *Sandstone: geochemistry, uses and environmental impact*. [S.l.], Nova Science Publishers, 318 p. (Geology and Mineralogy Research Developments).
- Klein E.L., Koppe J.C., Moura C.A.V. 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **14**: 837-849.
- Kremer 1956. *Geological report in the Monte Alegre structure*. Relatório Interno. Belém, Petrobrás/DENOR. 16p.
- Kronbauer D.P. 2014. *Determinação de propriedades petrofísicas de rochas reservatórios usando modelos de redes de poros*. PhD Thesis, Doutorado, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 166 p.
- Lima H. P. 2010. *A sucessão siliciclástica-Carbonática Neocarbonífera da Bacia do Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 124 p.
- Macambira E.M.B., Rezende N.G.A. da M., João X.da S. J., Assis N.P. de, Calderaro R.C.B. 1977. *Projeto sulfetos de Altamira-Itaituba*. Relatório Final, v 1, 740 p.
- Makino F.T.G., Moura C.A.V.; Chemale Jr. F. 2007. Estudo de proveniência sedimentar em arenitos da Formação Monte Alegre, região de Monte Alegre (PA). In: 4º PDPETRO. Campinas, São Paulo, *Anais*[...]. 6 p.
- Matsuda N., Winter W., Wanderley Filho J., Cacela A. 2010. Roteiros geológicos: o Paleozóico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós - Estado do Pará. *Bolteim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **18**(1): 123-152.
- Matsuda N.S. 2002. *Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil*. PhD Thesis, Doutorado, University of Tokyo, Department of Earth & Planetary Science, 231 p.
- Matsuda N.S., Dino R., Wanderley Filho J.R. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio - Permiano da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **12** (2): 435-441.
- Mcbride E.F. 1989. Quartz cement in Sandstones: a review. *Earth-Science Reviews*, **26**: 69-112.

- Medeiros R.S.P. 2020. *O Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba, Norte do Brasil: implicações paleoambientais, paleoceanográficas e evolutivas para o Gondwana Ocidental*. PhD Thesis, Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, xix, 132p.
- Mescolotti P., Varejão F., Warren L., Ladeira F., Gianiini P., Assine M. 2019. The sedimentary record of wet and dry eolian systems in the Cretaceous of Southeast Brazil: stratigraphic and paleogeographic significance. *Brazilian Journal of Geology*, **49** (3): 1-20.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13** (1): 01- 62.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South American. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. Tectonic evolution of South America*. [S.l., s.n.], p. 389-449.
- Moraes M.A.S. & Ros L. F.de. 1988. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do recôncavo, nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **2** (1):13-26.
- Morales L. G. 1959, General geology and oil possibilities of the Amazon Basin, Brazil. *In: 5th World Petroleum Congr. Proc. Sec. I, Paper 51*, p. 1-17.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. 2th edition, [S.l.], Wiley-Blackwell, cap 9, p. 129-149.
- Oliveira A.C da S. 2016. *Evolução tectônica do Craton Amazonas na região sudeste do Estado do Amazonas: um estudo em múltiplas escalas com base na integração de dados geológico-estruturais e geofísicos*. MS Dissertation, Mestrado, Universidade do Amazonas, Manaus, 81 p.
- Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (eds.). 2000. *Cathodoluminescence in geosciences*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 552 p.
- Pastana J.M. do N., Souza, A.M.M. de, Vale, A.G., Faria, C.A.S. de, Santos, M.E.C.M., Assunção, P.R.S. de, Frizzo, S.J., Lobato, T. de A.M. 1978. *Projeto sulfetos de Alenquer - Monte Alegre*. Relatório Final, v 1, 360 p.
- Pettijohn, F.J., Potter P.E., Siever R. *Sand and sandstone*. New York, Springer Science+Business Media cap 3, p. 69-92.
- Ramm M. 1992. Porosity-depth trends in reservoir sandstones: theoretical models related to Jurassic sandstones offshore Norway. *Marine and Petroleum Geology*, **9** : 553-567.
- Ramseyer K. & Matter A. 1985. Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. *In: Zuffa G.G. 1985. Provenance of arenites*. NATO ASI Series, Springer [S.l.], **148**:191-211.
- Ramseyer K., Baumann J., Matter A., Mullis J. 1988. Cathodoluminescence colours of α -quartz. *Mineralogical Magazine*, **52**(368): 669-677.

Ros L.F. de & Césero P. 1986. Argilas em arenitos-bases para a interpretação petrogenética. In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Goiás, *Anais* [...], v.4, p. 1663-1670.

Salem A.M.K., Wahab A.A., McBride E.F. 1998. Diagenesis of shallowly buried cratonic sandstones, Southwest Sinai, Egypt. *Sedimentary Geology*, **119**: 3111-335.

Santos D. B dos, Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B. da, Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia: Folha SB.21 Tapajós. In: DNPM. *Projeto RADAM*, Rio de Janeiro, v. 7, 407 p.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H (eds). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM, Brasília-DF, I, cap 2, p. 169-226.

Scherer M. 1987. Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction. *APPG Bulletin*, **71** (5): 485-491.

Schneider F., Potdevin J.L., Wolf S., Faille I. 1996. Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. *Tectonophysics*, Elsevier, **263**: 307-317.

Scholle P.A. & Spearing D. 1982. *Sandstone depositional environments*. Tulsa, [s.n], 404 p. (AAPG memoir 31).

Scomazzon A., Moutinho L., Nascimento S., Lemos V., Matsuda N. 2016. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early–Middle Pennsylvanian of the Amazonas basin, Brazil. *Journal of South America Earth Science*, **65**: 25-42.

Serra O. (ed.). 1986. *Fundamentals of Well-Log interpretation: information on diagenesis (transformation of rocks and sediments)*. Montrouge, France, 15, part B: chapter 7, p.341-366. (Geological Interpretation Development, Schlumberger Technical Services).

Shelton J.W. 1964. Authigenic kaolinite in sandstone. *Journal of Sedimentar Petrology*, **34** (1): 102-111.

Silva A.J.P. da, Lopes R. da C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H (eds). 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília-DF, CPRM, I, cap 2, p. 55-165.

Silva P.A.S.da 2019. *O mar epicontinental Itaituba na região Central da Bacia do Amazonas: paleoambiente e correlação com os eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos do carbonífero*. PhD Thesis, Doutorado, Universidade Federal do Pará, 164p.

Sprunt E.S., Dengler L.A., Sloan D. 1978. Effects of metamorphism on quartz cathodoluminescence. *Geology*, **6**(5): 305-308.

Surdam R.C., Boese S.W., Crossey L.J. 1984. *The chemistry of secondary porosity: Part 2 aspects of porosity modification*, p. 127-141. (AAPG, special volumes).

- 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 Filho A. Campos, D de A. (eds.). Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, Brazil, 31st International Geological Congress. p. 41–95.
- Taylor J.M. 1950. Pore=space reduction in sandstones. *Bulletin of the AAPG*, **34** (4): 701-716.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, Elsevier, **42**, (3–4): 213-227.
- Torres A.M. 1989. *Litofácies e evolução diagenética dos arenitos da Formação Monte Alegre na região do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 157 p.
- Tucker M.E. & Dias-Brito D. 2017. *Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil*. Rio Claro, UNESP – IGCE-UNESPetro, Obra 3. 208 p..
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3 ed. Durham, University of Durham, Blackwell Science, cap. 2, p 11-91.
- Vasquez M. & Rosa–Costa, L. 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Pará*. Escala 1: 1. 000.000. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 328p.
- Vaz P.T., Wanderley Filho J.R., Bueno G.V. 2007. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **15** (2):289-297.
- Wahab A.A. 1988. Diagenetic history of Cambrian quartzarenites, Ras Dib–Zeit Bay area, Gulf of Suez, eastern desert, Egypt. *Sedimentary Geology*, **121**: 121-140.
- Walker R.G. 1984. *Facies models*. 2 ed. [S.l.], Geological Association of Canada, 318 p.
- Walker R. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R. & James N. (eds.) Facies models – response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p. 1-15.
- Walker R.T. 1976. Diagenetic origin of continental red beds. *In: Falke H. The Continental Permian in Central, West, and South Europe*. NATO Advanced Study Institute, p. 240-282.
- Walker T.R. & Honea R.M. 1969. Iron content of modern deposits in the sonoran desert: a contribution to the origin of red beds. *Geological Society of America Bulletin*, **80**: 535-544.
- Ward W.B. & Beutner E.C. Tight trough marks: Pressure-solution modification of primary structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54** (2): 469-472.
- Watt G.R., Wright P., Galloway S., McLean C. 1997. Cathodoluminescence and trace element zoning in quartz phenocrysts and xenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61** (20): 4337-4348.
- Whetten J.T. & Hawkins Jr. J.W. 1970. *Diagenetic origin of graywacke matrix minerals*. *Sedimentology*. Amsterdam, Elsevier Publishing Company, **15**: 347-361.

Wilson J.C. & McBride E.F. 1988. Compaction and porosity evolution of Pliocene Sandstones, Ventura basin, California. *AAPG Bulletin*, **72** (6): 664-681.

Wilson, M.D. & Pittman E.D. 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**(1): 3-31.

Worden R.H. & Burley S.D. 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: Burley S.D. & Worden R.H. 2003. *Sandstone diagenesis: recent and ancient*. [S.l.], International Association of Sedimentologists, p. 2-44.

Worden R.H. & Morad S. 2003. *Quartz cementation in sandstones*. [S.l.], Blackwell Science, International Association of Sedimentologists, 349p.

Zálan P.V. 2004. *Evolução Fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro, Petrobras, E&P, E&P-Exp, GPE, NNE, Cap XXXIII, p 595-612.

Zhixue S., Zhilei S., Hongjiang L, Xijie Y. 2010. Characteristics of carbonate cements in sandstone reservoirs: a case from Yanchang Formation, middle and Southern Ordos basin, China. *Petrol. Explor. Develop.*, **37** (5): 543-551.

Zinkernagel U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, **8**: 1-69.